

**STÖRUNGSANALYSE UND PETROGRAPHISCH-
GEOMECHANISCHE CHARAKTERISIERUNG TRIASSISCHER
SILIZIKLASTIKA DES CO₂-SPEICHERSTANDORTES KETZIN**

Dissertation

**zur Erlangung des
Doktorgrades der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)**

der

Naturwissenschaftlichen Fakultät III
Agrar- und Ernährungswissenschaften,
Geowissenschaften und Informatik

der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg

vorgelegt von

Herrn Klapperer, Stefan
Geboren am 03.08.1982 in Erfurt

Gutachter:

1. Prof. Dr. Christof Lempp
2. Prof. Dr. Inga Moeck
3. PD Dr. Christian Hecht

Halle (Saale), 01.02.2016

Danksagung

Als Erstes möchte ich Prof. Dr. Christof Lempp (Institut für Geowissenschaften der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, MLU) und Prof. Dr. Inga Moeck (Deutsches GeoForschungsZentrum Potsdam, GFZ/Technische Universität München) meinen herzlichsten Dank für die hervorragende Betreuung dieser Arbeit und die anregenden Diskussionen aussprechen.

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen des Forschungsprojektes am Standort Ketzin. Ich danke allen Partnern des Ketzin-Projektes CO₂MAN für ihre kontinuierliche Unterstützung und Zuwendung sowie dem Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) (GEOTECHNOLOGIEN-Programm, Fördernummer 03G0760A) und den Industriepartnern für ihre finanzielle Förderung.

Mein besonderer Dank gilt Dr. Ben Norden für die enge Zusammenarbeit im Ketzin-Projekt sowie zahlreiche fruchtbare, projektbezogene und -ferne Diskussionen, nützliche Hilfestellungen und Korrekturen. Dr. Henning Francke danke ich für Korrekturen am Kurzfassungsteil und umfängliche Inspirationen abseits des Gewöhnlichen. Ich danke Dr. Matthias Klinkmüller für hilfreiche und wegweisende Diskussionen.

Ich danke Dr. Tobias Backers und Tobias Meier (geomecon GmbH) sowie Herrn Tröber (MLU) für die sorgfältige und qualitativ hochwertige Durchführung der geomechanischen Laborversuche. Für die Unterstützung bei mikropaläontologischen, lithofaziellen und petrographischen Fragestellungen danke ich Dr. Carmen Heunisch, Dr. Markus Wolfgramm und Dr. Mathias Franz. Herrn Prof. Dr. Ernst Huenges und den Mitgliedern bzw. Mit-Doktoranden der Sektion Reservoirtechnologien (GFZ) danke ich für den fachlichen und moralischen Beistand bei der Durchführung dieser Arbeit.

Besonderen Dank möchte ich meiner Familie und insbesondere meinem Bruder Thomas aussprechen, der einen Grundstein für meinen bisherigen Werdegang darstellt. Zuguterletzt danke ich von Herzen meiner Freundin Andrea, die mir über weite Strecken dieser Arbeit helfend beiseite stand und mich stets motivierte, über den Tellerrand hinauszuschauen.

Kurzfassung

Die industrielle Abscheidung und geologische Speicherung von Kohlenstoffdioxid (carbon capture and storage, CCS) stellt einen vielversprechenden Ansatz zur Reduzierung von Treibhausgasemissionen dar. Im Nordostdeutschen Becken wurde am Standort Ketzin die CCS-Technik angewandt und in einem interdisziplinären Forschungsprogramm untersucht. Hierbei wurde im Rahmen des Ketzin-Projektes weltweit erstmals ein geladener CO₂-Speicher angebohrt und beprobt. Die sichere und nachhaltige Realisierung von geologischen Speicherprojekten setzt die Kenntnis über geomechanische Eigenschaften anstehender Gesteine und Störungen unter variierenden Druckgebungen voraus, um die Integrität der Speichergesteine und des Deckgebirges und somit eine mögliche Leckage fundiert einschätzen zu können.

Die vorliegende Arbeit umfasst die Erstellung eines strukturgeologischen 3D-Modells des regionalen Umfeldes der Ketzin-Antiklinale, welches die Grundlage der Störungsanalyse darstellt. Das Untersuchungsgebiet besitzt dabei eine laterale Ausdehnung von 40 km x 40 km (Standort Ketzin im Zentrum) und eine Mächtigkeit von 4 km. Des Weiteren wurde eine petrographische sowie geomechanische Charakterisierung der Gesteine des Reservoirs (Stuttgart-Formation), der unterlagernden Grabfeld-Formation, des Abdeckers (Weser-Formation) und des ersten Aquifers oberhalb des Reservoirs (Exter-Formation) durchgeführt. Mit Hilfe experimentell ermittelter und empirischer geomechanischer Kennwerte und verfügbarer Druckdaten wurde eine Spannungsfeldanalyse durchgeführt.

Aus der dünnschliffmikroskopischen Analyse geht hervor, dass die fluviatilen Sedimentgesteine der Stuttgart-Formation über eine unreife Zusammensetzung verfügen, wobei sanddominierte Rinnensedimente mit pelitischen Überflutungsebenensedimenten alternieren und lagenförmig eine intensive, fröhdiagenetische Zementierung aufweisen. Vereinzelt Korrosionserscheinungen an Kalifeldspäten werden als direkte Folge der Interaktion zwischen Gestein und Kohlenstoffdioxid angesehen. Darüber hinaus wurden keine weiteren petrographischen Veränderungen registriert, die mit einem CO₂-Einfluss assoziiert werden können. Die flachmarin-deltaischen Sandsteine der Exter-Formation besitzen eine mature Zusammensetzung und weisen mitunter einen erhöhten Gehalt an authigenem und detritischem (Peloide, Matrix) Karbonat auf.

Das geomechanische Gesteinsverhalten wurde mittels uniaxialer, triaxialer und Brazilian-Tests anhand von Kernmaterial des Standortes Ketzin durchgeführt. Innerhalb der Sandsteine der Stuttgart-Formation besteht eine außerordentlich große Bandbreite der Gesteinsfestigkeit

mit hohen Werten für stark zementierte Rinnensandsteinlagen und geringen Festigkeiten für poröse Rinnensandsteine. Die Sandsteine der Exter-Formation besitzen vergleichsweise moderate Festigkeitswerte. Die untersuchten Pelitgesteine verschiedener Formationen weisen hingegen relativ niedrige Festigkeitswerte auf. Es konnten keine Festigkeitsänderungen beobachtet werden, welche auf einen Einfluss des injizierten CO₂ zurückzuführen sind. Einige petrographische Charakteristika, wie Porosität und Zementgehalt, werden durch die Lithofazies beeinflusst und zeigen einen starken Einfluss auf die geomechanischen Eigenschaften.

Auf der Grundlage des Reibungsgleichgewichtes und der ermittelten Geomechanikparameter sowie den verfügbaren Fluiddruckdaten wurden die In-situ-Spannungen empirisch ermittelt. Dabei bewirken die großen Festigkeitskontraste innerhalb der Sandsteine der Stuttgart-Formation eine Spannungsanisotropie mit höheren Differenzspannungen in den festen Sandsteinen. Im E-W orientierten Spannungsfeld wurden insbesondere für kompetente Gesteine erhöhte Scherungs- bzw. Dilatationstendenzen für die modellierten Störungen festgestellt. Hierbei sind für diesen Spannungszustand einige Störungssegmente kritisch gespannt bzw. dilatativ und können als Wegsamkeit für Fluide dienen. Unter maximal halokinetisch perturbierten Spannungen (N-S) wirken die Störungen hingegen als Fluidbarriere. Die maximale Fluidruckerhöhung von 1,6 MPa während der CO₂-Injektion stellt sich dabei als unerheblich für das mechanische Gesteins- und Störungsverhalten heraus. Darüber hinaus ist durch die Anwesenheit des Rupeltons als obersten Abdecker das Rückhaltevermögen des Deckgebirges am Standort Ketzin als gewährleistet anzusehen.

Abstract

The geological carbon capture and storage (CCS) is a promising approach to diminish the emission of greenhouse gasses such as carbon dioxide. Between 2008 and 2013, CO₂ was injected into a Triassic reservoir at the Ketzin site (northeastern basin) and the influence of carbon dioxide on the reservoir and cap rock formations was subject of multidisciplinary research over several years. For geological storage projects the integrity of the reservoir and cap rock under varying pressure conditions and therefore a comprehensive knowledge about the mechanical behavior of the in-situ rocks and faults is required.

For the first time, rock samples from a loaded reservoir of a CCS site have been investigated geomechanically in this study. For this thesis a 3D geological model of the study area (40 km x 40 km with the Ketzin site in its center and a thickness of 4 km) was established to perform a fault analysis. Moreover, rock samples of the reservoir (Stuttgart Formation), the underlying Grabfeld Formation, the cap rock (Weser Formation) and the first aquifer above the reservoir (Exter Formation) were characterized petrographically as well as geomechanically.

The petrographical analysis for fluvial sandstones of the Stuttgart Formation revealed an immature composition. Sandy channel sandstones alternate with pelitic floodplain deposits. The channel sandstones possess an intense, early diagenetic cementation, which is observable in layers within the sandstone. Sporadically observed partial dissolution of feldspars is associated with the injected CO₂. The shallow marine to deltaic sediments of the Exter Formation expose a mature composition and partly exhibit a high content of authigenic and detrital (peloids, matrix) carbonate.

Implemented uniaxial, triaxial and Brazilian tests on reservoir and cap rock of the Ketzin site show a remarkable wide range of geomechanical test values for the sandstones of the Upper Stuttgart Formation (reservoir). High strength values were obtained for strongly cemented layers whereas porous parts possess extremely low rock strengths. For Exter Formation sandstones intermediate strength values were found. Tested pelitic samples from different formations show low values of geomechanical parameters. Changes in rock strengths caused by the injection of CO₂ were not detected. Particularly the cementation and porosity impacts the geomechanical behavior enormously.

Based on the frictional equilibrium, the experimentally determined geomechanical parameters and available fluid pressure data, in situ stresses were determined empirically. The vast strength differences within the sandstones of the Stuttgart Formation cause a stress anisotropy with higher differential stresses within the competent sandstones. An E-W oriented stress field

produces an enhanced shear and dilation tendency along the modeled faults, especially within the competent rock. Some faults and fault segments within the area of investigation, including the Ketzin anticline, are critically stressed or dilative and thus potentially provide fluid pathways. In case of most perturbed (N-S oriented) stresses as a result of halokinesis faults are inactive and may act as fluid barrier. At the Ketzin site, the maximum fluid pressure increase amounts to 1,6 MPa and induces only minor effects on rock and fault behavior. The Rupelian clay (Tertiary) represents the uppermost cap rock and guarantees the sustainability of injected fluids at the Ketzin site.

Inhaltsverzeichnis

Danksagung	II
Kurzfassung	III
Abstract	V
Inhaltsverzeichnis	VII
Abkürzungsverzeichnis	XI
Symbolverzeichnis	XII
1. Einleitung	1
1.1 Motivation und Zielstellung	1
1.2.1 Projektzielstellung und –umfang	2
1.2 Der Forschungsstandort Ketzin	3
1.2.2 Bohrungen und Monitoring	3
2. Grundlagen	7
2.1 Geologischer Überblick.....	7
2.1.1 Das Zentraleuropäische Beckensystem (ZEBS).....	7
2.1.2 Struktureologische Entwicklung des NEDB	7
2.1.3 Der Einfluss des Zechsteinsalzes für die Strukturierung des NEDB	13
2.1.4 Struktureologischer Aufbau des südlichen NEDB	15
2.1.5 Lithostratigraphische Entwicklung des NEDB und Brandenburgs	19
2.1.5.1 Paläozoikum (Perm)	19
2.1.5.2 Mesozoikum	20
2.1.5.3 Känozoikum	30
2.2 Zur Petrographie der Stuttgart- und Exter-Formation	31
2.2.1 Stuttgart-Formation	31
2.2.2 Exter-Formation	33
2.3 Der Spannungszustand im Norddeutschen Becken	34
2.4 Geomechanische Analysen.....	38
2.4.1 Hochdruckexperimente	38
2.4.2 Konzept der limitierenden Spannungen und Konstruktion des Spannungspolygons	43
2.4.3 Scherung und Dilatation von geologischen Trennflächen.....	45
2.4.4 Bisherige geomechanische Untersuchungen für den Standort Ketzin.....	47
3. Datengrundlage	55
3.1 Bohrungen	55
3.2 Bohrlochmessdaten	56
3.3 Kernmaterial	56
3.4 Geologische Übersichtskarten	58
3.5 Seismikdaten	58
3.6 Lokales Spannungsfeld und Reservoirdruck in der Stuttgart-Formation	62

4. Methodik	63
4.1 Strukturgeologische 3D-Modellierung	63
4.1.1 Störungsmodell.....	63
4.1.2 Schichtenmodell	64
4.1.3 Diapirmodell.....	65
4.1.4 Regionaler Bohrungsvergleich	65
4.2 Probennahme und -präparation.....	66
4.3 Petrographische und mikropaläontologische Analysen.....	70
4.3.1 Polarisationsmikroskopie	70
4.3.2 Palynologische Analyse.....	70
4.4 Geomechanische Analysen.....	71
4.4.1 Hochdruckexperimente	71
4.4.2 Herleitung der Horizontalspannungen.....	74
4.4.3 Bestimmung des Reaktivierungspotentials von Störungsflächen.....	75
5. Ergebnisse und Diskussion	76
5.1 Strukturgeologisches 3D-Modell der Region um Ketzin	76
5.1.1 Störungsmodell.....	76
5.1.2 Salinarstrukturen	80
5.1.3 Geologischer Aufbau des Schichtenmodells	80
5.1.4 Stratigraphische Besonderheiten um das Untersuchungsgebiet	83
5.1.5 Diskussion	86
5.1.5.1 Störungsmodell.....	86
5.1.5.2 Salinarstrukturen	87
5.1.5.3 Geologisches Schichtenmodell.....	88
5.2 Dünnschliffmikroskopische und mikropaläontologische Ergebnisse.....	89
5.2.1 Petrographie der Stuttgart-Formation.....	89
5.2.1.1 Rinnensandsteine.....	91
5.2.1.2 Überflutungsebenensedimente	91
5.2.2 Petrographie der Exter-Formation.....	93
5.2.2.1 Unterer Sandstein	93
5.2.2.2 Oberer Sandstein	94
5.2.3 Palynologische Analyse der Unteren Exter-Formation	97
5.2.4 Diskussion	98
5.2.4.1 Stuttgart-Formation	98
5.2.4.2 Exter-Formation	101
5.3 Geomechanische Testergebnisse	103
5.3.1 Kohäsion und Winkel der inneren Reibung	103
5.3.2 Uniaxiale Druckfestigkeit und Young-Modul.....	106
5.3.3 Zugfestigkeit.....	109

Inhaltsverzeichnis

5.3.4	Bruchmuster	110
5.3.5	Diskussion	111
5.3.6.1	Uniaxial- und Brazilian-Disc-Tests	112
5.3.6.2	Triaxialtests	113
5.3.6.3	Vergleich der Laborergebnisse mit Log-basierten Geomechanikparametern	118
5.3.6.4	Der Einfluss von Textur und Lithofazies	120
5.3.6.5	Geomechanische Aspekte zur CO ₂ -Speicherung am Standort Ketzin.....	121
5.4	Wechselbeziehungen zwischen geomechanischen und petrographischen Parametern	123
5.4.1	Porosität.....	123
5.4.2	Zementierung.....	124
5.4.3	Quarz- und Lithoklastengehalt	124
5.4.4	Diskussion	130
5.5	Spannungsfeldanalyse	132
5.5.1	Limitierende Horizontalspannungen	133
5.5.1.1	Horizontalspannungen bei initialem Reservoirdruck P_{fmin}	133
5.5.1.2	Horizontalspannungen bei maximalem Injektionsdruck P_{fmax}	135
5.5.2	Der rezente Spannungszustand in der Stuttgart-Formation und das Bruchverhalten der Reservoirgesteine unter In-situ-Bedingungen	139
5.5.3	Die Spannungsfeldorientierung im Untersuchungsgebiet	142
5.5.4	Diskussion	143
5.6	Das Störungsverhalten im rezenten Spannungsfeld	145
5.6.1	Das Störungsverhalten im E-W orientierten Spannungsfeld	147
5.6.1.1	Scherungstendenz.....	147
5.6.1.2	Dilatationstendenz	148
5.6.2	Das Störungsverhalten im N-S orientierten Spannungsfeld	150
5.6.2.1	Scherungstendenz.....	150
5.6.2.2	Dilatationstendenz	151
5.6.4	Diskussion	153
5.7	Synthese der Ergebnisse	158
6.	Zusammenfassung und Folgerungen.....	160
	Literaturverzeichnis.....	163
	Lebenslauf	182
	Eidesstattliche Erklärung	182
	Publikationen.....	183
	Abbildungsverzeichnis	184
	Tabellenverzeichnis	188
	Anhang	189
I.	Isobathenkarten	189
II.	Probenliste	196
III.	Dünnschliffübersichten.....	197

Inhaltsverzeichnis

IV.	Einzelergebnisse der polarisationsmikroskopischen Dünnschliffanalyse	200
IV.I	Mineralbestand	200
IV.II	Mineralbestand nach McBride (1964).....	203
V.	Geomechanische Testergebnisse	204
V.I	Durchschnittswerte der Geomechanikparameter	204
V.II	Einzeltestergebnisse der uniaxialen Kompressionsversuche.....	205
V.III	Einzeltestergebnisse der triaxialen Kompressionsversuche	206
V.IIIa	Testergebnisse der GM-Proben	206
V.IIIb	Testergebnisse der MLU-Proben.....	216
V.IV	Einzeltestergebnisse der Spaltzugversuche (Brazilian-Disc-Tests).....	231
VI.	Scherungs- und Dilatationstendenzen der modellierten Störungen.....	232
VI.I	Spannungsorientierung E-W	232
VI.II	Spannungsorientierung N-S.....	233

Abkürzungsverzeichnis

Abb.	Abbildung
An	Anhydrit
Az	Analizim
Do	Dolomit
E	Osten
Gew.-%	Gewichtsprozent
GFZ	GeoForschungsZentrum
GOK	Geländeoberkante
GPa	Gigapascal
linpol	linear polarisiert
Ma	Millionen Jahre
MDH	Mitteldeutsche Hauptabbrüche
MLU	Martin-Luther-Universität
MPa	Megapascal
m u. GOK	Meter unter Geländeoberkante
m ü. NN	Meter über Normalnull
NEDB	Nordostdeutsches Becken
N	Norden
NN	Normalnull
Pel	Peloid
Pers. Mitt.	persönliche Mitteilung
Py	Pyrit
Rx-Horizont	reflexionsseismischer Horizont
S	Süden
S _i	Spannungszustand in inkompetenten Gesteinen der Stuttgart-Formation
S _k	Spannungszustand in kompetenten Gesteinen der Stuttgart-Formation
SD	Standardabweichung (<i>standard deviation</i>)
SPB	Südliches Permbecken
Tab.	Tabelle
VEB	Volkseigener Betrieb
Vol.-%	Volumenprozent
W	Westen
xpol	gekreuzt polarisiert
ZEBS	Zentraleuropäisches Beckensystem

Symbolverzeichnis

c	Kohäsion	Pascal
c'	effektive Kohäsion	Pascal
E	Elastizitätsmodul bzw. Young-Modul	Pascal
μ	Reibungskoeffizient	dimensionslos
μ_i	Reibungskoeffizient inkompetenter Gesteine (der Stuttgart-Formation)	dimensionslos
μ_k	Reibungskoeffizient inkompetenter Gesteine (der Stuttgart-Formation)	dimensionslos
ν	Poissonzahl	dimensionslos
P_f	Porenfluiddruck	Pascal
P_{fmin}	initialer Porenfluiddruck (in der Stuttgart-Formation)	Pascal
P_{fmax}	maximaler Porenfluiddruck (in der Stuttgart-Formation)	
σ_c	uniaxiale Druckfestigkeit	Pascal
σ_c'	effektive uniaxiale Druckfestigkeit	Pascal
σ_1, σ_2 und σ_3	größte, mittlere und kleinste Hauptspannung	Pascal
σ_1', σ_2' und σ_3'	effektive größte, mittlere und kleinste Hauptspannung	Pascal
σ_{hmin}	minimale horizontale Hauptspannung	Pascal
σ_{Hmax}	maximale horizontale Hauptspannung	Pascal
σ_v	Vertikalspannung	Pascal
σ_n	Normalspannung	Pascal
σ_t	(indirekte) Zugfestigkeit	Pascal
φ	Reibungswinkel	Grad
φ'	effektiver Reibungswinkel	Grad
τ	Scherspannung	Pascal

1. Einleitung

1.1 Motivation und Zielstellung

Die industrielle Abscheidung und geologische Speicherung von Kohlenstoffdioxid wurde im Rahmen klimapolitischer Bestrebungen durch den Weltklimarat der Vereinten Nationen (IPCC) zu einer potentiell anwendbaren Methode zur Reduzierung des global ansteigenden Gehalts an Treibhausgasen erklärt. Die Speicherung von CO₂ in salinen Aquiferen stellt einen vielversprechenden Ansatz zur Umsetzung dieses Vorhabens dar (IPCC, 2005). International wird die Technik der CO₂-Abscheidung und Sequestrierung (*Carbon Capture and Storage*, CCS) in einer Reihe von Projekten durchgeführt und erforscht. Neben kommerziellen Projekten mit Injektionsraten im industriellen Maßstab (2000-3500 t/Tag) existieren reine Forschungsprojekte mit wesentlich geringeren Raten (40-250 t/Tag) (Michael, 2010), um kontrollierte und kontrollierbare Bedingungen sicherzustellen.

Die Gewährleistung der sicheren Injektion und nachhaltigen Speicherung von Kohlenstoffdioxid ist eines der primären Anliegen dieser Forschungsprojekte. Zahlreiche Studien belegen dabei den Zusammenhang zwischen der Aktivität von Störungen und deren Funktion als Fluidwegsamkeit bzw. -barriere (Barton et al., 1995; Gudmundsson, 2000; Sibson, 2000; Wiprut & Zoback, 2000; Rogers et al., 2008). Ein wesentliches Ziel der vorliegenden Arbeit stellt daher die Einschätzung des Störungsverhaltens im rezenten Spannungsfeld und das Erlangen eines grundlegenden Verständnisses für die mechanischen Eigenschaften von Reservoir- und Abdeckgesteine am Standort Ketzin dar. Zudem soll eine Bewertung des potentiellen CO₂-Einflusses auf die mechanischen Gesteinseigenschaften vorgenommen werden. Peng & Zhang (1999, 2007) zeigten, dass lithofazielle Charakteristika insbesondere für Flussablagerungen das geomechanische Verhalten beeinflussen. Daher wird des Weiteren in dieser Studie geprüft, welche petrographisch-lithofaziellen Eigenschaften die geomechanischen Charakteristika der untersuchten Sedimentgesteine prägen und inwieweit ein heterogenes, sedimentäres System, wie jenes der keuperzeitlichen Gesteine am Standort Ketzin (Förster et al., 2006, 2010), für die geologische Speicherung geeignet ist. Letztlich soll durch die vorliegende Arbeit eine Daten- und Interpretationslücke hinsichtlich der geomechanischen und strukturgeologischen Charakterisierung von Reservoir und Deckgebirge am Standort Ketzin geschlossen werden.

Für den Forschungsstandort Ketzin ist die hervorragende Datenlage hervorzuheben, welche die Durchführung der vorliegenden Arbeit gewährleistet und begründet. Die eigens für das

Ketzin-Projekt abgeteufte Bohrungen und daraus hervorgegangene umfangreiche Bohrlochmessungen sowie entnommenes Kernmaterial bilden eine wichtige Grundlage für die angewendeten Verfahren. Aus insgesamt fünf Bohrungen am Forschungsstandort Ketzin wurde Kernmaterial von Reservoir (ca. 630 m u. GOK) und Deckgebirge für geomechanische Laborexperimente verwendet. Hierfür wurden Kernproben untersucht, welche sowohl vor als auch vier Jahre nach dem Beginn der CO₂-Injektion genommen wurden. Um die Ergebnisse der Laborexperimente umfassender bewerten zu können, wurde an einigen Proben eine petrographische Analyse mittels Dünnschliffmikroskopie durchgeführt. Durch diese Methode sollte auch eine mögliche Fluid-Gesteins-Wechselwirkung durch das injizierte Kohlenstoffdioxid betrachtet und infolge dessen eine potentielle Änderung der Gesteinsfestigkeit bewertet werden. Neben der petrographisch evaluierten, geomechanischen Analyse, war die Bewertung des Reaktivierungspotentials der vorhandenen Störungsflächen im regionalen Umfeld des Standortes Ketzin ein zentraler Gegenstand dieser Arbeit. Hierfür wurde eine strukturgeologische, dreidimensionale (3D) Modellierung durchgeführt, wobei angrenzende geologische Strukturen im regionalen Maßstab mit einbezogen wurden, um potentielle Störungsinteraktionen bewerten zu können. Eine Kartierung aller verfügbaren Störungsdaten ist hierfür essentiell, um ein möglichst umfassendes Abbild der strukturgeologischen Gegebenheiten des Untersuchungsgebietes zu erhalten.

Die gewonnenen Erkenntnisse sollen nicht zuletzt Rückschlüsse auf die Übertragbarkeit und eine Risikoabschätzung der CO₂-Speicherung für andere Standorte mit heterogen aufgebauten Reservoirsystemen erlauben.

1.2.1 Projektzielstellung und -umfang

Im Mittelpunkt des Ketzin-Projektes steht die Bewertung der Auswirkungen der Injektion und geologischen Speicherung von CO₂. Zur Gewährleistung eines sicheren und nachhaltigen Injektionsbetriebes wurde in verschiedenen Projekten, u.a. CO₂SINK (2004-2010) und CO₂MAN (Nachfolgeprojekt, 2010-2013), ein multidisziplinäres Forschungsprogramm durchgeführt. Die Analysemethoden umfassen Labor- und Feldmessungen, (statische) Modellierungen und numerische Simulationen. Dieses umfangreiche Projekt verfolgt den Anspruch, einen entscheidenden Erkenntnisgewinn bezüglich der geologischen Speicherung von CO₂ in einem salinen Aqifer zu erzielen (Martens et al., 2012) und Empfehlungen zum Antragswesen sowie zur Übertragbarkeit bzw. Anwendbarkeit der genutzten Verfahren auf andere Standorte zu entwickeln.

Seit dem 30. Juni 2008 bis zum Injektionsende am 29. August 2013 wurde eine Gesamtmenge von 67.271 Tonnen lebensmittelreines Kohlenstoffdioxid mit einer durchschnittlichen Rate von etwa 36 Tonnen pro Tag injiziert (Martens, et al. 2013). Während des Injektionszeitraumes stieg die Reservoirtemperatur von 34 °C auf 38 °C (Ivanova et al., 2013) und der Reservoirdruck erreichte, ausgehend von 6,2 MPa, maximal 7,8 MPa (Kempka & Kühn, 2013), womit der Druck deutlich unter dem durch das Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe (LBGR) vorgeschriebenen, maximalen Reservoirdruck von 8,5 MPa (Martens et al., 2012) blieb. Das gespeicherte CO₂ befindet sich unter Berücksichtigung des CO₂-Phasendiagramms und in Anbetracht der initialen bzw. injektionsbedingt erhöhten Reservoirdruck- und -temperaturbedingungen in einem gasförmigen Aggregatustand (Möller et al., 2014).

1.2 Der Forschungsstandort Ketzin

Die Injektionsanlage des Ketzin-Forschungsprojektes befindet sich nahe der Stadt Ketzin (Havel), etwa 25 km westlich von Berlin (Abb. 1.1). Der Standort ist Teil des Norddeutschen Beckens, welches ein geschlossenes geologisches System darstellt (siehe Kapitel 2.1). Als Speicherstruktur dient der östliche Teil der ENE-WSW orientierten, sogenannten Roskow-Ketzin-Doppelantiklinale. Die Antiklinalstruktur entstand durch den Aufstieg von permischem Salz, welches sich heute in Form eines länglichen Salzkissens in einer Tiefe von etwa 1500-2000 m befindet. Der Speicherhorizont für die untertägige Lagerung von CO₂ ist ein saliner Aquifer in etwa 630-650 m u. GOK, bestehend aus fluvial entstandenen, porösen Sandsteinen der Stuttgart-Formation (Keuper, Trias) (Förster et al., 2006; Martens et al., 2013) (siehe Kapitel 2.1.5). Liassische Sandsteine in einer Teufe von etwa 280 m dienten zwischen den 70er Jahren des vorigen Jahrhunderts bis zum Jahr 2000 als Erdgasspeicher (Kazemeini et al., 2008) (Abb. 1.2).

1.2.2 Bohrungen und Monitoring

Für die untertägige Speicherung von CO₂ und der Überwachung von dessen Ausbreitung wurden am Standort Ketzin fünf annähernd vertikale Bohrungen mit Abständen zwischen 25 m und 100 m in Tiefen von 446 m bis 810 m u. GOK abgeteuft (Tab. 1.1, Abb. 1.2). Im Jahr 2007 wurden im Rahmen des Forschungsprojektes CO₂SINK die drei Bohrungen CO₂ Ktzi 200/2007 (Ktzi 200), CO₂ Ktzi 201/2007 (Ktzi 201) und CO₂ Ktzi 202/2007 (Ktzi 202)

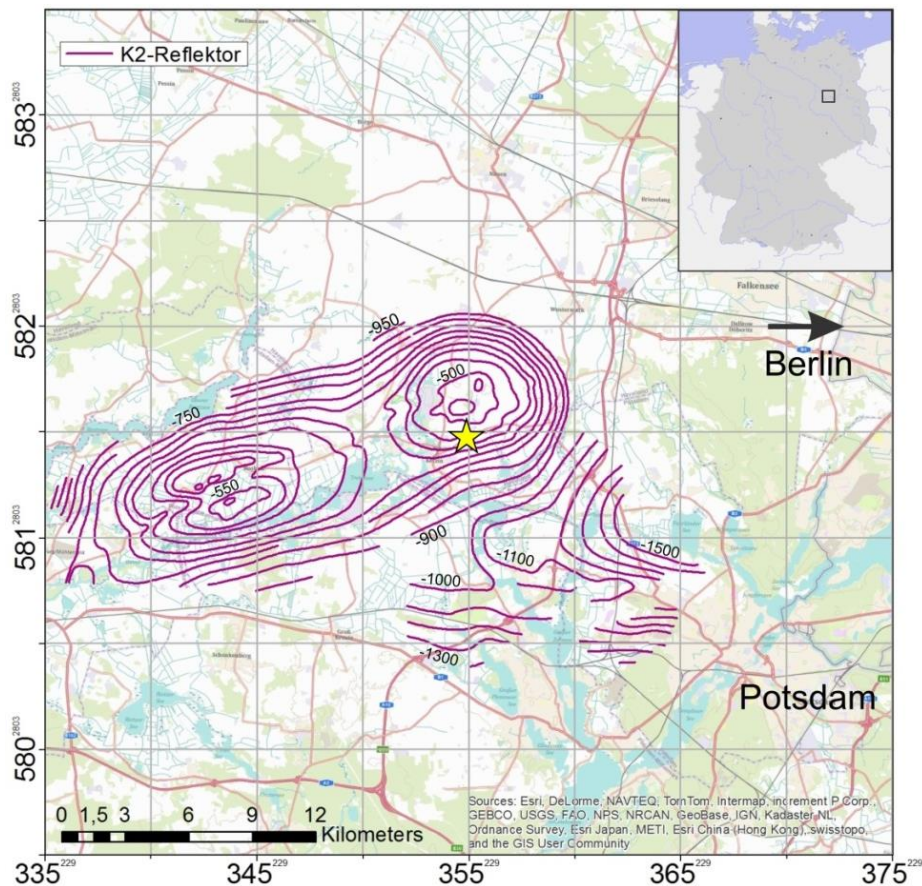


Abb. 1.1: Lage und Umfang des Untersuchungsgebietes in Nordostdeutschland mit der Position des Injektionsstandortes (gelber Stern) im östlichen Teil der Roskow-Ketzin-Doppelantiklinale (violette Isolinien: Tiefe [m] des reflexionsseismischen K2-Horizontes, Quelle: VEB Geophysik Leipzig, 1962) (Koordinatensystem: WGS 1984, Zone 33N).

abgeteuft. Die Bohrungen reichen bis in die Stuttgart- bzw. die darunter liegende Grabfeld-Formation. Als Injektor diente die Bohrung Ktzi 201. Im Rahmen des Nachfolgeprojektes CO₂MAN wurde 2011 die Bohrung Hy Ktzi P300/2011 (P300) etwa 25 m nordwestlich der Bohrung Ktzi 202 abgeteuft, um den ersten Aquifer oberhalb der Speicherformation zu erschließen und zu beproben und die Integrität des Speichers mittels Druck- und Fluidanalysen zu überwachen. 2012 folgte die fünfte und letzte Bohrung, welche wiederum bis in die Stuttgart-Formation reicht (CO₂ Ktzi 203/2012). Mit dieser Bohrung wurde weltweit zum ersten Mal ein geladener CO₂-Speicher aufgeschlossen und Bohrkerne entnommen. Die Bohrkerne der Bohrungen Ktzi 200, Ktzi 201, Ktzi 202 und Ktzi 203 wurden im Seilkernverfahren in *Linern* von 3-5 m Kernmarschlänge gewonnen. Die Kerne der Bohrung P300 wurden ebenfalls im Seilkernverfahren, jedoch ohne Zuhilfenahme von Linern, gezogen. Nach dem Bergen der Kernmärsche wurden diese direkt am Bohrplatz in Sektionen zu je 1 m Länge geschnitten. Die Gesamtkernstrecke der Bohrungen umfasst 329,22 m und beinhaltet Gesteine des CO₂-Speichers (Stuttgart-Formation) sowie des Deck- (Exter- und Weser-Formation) und Grundgebirges (Grabfeld-Formation). Die genannten Bohrungen

wurden im *Rotary*-Verfahren durchgeführt. Um erfahrungsgemäße bohrtechnische Schwierigkeiten mit dem plastisch und schwellend reagierenden Rupelton zu umgehen, wurde in der Bohrung P300 bis in eine Tiefe von 155 m das Lufthebeverfahren angewendet (Martens et al., 2013).

Zur Überwachung des Speicherbetriebes und der Ermittlung von Gesteins- und Fluideigenschaften wurde ein umfangreiches Bohrloch-Mess-Programm (*Logging*) durchgeführt. Die angewendeten Messverfahren umfassen u.a. Vierarm-Kaliper, Akustik-*Log*, Dichte-*Log*, Neutron/Neutron-*Log*, Nuklear-Magnet-Resonanz-Tomographie (NMR), die Bestimmung des Eigenpotentials, des elektrischen Widerstandes, der totalen, natürlichen Radioaktivität (Gamma Ray, GR), des photoelektrischen Faktors und eine Abbildung der Bohrlochwand mittels elektrischer Verfahren (*Formation Micro Imager*, FMI) (Norden, 2010). Darüber hinaus verfügen die Bohrungen Ktzi 200, Ktzi 201 und Ktzi 202 über ein fest installiertes Messsystem. Kontinuierliche Druckmessungen wurden in der Bohrung Ktzi 201 in einer Tiefe von 550 m mit einem Faser-Bragg-Gitter basierten Drucksensor vorgenommen (Giese et al., 2009). Kempka & Kühn (2013) präsentieren Druckwerte, welche auf die Reservoirtiefe von 639,5 m korrigiert worden sind (siehe Kapitel 4.4). Seismische und elektrische Wiederholungsmessungen im *Crosshole*- und *Downhole*-Verfahren vor und nach dem Beginn der CO₂-Speicherung sollen geologische Strukturen, Änderungen im Porenfluid und die Ausbreitung des Kohlenstoffdioxids erfassen. Seismische und geoelektrische Installationen bilden in Kombination mit fiberoptischen Sensorkabeln zur Temperaturmessung ein sog. „*Smart Casing*“ (Giese et al., 2009). Die 3D-seismischen Messungen ermöglichen eine detaillierte Abbildung untertägiger Strukturen bis in eine Tiefe von etwa 1000 m (Juhlin et al., 2007).

Tab. 1.1: Abgeteufte Bohrungen am Forschungsstandort Ketzin zur untertägigen Speicherung von CO₂ (Werte aus Norden, 2007; Norden & Klapperer, 2011; Norden, 2012).

Bohrung	Hochwert	Rechtswert	Ansatzpunkt [m ü. NN]	Endteufe [m u. GOK]	Kernstrecke (und Kerngewinn) [m]	Kern-durchmesser [mm]	Funktion
Ktzi 200	5817801,6	3355292,7	33,6	810,3	610,0-709,5 (96,7)	100	Monitoring
Ktzi 201	5817803,7	3355242,7	33,5	756	620,0-703,5 (83,5)		Injektion, Monitoring
Ktzi 202	5817901,4	3355296,8	33,5	649,6	626,0-644,5 (18,5)		Monitoring
Ktzi 203	5817827	3355246	33,4	701	594,0-599,5; 616,0-701,0 (89,62)		Monitoring
P300	5817922,9	3355279	33,4	446	404,0-446,1 (40,9)	85	Monitoring

1.2 Einleitung – Der Forschungsstandort Ketzin

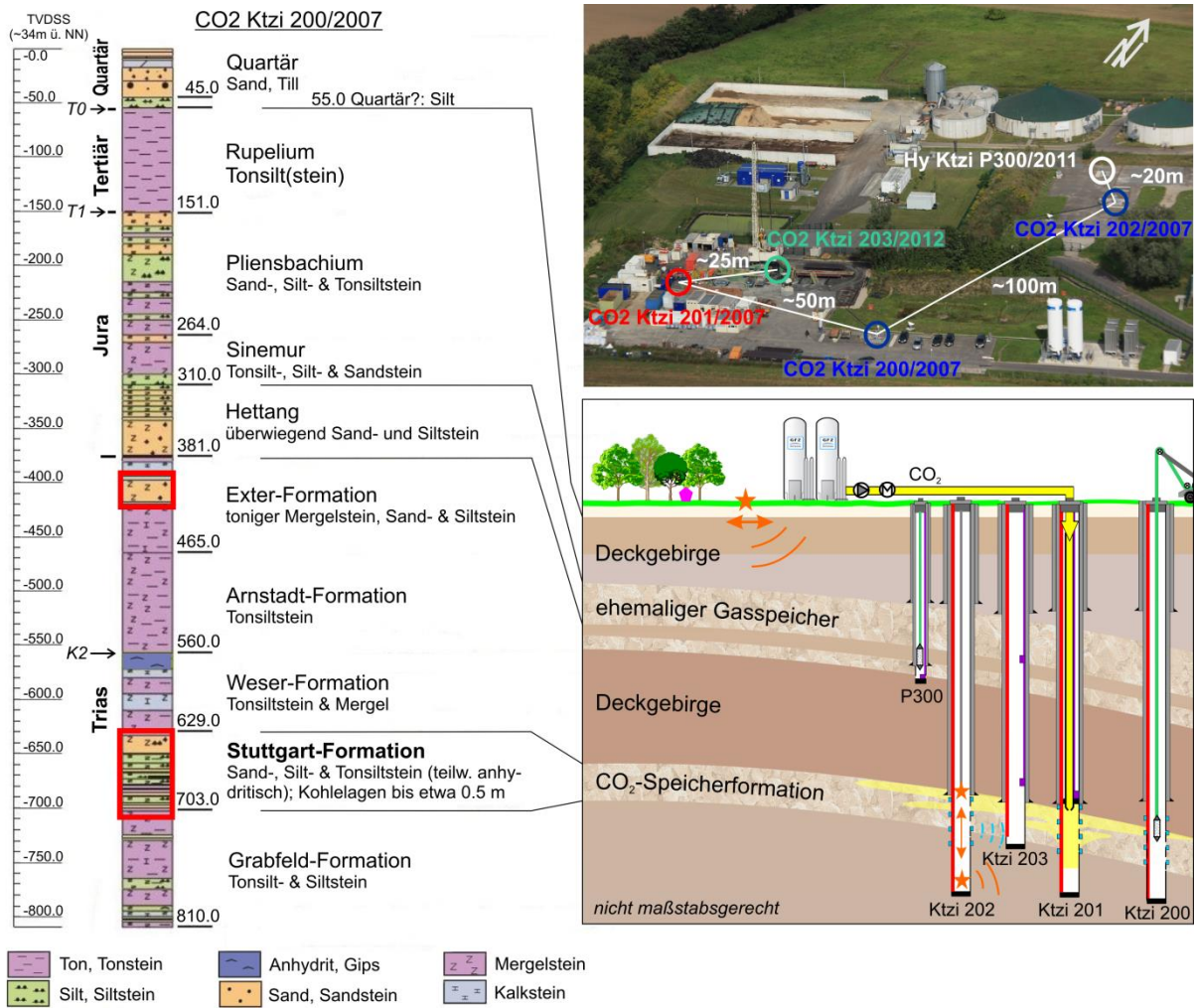


Abb. 1.2: Links: lithostratigrafisches Kurzprofil der Überwachungsbohrung CO₂ Ktzi 200/2007 (nach Prevedel, 2008). Die roten Rahmen markieren Kernabschnitte aus fünf Bohrungen des Ketzin-Projektes. Pfeile verweisen auf anstehende reflexionsseismisch relevante Horizonte (T₀, T₁ und K₂, siehe Kapitel 3.4, Tab. 3.3). Rechts unten: schematisches Teilprofil der Ketzin Antiklinale mit dem Ausbau der Bohrungen und der Funktion der geologischen Schichten im Speicherbetrieb. Rechts oben: Luftbildaufnahme des Bohrplatzes mit Bohrungsmarkierungen und Relativabständen.

2. Grundlagen

2.1 Geologischer Überblick

2.1.1 Das Zentraleuropäische Beckensystem (ZEBS)

Das ZEBS erstreckt sich in WNW-ESE Richtung über eine Distanz von ca. 1700 km von England über die südliche Nordsee, Dänemark, die Niederlande und Norddeutschland bis nach Polen und besitzt eine Breite von 300-600 km. Es ist geprägt durch einen komplexen Aufbau mit interagierenden, intrakontinentalen Sedimentbecken, zu welchen in erster Ordnung das Nördliche (NPB) und das Südliche Permbecken (SPB) zählen. Das NPB wird auch als Norwegisch-Dänisches Becken bezeichnet (Ziegler, 1990; Plein, 1993; Scheck-Wenderoth & Lamarche, 2005; Maystrenko et al., 2008). NPB und SPB werden durch das Ringkøbing-Fyn-Møn-Hoch voneinander getrennt (Abb. 2.1). Das SPB ist in vier größere Teilbecken untergliedert, dem Niederländisch-Englischen, dem NW- und NE-Deutschen und dem Polnischen Becken sowie weitere Sub-Strukturen (Gast et al., 1998). Der Südrand des Beckensystems folgt etwa dem Verlauf des variszischen Überschiebungsgürtels. Der Nordrand zeichnet sich durch die Tornquist-Tesseyre-Zone und deren nordöstliche Verlängerung, der Sorgenfrey-Tornquist-Zone aus. Diese Störungszonen markieren die Grenze zwischen dem präkambrischen, osteuropäischen Kraton (Baltica) und der paläozoischen Kruste von Europa (van Wees et al., 2000). Das in dieser Arbeit untersuchte Gebiet befindet sich im südlichen Teil des Nordostdeutschen Beckens (NEDB) (Abb. 2.1).

2.1.2 Strukturgeologische Entwicklung des NEDB

Entwicklung und Aufbau des NEDB sind Gegenstand zahlreicher Untersuchungen und kontroverser Diskussionen (u.a. Franke, 1990; Ziegler, 1990; Bachmann & Hoffmann, 1997; Scheck, 1997; Bayer et al., 1999; Krawczyk et al., 1999; DEKORP-BASIN Research Group, 1999; Scheck & Bayer, 1999; van Wees et al., 2000; Kossow, 2001; Hübscher et al., 2010). Hierzu existieren verschiedene Modelle für die Beckenbildung, wie z.B. Manteldiapirismus, ein *elastic plate model*, *unterplating*, scherungsbedingte Krustenausdünnung oder thermische Subsidenz.

Aufgrund von Geschwindigkeitsverzerrungen unter den mächtigen Salzakkumulationen des Zechsteins können die dortigen Lagerungsverhältnisse nicht eindeutig bestimmt werden. Die

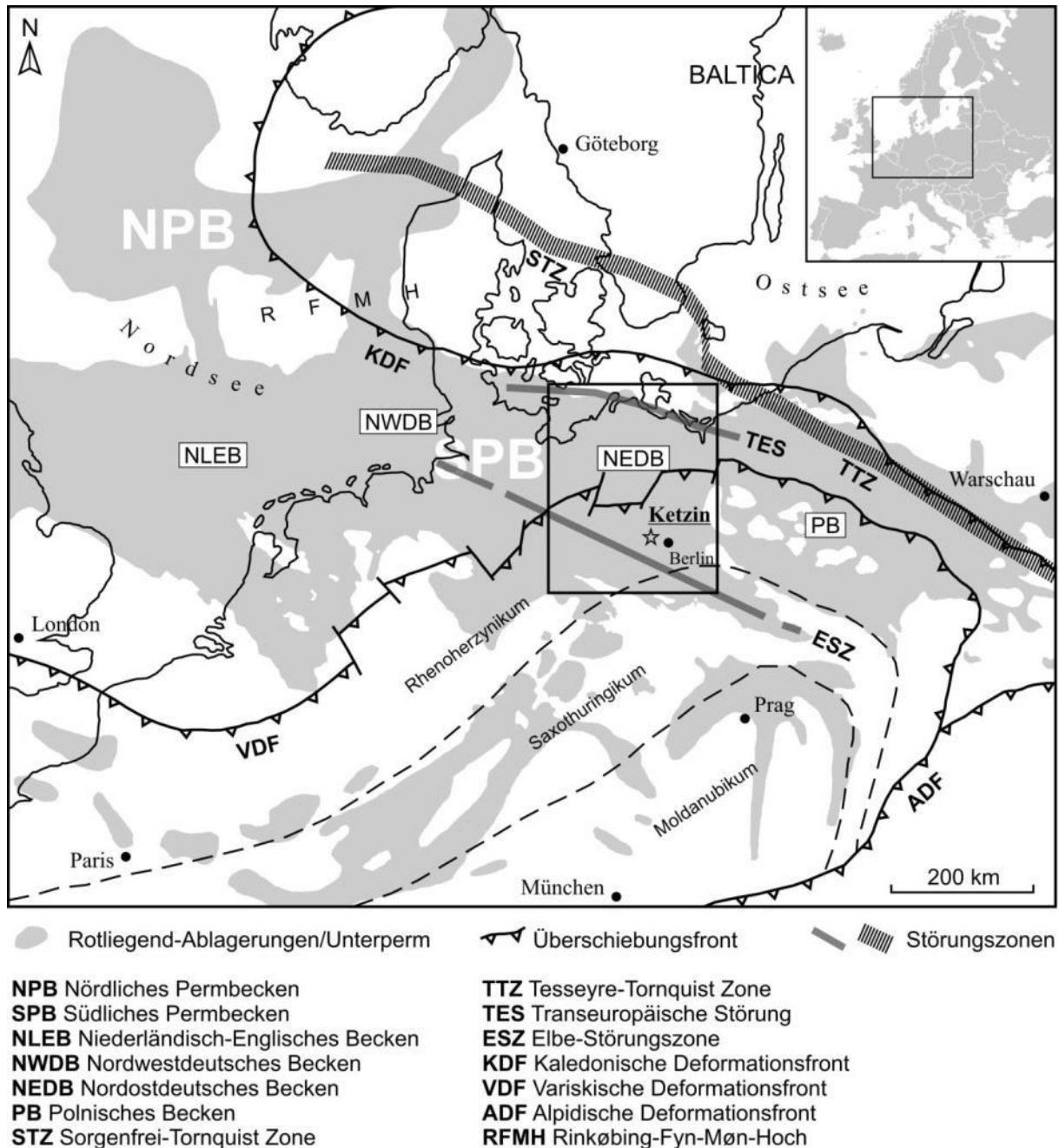


Abb. 2.1: Strukturgeologische Übersichtskarte des ZEBs mit der Lage des Nordostdeutschen Beckens und dem Standort Ketzin (als Stern markiert) (modifiziert nach Ziegler, 1990; Benek et al., 1996; Lokhorst, 1998; Scheck & Bayer, 1999; Abramovitz & Thybo, 2000; Scheck & Lamarche, 2005).

strukturelle Analyse der prä-permischen Kruste und die Erstellung eines umfassenden Modells für die Mechanismen der Beckenentstehung werden dadurch erschwert. Die Struktur des Subsalinars ist für den suprasalinaren Bau von entscheidender Bedeutung, da regionale, tief reichende Störungszonen und morphologische Gegebenheiten der Zechsteinbasis die Halokinese und damit den Bau des Deckgebirges im NEDB grundlegend beeinflussen (Scheck, 1997; Kossow, 2001; Rieke, 2001).

Das SPB und das darin enthaltene NEDB sind das Ergebnis einer postvariszischen, mehrphasigen Deformationsgeschichte. Hierfür werden vier Entwicklungsstadien angenommen (Abb. 2.2): (1) Frühstadium (Beckeninizzierung im Permokarbon), (2) Hauptabsenkungsstadium (Perm-Obertrias), (3) Differenzierungsstadium (Obertrias-Unterkreide, Hauptphase der halokinetischen Bewegungen mit der Herausbildung der Roskow-Ketzin-Doppelantiklinale) und (4) Inversions- bzw Stabilisierungsstadium (Unterkreide-Känozoikum) (Nöldecke & Schwab, 1976; Ziegler, 1990). Scheck & Bayer (1999) geben eine weitere Subsidenzphase im Känozoikum als fünftes Stadium an.

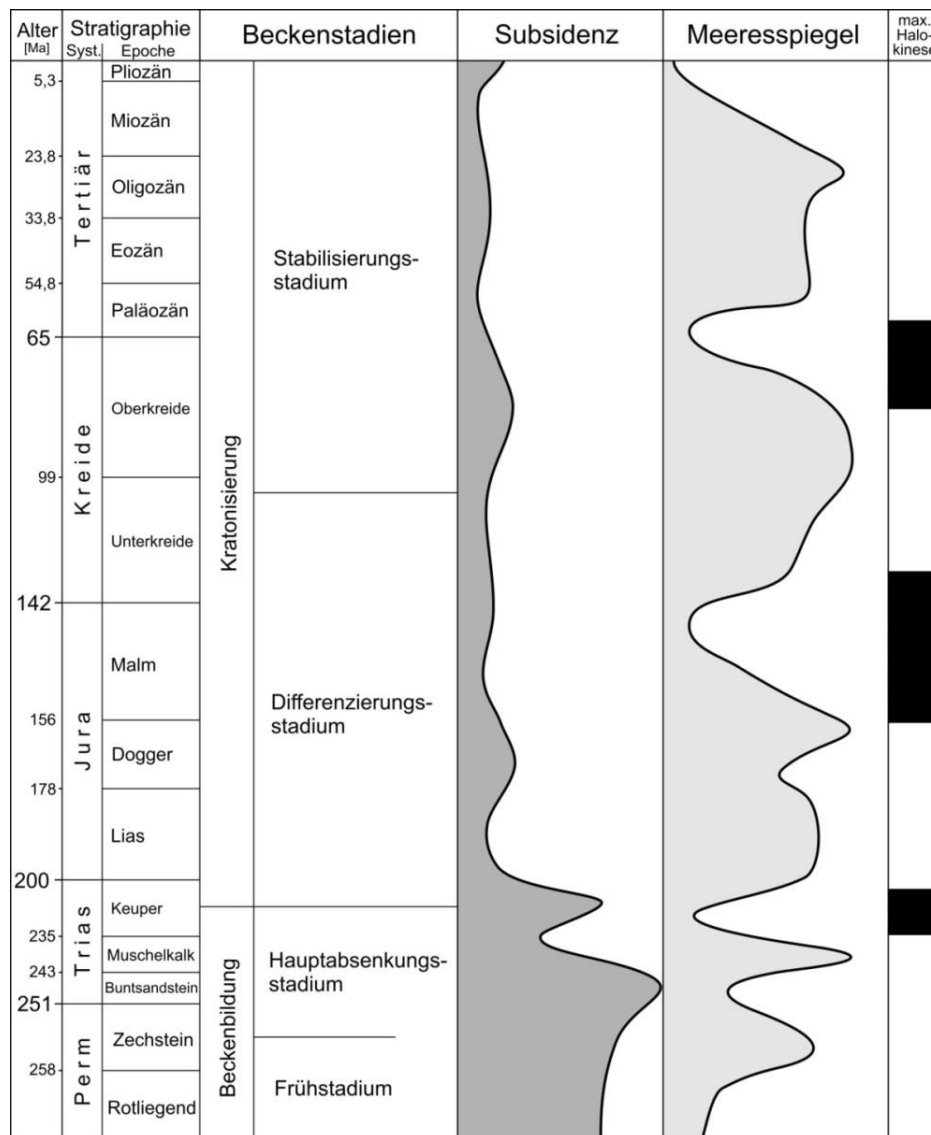


Abb. 2.2: Entwicklungsstadien des NEDB mit den Hauptphasen der Halokinese des Zechsteinsalzes (modifiziert nach Nöldecke & Schwab, 1976; Kossow et al., 2000; DSK, 2002).

(1) Permokarbon (Beckeninizzierung)

Infolge von intensivem Magmatismus und krustaler Ausdünnung im Vorland des variszischen Orogens setzte die Beckenbildung im Oberkarbon (Stephan)/Rotliegend ein (Benek et al.,

1996; Bayer et al., 1999; Maystrenko et al., 2008). Spätvariszische Deformationsprozesse verursachten die Faltung und blockhafte Segmentierung des Vorlandes mit einer dominierend NE-SW- bis NNE-SSW-Orientierung. Damit entstand u.a. die Elbe-Störungszone (ESZ) in Form eines transtensionalen, dextralen Schersystems zwischen der Subduktionszone des Urals und den kollabierenden Appalachen bzw. europäischen Varisziden (Arthaud & Matte, 1977; Ehmke & Katzung, 1993; Scheck et al., 2002; Stackebrandt & Lippstreu, 2010). Bewegungen entlang der Tornquist-Zone, des Ringkøbing-Fyn-Møn-Hochs und der ESZ (Abb. 2.1) könnten die Beckeniniziiierung beeinflusst haben (Scheck-Wenderoth & Lamarche, 2005). Regionale Störungszoneen übten im Folgenden einen kontrollierenden Einfluss auf die spätpaläozoische Füllung des NEDB aus (Stackebrandt & Lippstreu, 2010). So fungierten die entstandenen Scherbrüche als Aufstiegszoneen für Rotliegend-Effusiva und Intrusiva, was im Bereich der Altmark-Fläming-Scholle (siehe Kap. 2.1.3) zu einem der größten vulkanischen Eruptionszentren Mitteleuropas führte. (Benek, 1996; Stottmeister et al., 2008). Zudem dienten *Pull-Apart*-Strukturen als Akkumulationsraum für besagte Magmatite und Sedimente im Rotliegend (Benek, 1996). Das Depotzentrum mit den mächtigsten Ablagerungen befindet sich im Permokarbon westlich des Rheinsberg-Lineaments (Scheck & Bayer, 1999), welches sich unmittelbar nordwestlich des Untersuchungsgebietes als Neuruppin-Störung manifestiert (Abb. 2.4).

(2) Perm-Obere Trias (Hauptabsenkungsstadium)

Nach Brink (2005b) verursachte das permokarbonische, tektonische Ereignis Metamorphoseprozesse, die zu einer Volumenreduktion und Zunahme der Gesteinsdichte führten. Dieser Vorgang erklärt etwa 30 % der Beckensubsidenz. Die restlichen 70 % werden der Auflast der Beckenfüllung zugeschrieben (Brink, 2005a, 2009). Somit dominierten thermisch induzierte Relaxation und Sedimentauflast die Beckenentstehung im Perm (Ziegler, 1990; Scheck & Bayer, 1999; van Wees et al., 2000). Durch fortschreitende thermische Subsidenz mit Subsidenzschwerpunkt in NW-Mecklenburg bildeten sich zwei Depotzentren, die West-Mecklenburg-Senke und die Havel-Müritz-Senke (Bachmann & Hoffmann, 1995; Scheck & Bayer, 1999). Trotz der Ablagerung der ca. 1800 m mächtigen Rotliegend-Sedimente lag das NEDB mehr als 100 m unterhalb des Meeresspiegels. Diese Paläomorphologie sorgte für eine rasche Ingression des Zechsteinmeeres über die Nordseestraße. Im Übergang Perm-Trias führte ein weit verzweigtes Riftsystem in Mittel- und NW-Europa zur Modifikation des regionalen Spannungsfeldes und der Ausbildung von N-S orientierten Grabenstrukturen (Zentral-Graben, Horn-Graben und Glückstadt-Graben) (Ziegler, 1990; Scheck-Wenderoth & Lamarche, 2005; Maystrenko et al., 2012 und enthaltene

Referenzen). Die Phase der stärksten Beckensubsidenz dauerte bis in die Mittlere Trias fort (Scheck et al., 1999; Scheck & Bayer, 1999; van Wees et al., 2000).

Während der Unteren Trias (Buntsandstein) herrschte das Strukturbild des späten Rotliegend vor, wobei NNE-SSW orientierte Strukturen dominant waren. Am Südrand des NEDB zeichnete sich zudem erstmals die Altmark-Schwelle deutlich ab (Scheck, 1997).

Ab der Mittleren Trias (Muschelkalk) wurde die thermische Subsidenz weitgehend von tektonischen Ereignissen überlagert. Größere krustale Schwächezonen, wie die Tornquist Zone (TTZ und STZ, Abb. 2.1) und die ESZ, hatten dabei maßgeblichen Einfluss auf die weitere Beckenentwicklung (Scheck & Bayer, 1999; Scheck-Wenderoth & Lamarche, 2005). Im NEDB bildeten sich mit der Holstein-Mecklenburg-Senke und dem Rheinsberg-Trog zwei N-S gerichtete Depotzentren aus. In der Oberen Trias (Keuper) erfolgte eine weitere intensive Subsidenzphase und erste halokinetische Bewegungen in mehreren Phasen (Scheck & Bayer, 1999; Kossow et al., 2000; Maystrenko et al., 2013). Auslösende Faktoren für die Mobilisierung des Zechsteinsalzes werden in Änderungen im regionalen Spannungsfeld durch Extensionsprozesse gesehen (Scheck et al., 2003; Maystrenko et al., 2013).

(3) Obere Trias-Unterkreide (Differenzierungsstadium)

Die tektonische Entwicklung zwischen Keuper und Oberjura hatte eine Differenzierung des permotriassischen Sedimentationsraumes zur Folge. Im Keuper wurde die störungsbezogene Deformation durch eine weitere regionale Absenkung infolge von plattentektonischen Prozessen im Riftsystem Thetys-Zentralatlantik-Karibik abgelöst, was zu einer Transgression im beginnenden Jura führte (Ziegler, 1990). Besonders der Gifhorn- und der Rheinsberg-Trog waren von den E-W gerichteten, extensionalen Spannungen und folglich einer weiteren Absenkung betroffen, was in diesen Regionen zur Ablagerung von über 1200 m klastischer Sedimente führte. Die Subsidenzrate in bisherigen permotriassischen Depotzentren und der Region der Altmark war hingegen nur gering (Scheck & Bayer, 1999; Scheck et al., 1999). Im Oberen Keuper traten im NDB erste wesentliche halokinetische Bewegungen infolge einer tektonisch induzierten Mobilisierung des Zechsteinsalzes auf (Beutler, 1976). Der Obere Jura war durch ein mittelkimmerisches, tektonothermales Ereignis geprägt, mit dem die Heraushebung des Harzes und der Schollen Flechtingen-Roßlau und Calvörde (Abb. 2.4) verbunden ist (Knape, 1962; Wolfgramm et al., 1998). Zwischen dem Mittleren Jura und der Unterkreide war der nördliche Bereich des NEDB von Hebung geprägt, was zur Erosion von triassischen und jurassischen Sedimenten führte (Nöldecke & Schwab, 1976; Schwab, 1985). An der Wende Jura-Kreide kam es zu einer Aktivierung großer intrakontinentaler Störungen, vermutlich hervorgerufen durch Riftprozesse im Nord-Atlantik und der entstehenden Tethys

(Kossow & Krawczyk, 2002). Dieser Zeitabschnitt wurde von einer ersten Inversion des Beckens mit einer relativ geringen Beckenverkürzung von ca. 1-6 km und halokinetischen Bewegungen geprägt, wobei Winkeldiskordanzen in Abdeckern von Salzkissen eine Salzmobilisierung zwischen Dogger und Hauterive anzeigen (Kossow, 2000, 2001). Diese ersten Salzbewegungen trugen zur Herausbildung der Speicherstruktur am Standort Ketzin in Form eines Salzkissens bei (Förster et al., 2006).

(4) Unterkreide-Känozoikum (Inversions- und Stabilisierungsstadium)

Das Inversionsstadium ist generell charakterisiert durch einen Wechsel von extensionalen zu kompressiven Spannungen im ZEBS (Sippel, 2009). Mit der Wende Jura-Kreide kommt es zu einer fundamentalen Neuordnung der europäischen Plattenkonfiguration aufgrund von verstärkter Spreizung (*spreading*) entlang des Mittelatlantischen Rückens bzw. der Öffnung des Nordatlantik, der Bildung des Nordpenninischen Ozeans und einsetzender kompressiver Tektonik im Südpenninischen Ozean (Ziegler, 1990; Gawlick et al., 1999). Die Kreide war zunächst geprägt von einer kontinuierlichen Sedimentation bei steigendem Meeresspiegel und tektonischer Ruhe ohne größere Salzbewegungen. Mit einsetzender alpidischer Orogenese an der Wende Kreide-Tertiär sind die stärksten Salzbewegungen zu verzeichnen (Hübscher et al., 2010). Das überregionale Spannungsfeld verursachte u.a. die Entstehung der Harznordrand-Störung in der Oberkreide (Ziegler, 1987) und generell die Bildung von Falten- und Überschiebungsstrukturen. Es erfolgte erneut eine intensive Salzmobilisierung, u.a. im Raum Ketzin, die zur Ausprägung von Kissenstrukturen und dazugehörigen Randsenken bzw. Salzabwanderungsgebieten führte (Kossow, 2001).

Die plattentektonische Reorganisation führte zu einer Inversion an WNW- bis NW streichenden Störungen, wohingegen N-S orientierte Strukturen (z.B. der Glückstadt-Graben) unbeeinflusst blieben (Maystrenko et al., 2005). Durch N-S gerichtete, kompressive Spannungen wurden insbesondere beckenrandliche Bereiche in einem mehrphasigen Prozess herausgehoben, weshalb hier Oberkreide-Ablagerungen fehlen. Inversionsbezogene Deckgebirgstektonik (*thin-skinned*) verursachte am Nordrand des NEDB die Bildung des Grimmen-Hochs. Durch den Übergang von halitreicher Beckenfazies zum immobilen Beckenrand wurde hier die basale Reibung erhöht, was zur Überschiebung dieser Rampenantiklinale führte (Kossow & Krawczyk, 2002). Grundgebirgsdeformationen (*thick-skinned*) erfassten den Prignitz-Lausitz-Block sowie die Schollen von Flechtingen-Roßlau und Calvörde am Südrand des NEDB (Scheck, 1997; Scheck & Bayer, 1999; Mazur et al., 2005). Aufgrund der Aufschiebung der Calvörde-Scholle wurde entlang der Gardelegen-Störung

enormer Druck auf die Sedimente des NEDB ausgeübt, weshalb dieser Teil der ESZ für die Strukturbildung des NEDB eine entscheidende Rolle spielte (Kossow, 2001).

(5) Känozoisches Subsidenzstadium

Eine letzte Subsidenzphase ist nach Scheck (1997) und Scheck & Bayer (1999) der Mächtigkeitsverteilung känozoischer Ablagerungen zu entnehmen. Dieser Prozess wurde durch halokinetische Bewegungen überlagert, was zur Bildung von zahlreichen lokalen Depozentren in Randsenken führte, wobei die Mächtigkeiten nach Westen zunehmen. Die Ursache der Beckenabsenkung wird in einen *hot spot* im Nordatlantik vermutet, wodurch der passive Kontinentalrand Nordwesteuropas seit dem Eozän bis heute von thermischer Subsidenz betroffen ist (Rasser et al., 2008). Nach Kaiser et al. (2005) sind keine größeren quartären Bewegungen entlang regional bedeutender Störungszonen zu verzeichnen, was durch die geringe Seismizität im NDB bestätigt wird.

2.1.3 Der Einfluss des Zechsteinsalzes für die Strukturierung des NEDB

Der Halit der permischen Zechsteinablagerungen spielt aufgrund seiner physikalischen Eigenschaften für die Entwicklung des NEDB und die darin verteilten krustalen Spannungen eine fundamentale Rolle. Mit zunehmender Versenkungstiefe und steigender Konsolidierung übersteigt die Dichte der meisten Sedimentgesteine (etwa 2,3-2,7 g/cm³) die Dichte des nahezu inkompressiblen Steinsalzes (ca. 2,16 g/cm³), welches daher einen gravitativen Auftrieb entwickelt und durch duktile Eigenschaften mobilisiert werden kann (Truesheim, 1957; Militzer et al., 1985; Bell, 2007; Schön, 2011).

Im NEDB kam es in mehreren Etappen zu tektonisch induzierten, halokinetischen Bewegungen, wodurch das mesozoische und teilweise auch känozoische Deckgebirge deformiert wurde (Scheck & Bayer, 1999). Hierbei kam es zur Ausbildung von Randsenken und Aufdomungsstrukturen. Randsenken sind von verstärkter Sedimentakkumulation geprägt, wohingegen an Salzaufstiegsbereichen, wie z.B. den Strukturen Rüdersdorf oder Sperenberg im Raum um Berlin, ein stark mächtigkeitsreduziertes oder durch das Zechsteinsalz durchbrochenes Deckgebirge vorliegen kann (Stackebrandt & Manhenke, 2010). Ursachen für Salzbewegungen werden in unterschiedlichen Mechanismen gesehen (Scheck et al., 2003 und enthaltene Referenzen). So werden die Salzkissen im Raum Brandenburg nach tektonisch und gravitativ getriebenen Strukturen gegliedert, wobei die Ketzin-Struktur dem gravitativen Typ zuzuordnen ist (Stackebrandt & Beer, 2010). Phasen des intensivsten Salzaufstiegs sind nach

Kossow (2001) oftmals an krustale Schwächezonen im Deckgebirge gebunden. Änderungen im regionalen Spannungsfeld werden von Scheck et al. (2003) als auslösender Faktor für salztektonische Prozesse aufgeführt. Hingegen werden nach Maystrenko et al. (2013) post-permische, halokinetische Aktivitäten von der Paläomächtigkeit der Zechsteinablagerungen kontrolliert.

Die Bewegung des Salzes in Abwanderungs- und Aufdomungszonen verursacht im suprasalinen Deckgebirge sowohl duktile als auch spröde Deformationen (Poliakov et al., 1996). Besonders Faltenachsen bzw. deformierte Gesteinsschichten oberhalb eines Salzdoms sind von Dehnungsphänomenen und der Entstehung von Abschiebungsstrukturen betroffen (Dietrich, 1989; Lohr et al., 2007). Besitzt die Domstruktur eine längliche bzw. elliptische Form, so orientieren sich die Störungen entlang der Hauptachse und spreizen sich an den Enden auf (Withjack & Scheiner, 1982; Jackson & Galloway, 1984; Davison et al., 1996), wie auch am Störungsmuster im östlichen Teil der Roskow-Ketzin-Doppelantiklinale zu erkennen ist (Juhlin et al., 2007). Rundliche Aufdomungsstrukturen zeigen dagegen eine radial-symmetrische Störungsanordnung (Seymour et al., 1993; Dusseault et al., 2004). Eine weitere Folge der Salzdynamik ist die Modifikation von Schichtmächtigkeiten. Salzabwanderung bewirkt an der Erdoberfläche eine Senkenbildung, was Sedimentakkumulation hervorrufen kann. Im Umkehrschluss bewirkt Salzaufstieg die Bildung von Schwellen, was Erosion oder zumindest Nicht-Ablagerung bzw. Schichtausdünnung zur Folge haben kann.

Eine weitere bedeutende Eigenschaft des Salzes ist die Rolle als effizienter Abscherhorizont (*detachment*) zur mechanischen Entkopplung des Subsalinars vom Suprasalinar (Jackson et al., 1996; Röckel & Lempp, 2003) und zur Ausbildung von *thin-skinned*-Deformationen im mesozoischen Deckgebirge des ZEBS (Hecht et al., 2003). Entsprechend der mechanischen Entkopplung existieren im ZEBS durch das Salz voneinander getrennte Spannungsfelder in Sub- und Suprasalinar (Roth & Fleckenstein, 2001) (siehe Kapitel 2.3). Lediglich an regionalen Störungszonen entlang der Beckenränder (ESZ und Tornquist Zone, Abb. 2.1) und an größeren Grabenstrukturen (z.B. Rheinsberg-Trog) existiert eine direkte Verbindung zwischen dem Suprasalinar, den Salzstrukturen und dem subsalinen Grundgebirge als Ausdruck von *thick-skinned*-Deformationen (Sippel, 2009). Beckenwärtige Salzstrukturen abseits regionaler Störungen weisen durch die tendenziell rundliche Form und charakteristische Abstände zueinander auf eine Selbstorganisation unabhängig von Störungszonen hin (Hecht et al., 2003).

Der Aufstieg des Zechsteinsalzes, welcher zur Bildung der Roskow-Ketzin-Antiklinale führte, begann in der Unterkreide vor etwa 140 Ma. Diese erste Aufstiegsphase resultierte in der

Erosion von Sedimenten des Oberen, Mittleren und einem Teil des Unteren (Toarc) Jura. Eine zweite Hebungsetappe vor etwa 106 Ma führte zur Erosion kreidezeitlicher Ablagerungen. Die Gesamtmächtigkeit des abgetragenen Materials wird mit ca. 500 m angegeben, woraus sich eine maximale Versenkungstiefe von etwa 1200 m für die Gesteine des oberen Keupers am Standort Ketzin ergibt (Förster et al., 2006).

2.1.4 Strukturgeologischer Aufbau des südlichen NEDB

Das NEDB wird im Norden von der Transeuropäischen Störungszone begrenzt, welche eine komplexe Suture zwischen Baltica und der jüngeren süd- und westeuropäischen Lithosphäre darstellt (Pharaoh, 1999). Den südlichen Beckenrand bilden eine Reihe parallel verlaufender, steil einfallender Störungen der ESZ (DEKORP-BASIN Research Group, 1999) (Abb. 2.3). Im Osten wird das NEDB etwa entlang des Unterlaufes der Oder durch eine ausgeprägte Schwelle vom faziell und genetisch eigenständigen Polnischen Becken getrennt. Die weniger deutliche Begrenzung zum NWDB markieren die Altmarkschwelle und deren nördliche Verlängerung bis hin zur ostholsteinischen Plattform (Gast et al., 1998).

NEDB und NWDB unterscheiden sich faziell und strukturell in mehreren Aspekten. So ist das NWDB durch Salzdiapire und -wälder geprägt, wohingegen das NEDB von Salzkissen dominiert ist. Zudem ist das NEDB in seiner Anlage älter (Wolfgramm, 2002). Die Basis des NEDB wird aus ungefalteten Einheiten des Karbons und Rotliegend-Schichten gebildet, deren Form in idealer Weise durch die Zechsteinbasis wiedergegeben wird (Stackebrandt & Beer, 2010). Den Unterbau des südlichen NEDB bilden rhenohertzynische Gesteine und nördliche Ausläufer des Mitteldeutschen Kristallins sowie Gesteine des Saxothuringikums in der Niederlausitz (Abb. 2.1). Sowohl in Ost-West- als auch in Nord-Süd-Richtung wird eine Asymmetrie des Beckens deutlich, wobei sich die Zechsteinbasis im nördlichen und mittleren Teil auf über 5000 m absenkt und nach Süden und Südosten auf weniger als 1000 m heraushebt (Gast et al., 1998; Kossow, 2001; Stackebrandt & Beer, 2010). Mit Ausnahme des Bereiches der ESZ, weist die Basis des Zechsteins eine nur sehr geringe Deformation auf. Das Deckgebirge hingegen ist dokumentiert durch eine starke Modulierung der Schichtenfolge eine mehrphasige strukturgeologische Entwicklung (Kossow, 2001).

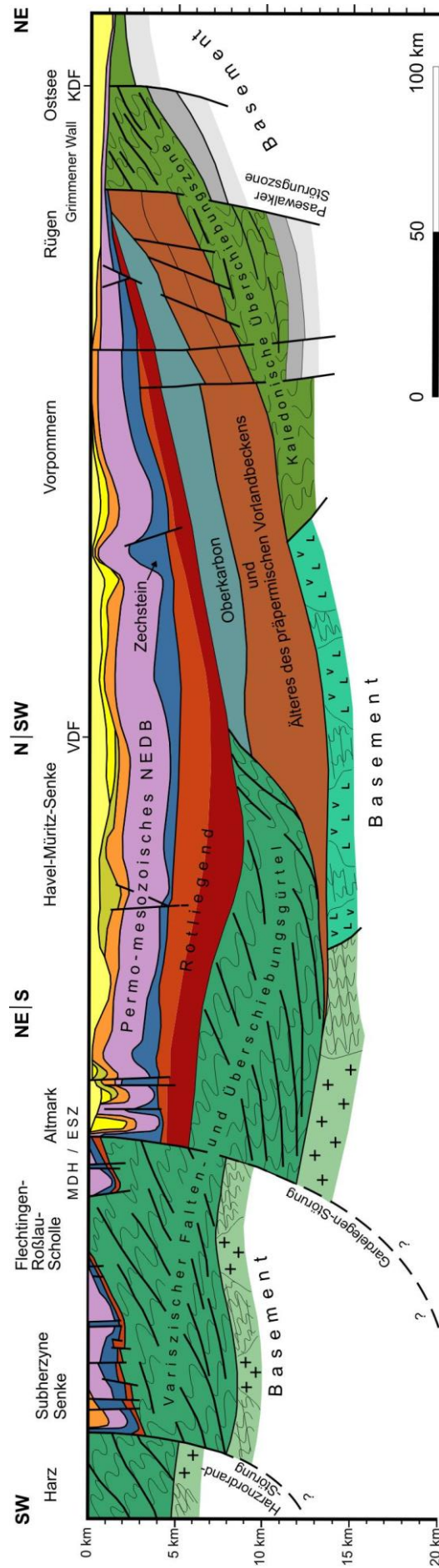


Abb. 2.3: Profilschnitt durch das Nordostdeutsche Becken zwischen Harz und südlicher Ostsee nördlich von Rügen. Den südlichen Beckenrand markieren die Tiefenstörungen der Mitteldeutschen Hauptabbrüche (MDH), einen Teil der Elbe-Störungzone (ESZ). Meso-känozoische Ablagerungen sind durch die aufsteigenden und abwandelnden Salzmassen des Zechsteins teils stark deformiert (VDF: Variszische Deformationsfront, KDF: Kaledonische Deformationsfront) (modifiziert nach Franke, 1996; Kossow, 2001 und Hecht et al., 2003).

2.1 Grundlagen – Geologischer Überblick

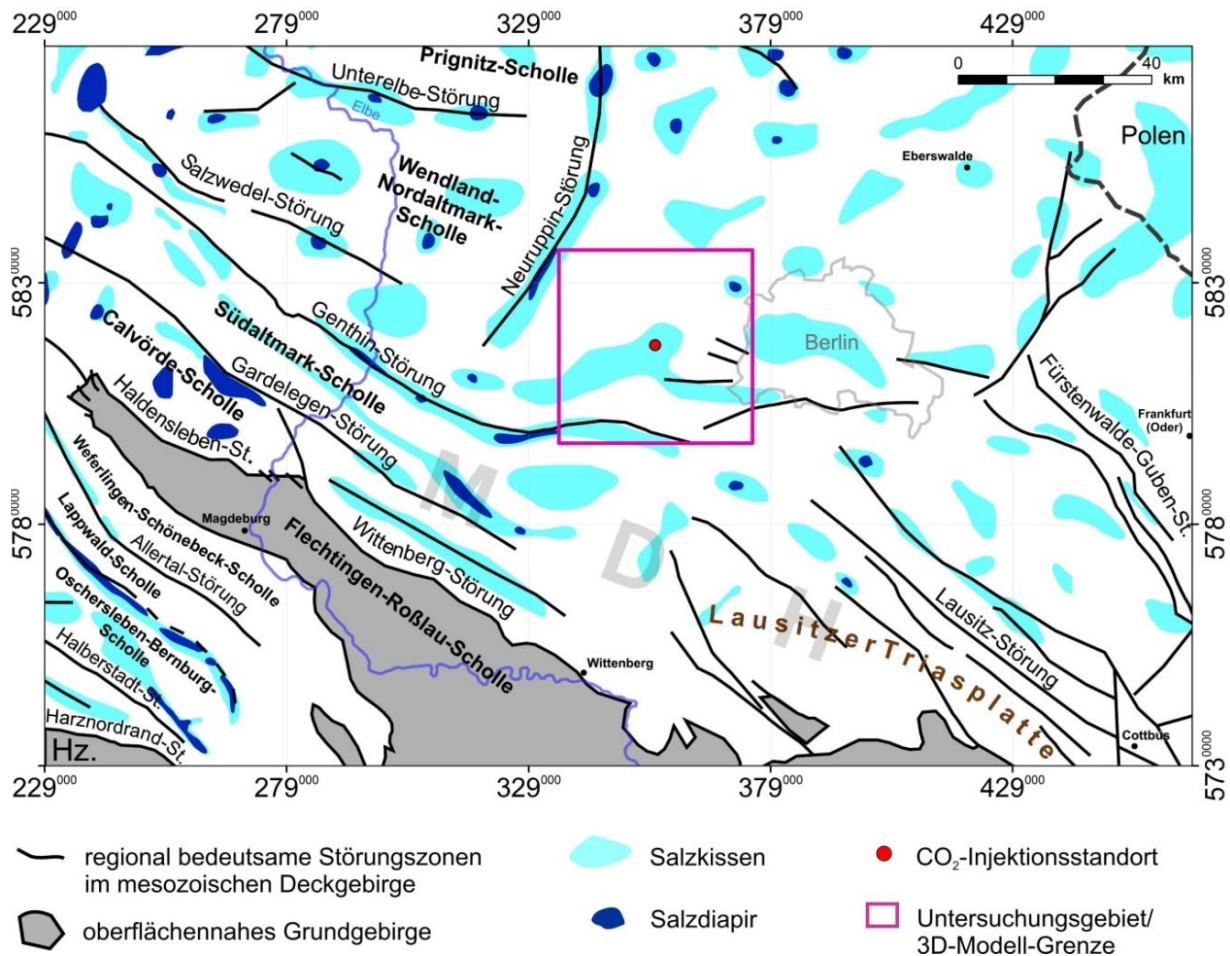


Abb. 2.4: Tektonische Gliederung im südlichen NEDB mit einer teilweise vereinfachten Darstellung bedeutsamer (Tiefen-)Störungen im mesozoischen Deckgebirge und dessen Schollengliederung (MDH: Mitteldeutsche Hauptabbrüche, Hz.: Harz) (modifiziert nach Reinhardt et al., 1986-1989; Reinhardt, 1993; Stackebrandt, 1994; Walter, 1995; Lokhorst, 1998; Stottmeister et al., 2008; Beer & Stackebrandt, 2010; Stackebrandt & Beer, 2010) (Koordinatensystem: WGS 1984, Zone 33N).

Der südliche Bereich des NEDB ist durch eine NW-SE orientierte Schollengliederung gekennzeichnet (Abb. 2.4). Den südwestlichen Rand markiert die Subherzyne Senke, bestehend aus den Schollen Halberstadt-Blankenburg, Oschersleben-Bernburg, Lappwald und Weferlingen-Schönebeck (Ehmke & Katzung, 1993; Martiklos et al., 2001). Die Senke befindet sich zwischen der Harznordrand-Störung und der Flechtingen-Roßlau-Scholle. Die Flechtingen-Roßlau-Scholle stellt ein Hebungsgebiet dar, in welchem Grundgebirge, variszisch deformierte Molassen des Oberkarbons und postvariszische Magmatite obertägig anstehen (Balaske, 1998). Nördlich angrenzend befindet sich die Altmark-Fläming-Scholle, welche aus den nach SW treppenförmig herausgehobenen Teilschollen Calvörde, Südaltmark, Wendland-Nordaltmark und Prignitz untergliedert ist (Stottmeister et al., 2008). Das wesentliche Strukturelement am Südrand des NEDB bildet die ESZ. Diese beinhaltet die Mitteldeutschen Hauptabbrüche (MDH), zu welchen u.a. die Harznordrand-Störung und die Störungen von

Haldensleben-Wittenberg, Gardelegen und Genthin zählen (Abb. 2.4). Die maximalen Vertikalversätze entlang dieser Verwerfungen betragen etwa 2,5-3 km an der Haldensleben-Wittenberg-Störung (Stottmeister et al., 2008), 3,5-5 km entlang der Gardelegen-Störung (Krawczyk et al., 1999; Kossow & Krawczyk, 2002) und ca. 1 km für die Genthin-Störung, woraus sich ein kumulativer Versatz von etwa 8 km ergibt (Stottmeister et al., 2008). Die Störungsflächen fallen meist steil nach SW ein, wobei der Verlauf im tieferen Untergrund unterhalb 5-10 km unsicher ist (Abb. 2.3). Ein listrischer Verlauf im tieferen Krustenbereich mit flachen, vermutlich variszisch angelegten Abscherhorizonten stellt eine mögliche Geometrie der Gardelegen-Störung dar (Ziegler, 1987, 1990; Krawczyk et al., 1999; Kossow, 2001; Hecht et al., 2003). Diese rhenoherynische *thin-skinned*-Deformation geht dabei an einer krustalen Schwächezone zu *thick-skinned*-Tektonik in der Mitteldeutschen Kristallinschwelle (nordwestliches Saxothuringikum) über (Hecht et al., 2003). Die Gardelegen-Störung wird von Kossow (2001) als Störungsfächer beschrieben, welcher sich aus mindestens zwei, im Winkel von 70-80° nach S einfallenden Bewegungsbahnen aufbaut. Die südöstliche, störungskontrollierte Begrenzung des NEDB stellt der Lausitzer Block dar. Die nördlich angrenzende Lausitzer Triasplatte wird durch weitere Teilabschnitte der MDH segmentiert (Stackebrandt & Beer, 2010) (Abb. 2.4), welche im östlichen Bereich vorwiegend nach NE einfallen und überwiegend nur wenige 100 m Versatz, selten über 1000 m, aufweisen (Stackenbarndt, 1994). Häufigkeit und Bewegungsintensität verringern sich zum Beckenzentrum und zeigen generell eine geringere Aktivität als die westlichen MDH von Haldensleben-Wittenberg oder Gardelegen (Schretzenmayr, 1993; Stackebrandt, 1994). Im Osten wird das NEDB durch die Odra-Störungszone mit der darin befindlichen Fürstenwalde-Guben-Störung weiter untergliedert (Scheck et al., 2002) (Abb. 2.4).

Die Beckenstruktur wurde durch krustale Schwächezonen und mehrfach induzierter Mobilisierung von permischen Salzablagerungen modifiziert, was die Ausbildung von Salzkissen, -diapiren und -wällen im mesozoischen und känozoischen Deckgebirge zur Folge hatte (Benek et al., 1996; Kossow, 2001; Littke et al., 2005). Die Salzstrukturen sind das Ergebnis von gravitativen und tektonischen Ereignissen. Dabei ist eine enge Bindung von Salinarstrukturen und regionalen oder auch lokalen Störungszonen, wie z.B. in der Roskow-Ketzin-Doppelantiklinale, erkennbar (Abb. 2.4).

2.1.5 Lithostratigraphische Entwicklung des NEDB und Brandenburgs

Das strukturgeologische Modell, welches im Zuge dieser Arbeit aufgebaut wurde, erstreckt sich von der Basis des Zechsteins bis zur Erdoberfläche bzw. in quartäre Ablagerungen. Im folgenden Abschnitt wird daher die lithostratigraphische Entwicklung des NEDB mit dem Standort Ketzin (Abb. 2.5) für den Zeitabschnitt Perm-Quartär beschrieben. Die Gesteine des Keupers beinhalten das Reservoir und einen Teil der Abdeckgesteine für die CO₂-Speicherung am Standort Ketzin. Die Gesteine der keuperzeitlichen Exter- und Stuttgart-Formation wurden im Zuge dieser Arbeit hochdruckexperimentell und dünnschliff-mikroskopisch untersucht und werden daher eingehender beschrieben. Erläuterungen zur Art und Genese der Sedimentgesteine sollen eine Grundlage zum Verständnis lithofazieller Unterschiede liefern, welche sich ggf. auf petrographische sowie geomechanische Gesteinseigenschaften und damit auf die geologische Speicherung am Standort Ketzin auswirken könnten. Ein fundiertes Verständnis der Entwicklung des zur Speicherung genutzten, geologischen Systems stellt zudem einen wichtigen Aspekt dar, um die Übertragbarkeit lokaler Ergebnisse auf andere Standorte bewerten bzw. generelle Aussagen treffen zu können.

Die permischen bis känozoischen Ablagerungen erreichen im NEDB eine Gesamtmächtigkeit bis etwa 8000 m (Scheck et al., 2003), wobei die Sedimentationsprozesse zum Beckenzentrum wesentlich homogener verliefen als am Südrand, wo tektonische Aktivierungen des Schollenfeldes die Ablagerungsvorgänge beeinflussten (Stackebrandt, 1994).

2.1.5.1 Paläozoikum (Perm)

Vulkanische Effusiva des Rotliegenden, bestehend aus Rhyolithen, sauren und basischen Andesiten sowie tholeiitischen und Alkalibasalten erreichen im NEDB eine Mächtigkeit von mindestens 2000 m (Lindert et al, 1990; Benek et al., 1996). Überlagernde Klastika setzen sich faziell vornehmlich aus fluviatilen, Playa- und beckenrandlich äolischen Ablagerungen zusammen (Schneider & Gebhardt, 1993), welche bis ca. 2300 m mächtig sind (Scheck et al., 2003).

Im Zechstein führen episodisch auftretende, marine Transgressionen aus dem nördlich gelegenen Borealen Ozean zur Ablagerung von maximal sieben Evaporitfolgen mit einer Gesamtmächtigkeit bis zu 2000 m (Ziegler, 1990; Strohmenger, 1996; Scheck, 1997), wobei insbesondere im sog. präsalinaren Stockwerk auch Karbonat- und Sulfatfolgen vorkommen (Pader, 1996). Das wichtigste Element für salztektonische Fließbewegungen im NEDB ist der

2.1 Grundlagen – Geologischer Überblick

Halit der Staßfurt-Folge Er erreicht in beckenzentralen Bereichen eine Mächtigkeit von etwa 1000 m (Brandenburg: bis ca. 800 m) (Kossow, 2001; Stackebrandt & Lippstreu, 2010). Die Zechsteinablagerungen enden mit dem Einsetzen des „Bröckelschiefers“, welcher die Basis des Buntsandsteins markiert.

Zeit [Ma]		Nordostdeutschland / Ketzin	
0		Stratigraphie	
Tertiär	Miozän	Gößlow-/Quassel-/Loosen-Schichten	
		Lübtheen-/Laupin-Schichten Pritzier-Schichten Malliß-/Bockup-Schichten Brook-/Möllin-Schichten	
	Oligozän	Chattium Rupelium	Schluffe und Sande
Schichtlücke			
200	Jura	Pliensbach	Capricornu-Schichten / Amaltheenton
		Sinemur	Arieten-Schichten / Raricostaten-Schichten
		Hettang	Pylonoten-Schichten / Angulaten-Schichten
Trias	Rhät	Exter-Formation (Rhätsandstein)	
	Nor	Arnstadt-Formation (Steinmergelkeuper)	
	Karn	Weser-Formation (Oberer Gipskeuper)	
		Stuttgart-Formation (Schilfsandstein)	
	Ladin	Grabfeld-Formation (Unterer Gipskeuper)	
		Erfurt-Formation (Lettenkeuper)	
	Anis	Hauptmschelkalk-Folge	
250	Skyth	Anhydrit-Folge	
		Wellenkalk-Folge	
Perm	Tatar	Rötfolge (s7)	
		Buntsandsteinfolgen s1-s6	
	Kassan	Zechsteinfolgen Z1-Z7	
		Kungur	Elbe-Subgruppe (Dethlingen-/Hannover-Fm.) Havel-Subgruppe (Parchim-/Mirow-Fm.)
	Artinsk/Sakmara	Müritz-Subgruppe (Föhrberg-Formation)	
Assel	Altmark-Subgruppe (Vulkanit-Folge)		

Abb. 2.5: Vereinfachte stratigraphische Tabelle für den Standort Ketzin (modifiziert nach Walter, 1997). Stratigraphische Bezeichnungen nach der Deutschen Stratigraphischen Kommission (DSK) (2012).

2.1.5.2 Mesozoikum

Trias

Die Gesteine der Trias sind im NEDB und dem Untersuchungsgebiet als klassische Germanische Trias ausgebildet (Stackebrandt & Beer, 1997).

Die zechsteinzeitliche Beckenkonfiguration blieb mit vorherrschend WNW-ESE und NNE-SSW streichenden Senken- und Schwellenbereichen erhalten, was eine differenzierte Sedimentation verursachte (Beer, 2010a). Im NEDB bestehen die kontinentalen *red-bed*-Ablagerungen des Buntsandsteins vorwiegend aus fluviatilen, lakustrinen und Playa-Sedimenten (Scheck & Bayer, 1999; Kossow et al., 2000; Wolfgramm, 2002). In vorwiegend

tonig geprägten Gesteinen des Unteren Buntsandsteins sind auch karbonatisch-anhydritische Anteile von Bedeutung. Die rhythmisch aufgebauten, teils grobklastischen Sedimente des Mittleren Buntsandsteins enthalten oolithische Kalke, welche flachmarine Vorstöße aus nördlicher Richtung anzeigen. Der Obere Buntsandstein zeichnet sich im Untersuchungsgebiet durch einen höheren lithologischen Gradienten und größere Mächtigkeitsschwankungen aus. Diese werden durch eine Schwellensituation und der dadurch unterschiedlich intensiven Einlagerung von Steinsalz im Salinarröt hervorgerufen (Stackebrandt & Beer, 1997). Der Übergang zu marinen Verhältnissen im Muschelkalk wird durch die Karbonate der Myophorien-Schichten angezeigt (Bachmann et al., 2008). Die Mächtigkeit der Buntsandstein-Ablagerungen erreicht im NEDB etwa 1200 m (Scheck & Bayer, 1999). In Brandenburg schwankt die Gesamtmächtigkeit, hauptsächlich in Abhängigkeit von der Ausbildung von Evaporiten im Salinarröt, zwischen etwa 610 m und 720 m (Stackebrandt & Lippstreu, 2010). In den Bohrungen innerhalb des Untersuchungsgebietes sind die Buntsandstein-Ablagerungen etwa 750-780 m mächtig.

Durch eine marine Ingression über die Burgundische, Schlesische und Ostkarparische Pforte herrschten im Unteren (Wellenkalk-Folge) und Oberen Muschelkalk (Hauptmuschelkalk-Folge) offenmarine Bedingungen, was mit der Ablagerung von Kalk- und Kalkmergelgesteinen einherging. Im Mittleren Muschelkalk (Anhydrit-Folge) entwickelten sich durch die zeitweilige Unterbrechung der Meeresverbindungen Playa-Verhältnisse, wodurch zunehmend saline Gesteine bis zur Evaporationsstufe des Steinsalzes abgelagert wurden (Ziegler, 1990; Stackebrandt & Beer, 1997). Die Mächtigkeit der Muschelkalk-Ablagerungen variiert im NEDB zwischen 350-500 m im Beckenzentrum und ca. 250 m an den Beckenrändern (Nöldecke & Schwab, 1976; Scheck & Bayer, 1999). Der überwiegend homogen ausgeprägte Muschelkalk weist in Brandenburg durch die Nähe zum Böhmischem Massiv eine stärkere Mächtigkeits- und Faziesdifferenzierung auf (Beer & Rusbült, 2010). und besitzt im Untersuchungsgebiet eine Mächtigkeit von ca. 270-300 m.

Die Gesteine des Keupers beinhalten das Reservoir und einen großen Teil der Abdeckgesteine für die CO₂-Speicherung am Standort Ketzin und stehen im Fokus der Untersuchungen der vorliegenden Arbeit. Im Keuper bewirkte eine Meeresspiegelabsenkung eine erneute kontinentale Sedimentation, wobei sich das Bildungsmilieu der Ablagerungen relativ kurzfristig von lakustrin-fluvial über brackisch-lagunär bis zu flachmarin änderte (Stackebrandt & Beer, 1997). Kaledonische Gesteine aus dem südlichen Teil Norwegens werden als Liefergebiet für die klastischen Ablagerungen des Keupers in Mitteleuropa angesehen (Paul et al., 2009). Die Verteilung der Sedimente orientiert sich streng an der

Schollengliederung des NEDB. Im Oberen Keuper setzten erste wesentliche Salzbewegungen ein, was zur Herausbildung von Randsenken an Salinarstrukturen und damit einer Differenzierung des Ablagerungsraumes führte (Beutler, 1976). Die Keupersedimente besitzen in den meisten Teilen des ZEBs eine Mächtigkeit von 400-600 m (Stollhofen et al., 2008) und in der Region Ketzin 533-650 m. Basierend auf regionalgeologischen Studien und Bohrungsdaten werden diese im Folgenden eingehender beschrieben. Der Zeitabschnitt des Keupers wird für Mitteleuropa in sieben Formationen unterteilt (DSK, 2002):

Erfurt-Formation

Durch die Schließung der Ostkarpatischen und Silesisch-Moravischen Pforte wurde ein Wechsel von marinen Bedingungen während des Muschelkalks zu terrestrischen Verhältnissen im Keuper eingeleitet, was die erosive Basis der Erfurt-Formation markiert. Infolge dieser Regression werden fein- bis mittelkörnige, lithische Sandsteine unter fluviatilen Bedingungen vom Baltischen Schild in das SPB und NEDB geschüttet (Beutler et al., 1999; Szulc, 2000; Beutler & Tessin, 2005).

Grabfeld-Formation

Zunehmend aride Bedingungen verursachten den fast vollständigen Rückgang fluviatiler Prozesse und die Ablagerung von tonig-evaporitischen Sabkha- und Playa-Sedimenten mit zwischengeschalteten, teilweise knolligen, Anhydritlagen (Stollhofen, 2008). Diese werden von Beutler & Nitsch (2005) als Knollengips-Fazies bezeichnet, welche beckenrandlich in alluviale Sandsteine übergehen. (Stollhofen, 2008). Untergeordnet treten auch dolomitische Sedimente des lakustrinen Faziestyps auf (Beutler & Tessin, 2005). In beckenzentralen Regionen kommen einige hundert Meter mächtige Halit-Einlagerungen vor (Beutler, 1999). Ein Tonsiltstein der Grabfeld-Formation wurde für die vorliegende Studie geomechanisch getestet.

Stuttgart-Formation

Das Einsetzen des Mittleren Karns bzw. der untersten Stuttgart-Formation (Abb. 2.5) markiert einen Übergang von ariden zu humiden Bedingungen mit transgressiven Erscheinungsformen, was sich für den zentralen und südlichen Raum Deutschlands durch ein deltaisches Milieu unter eingeschränkt marinen, tidalen Einflüssen auszeichnet (Kannegieser & Kozur, 1972; Beutler et al., 1999; Shukla & Bachmann, 2007; Kozur & Bachmann, 2010). In der zweiten Hälfte der Formation konnten dabei auch saisonale Trockenphasen auftreten (Shukla et al., 2010). Durch einen ausgeprägten Tiefstand der Erosionsbasis (*base level*) schnitten die Sedimente der Stuttgart-Formation teilweise tief in die unterlagernde Grabfeld-Formation ein.

Erste umfassende Untersuchungen zur Geologie der Stuttgart-Formation (ehemals „Schilfsandstein“) wurden anhand von Aufschlüssen in SW-Deutschland und untergeordnet dem nordwestdeutschen Raum von Wurster (1964) und Heling (1964) durchgeführt. Die Untersuchungsergebnisse zeigen, dass der Ablagerungsraum von einer fluviatil-deltaischen Sedimentation im Grenzbereich zwischen terrestrischen und marinen Bedingungen dominiert wird. Tonige „Stillwasserfazies“ alternieren im regionalen Maßstab mit sanddominierte „Strangfazies“, was großräumig ein rhythmisch-homogenes Faziesmuster beschreibt. Diese intensiv periodischen Fazieswechsel verursachen kleinräumig jedoch eine lithologische Heterogenität. Die Beckenränder weisen generell ein gröberes Erscheinungsbild in den tonigen Abschnitten auf (Wurster, 1964). Im thüringischen Raum baut sich die Stuttgart-Formation aus erosiven, sandigen Rinnenkörpern und lateral abgelagerten, tonigen *Interfluve*-Bereichen auf. Neben fluviatilen und lakustrinen Abschnitten bestehen Teile der unteren Stuttgart-Formation aus grauen Tonsiltgesteinen und dünnen Sandlagen, welche in einem brackischen Milieu (vermutlich marine Ingression) mit humidem Klima sedimentiert wurden (Shukla et al., 2010). Biostratigraphische Untersuchungen belegen diesen Trend (Kozur & Bachmann, 2010). Die abgelagerten Gesteine umfassen überwiegend Sand dominierte Rinnensedimente und Überflutungsebenensedimente mit erhöhtem Tongehalt. Bereiche mit verstärktem Vorkommen an Rinnensedimenten reflektieren den Verlauf von Rinnengürtel („Strangfazies“). Geringmächtigere, Sand dominierte Lagen können in Mäandersystemen jedoch auch innerhalb von Schwemmfächern der Überflutungsebenensedimente (*crevasse splay*) auftreten. Bei Hochwasserereignissen und Uferdammdurchbrüchen kommt es in diesen Schwemmfächern zur Bildung von Überschwemmungsrinnen (*crevasse channel*), welche sich durch einen geringeren Tongehalt als die umliegenden Überflutungsebenensedimente auszeichnen (Galloway & Hobday, 1996). Vereinzelt können tonige Kohlelagen und Wurzelböden vorkommen (Beutler, 2010). Die aktuelle Interpretation des Ablagerungsraumes im Germanischen Becken beschreibt ein Flusssystem mit Fließrichtungen von N-S bis NE-SW (Abb. 2.6), welches über die Burgundische und Ostkarpatische Pforte in die Tethys mündet (Beutler & Szulc, 1999; Beutler, 2002). Die in Brandenburg meist NNE-SSW verlaufenden Rinnen sind vorrangig an Senkungsgebiete gebunden und werden teilweise von Regionalstörungen in ihrer Richtung beeinflusst (Beutler, 2010). Die generell homogene Korngrößenverteilung der unreifen Sandsteine spricht für einen schnellen Transport des Materials, wie z.B. durch eine Absenkung des *base level* (Aigner & Bachmann, 1992). Die Mächtigkeiten der Stuttgart-Formation variieren in Norddeutschland zwischen 20 m und 100 m und liegen in Brandenburg bei 50-90 m (Beutler & Tessin, 2005).

2.1 Grundlagen – Geologischer Überblick

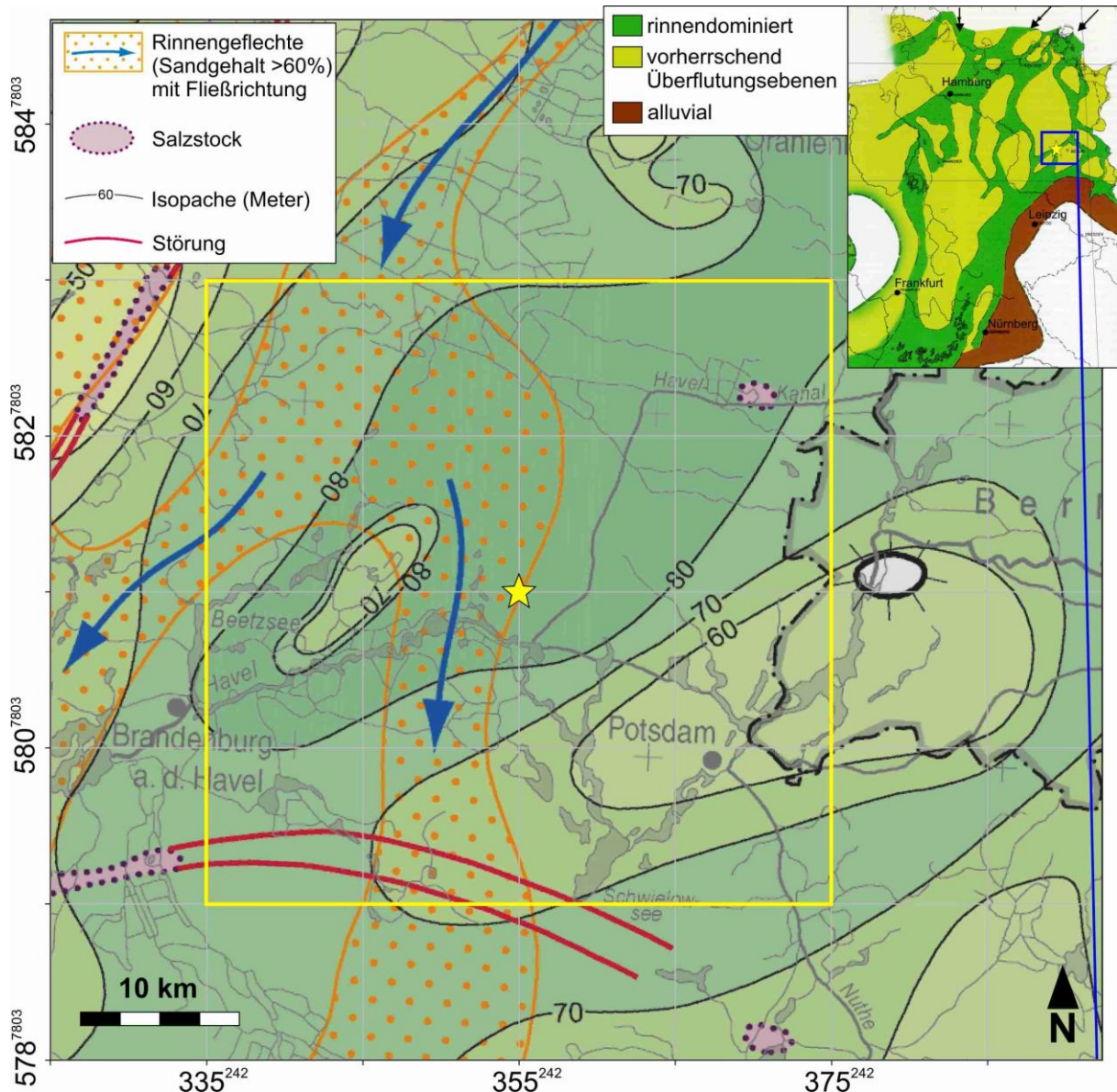


Abb. 2.6: Mächtigkeit und Faziesverteilung der Stuttgart-Formation in der Region um Ketzin und Lokation des Forschungsstandortes Ketzin (gelber Stern) im Zentrum des Untersuchungsgebietes (gelber Rahmen). Kleine Karte: Faziesverteilung für den deutschen Raum. (modifiziert nach Beutler, 2002, 2010) (Koordinatensystem: WGS 1984, Zone 33N).

Im Dach vieler Salinarstrukturen und im Einflussbereich lokaler Blöcke (u.a. innerhalb der Lausitzer Triasplatte) ist eine reduzierte Schichtmächtigkeit festzustellen (Beutler, 2010). Es wird angenommen, dass der Standort Ketzin in einem rinnendominierten Bereich der fluviatilen Ablagerungen der Stuttgart-Formation positioniert ist (Abb. 2.6). Sie wird hier von einer zyklischen Sedimentation und heterogenen Lithologie charakterisiert, welche aus Sand-, Silt- und Tonsiltsteinen mit anhydritischen und kohligen Anteilen bei einer Gesamtmächtigkeit von 71 m bis 74 m besteht (Abb. 2.7). Die Heterogenität wird von kleinräumigen, lateralen Übergängen in den Ablagerungsverhältnissen eines mäandrierenden

2.1 Grundlagen – Geologischer Überblick

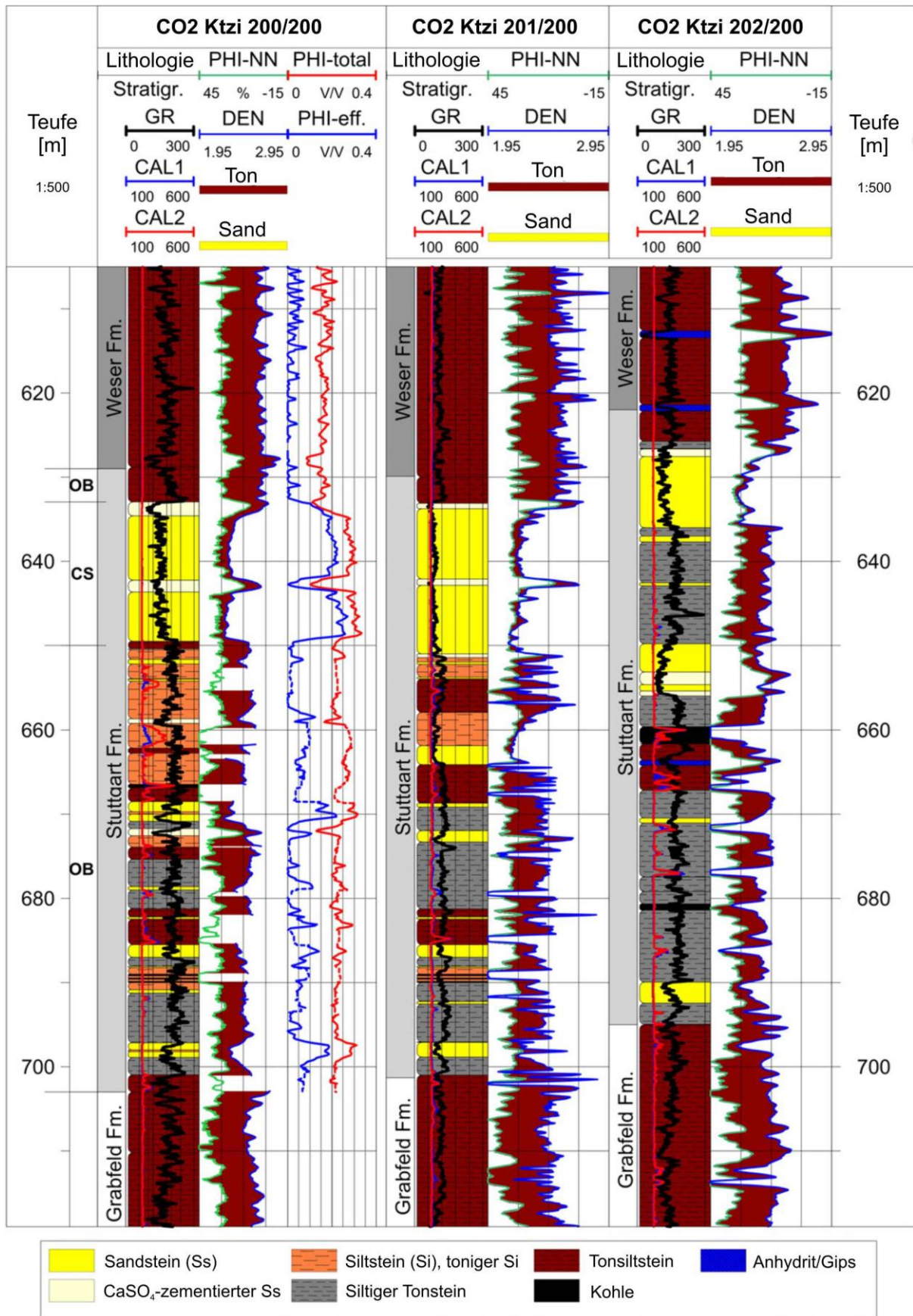


Abb. 2.7: Vereinfachte lithologische Profile der Stuttgart Formation mit Kern- und Logging-Daten von den CO₂SINK-Bohrungen und Angaben zur natürlichen Gammastrahlung (GR), Kaliper (CAL), Porositäten (PHI-NN, PHI-eff. und PHI-total) und Gamma-Dichte (DEN) (modifiziert nach Förster et al., 2010, Bohrlochmesswerte von Norden et al., 2010).

Flusssystemen hervorgerufen (Förster et al., 2008; Förster et al., 2010; Norden & Frykman, 2013). Im unteren und mittleren Bereich der Stuttgart-Formation dominiert eine Wechsellagerung von pelitischen bis feinsandigen Sedimenten, deren Schichtmächtigkeiten meist zwischen wenigen cm bis mehreren dm variieren (Förster et al., 2010) (Abb. 2.7). Die obere Stuttgart-Formation besteht überwiegend aus rötlichen Tonsiltsteinen und Sandsteinen fluvialen Ursprungs, welche unter ebenfalls humiden Bedingungen mit saisonalen Trockenphasen sedimentiert wurden (Shukla et al., 2010). Den oberen Bereich der Formation bilden am Forschungsstandort Ketzin gestapelte Rinnensandsteine mit etwa 9-20 m Mächtigkeit, welche hier als Reservoir für die CO₂-Speicherung genutzt werden. Basierend auf seismischen Messergebnissen und Bohrungsdaten beschreiben Norden & Frykman (2013) die Faziesarchitektur der Stuttgart-Formation des Standortes Ketzin anhand von Reservoirmodellen, welche alternierend lagernde Rinnen- und Überflutungsebenensedimente zeigen (Abb. 2.8). Die laterale Ausdehnung der fluvialen Rinnen(-sandsteine) schwankt zwischen etwa 600 m und 2500 m (Norden & Frykman, 2013). Trotz der lithologisch heterogenen Ausprägung können insbesondere innerhalb der Rinnensandsteine etwa 0,5-1,5 m mächtige, stark anhydritisch zementierte Bereiche zwischen den Ketzin-Bohrungen ausgehalten werden (Förster et al., 2010; Norden et al., 2010). Wie aus einer Azimuth-Vektor-Analyse der Sedimentstrukturen hervorgeht (Förster et al., 2010), teilt eine dieser zementierten Lagen den Reservoirsandstein in zwei Gesteinspakete.

Für die vorliegende Arbeit wurden sowohl poröse und stark zementierte Rinnensandsteine als auch feinkörnige Sedimentgesteine der Überflutungsebenenfazies geomechanisch und petrographisch untersucht.

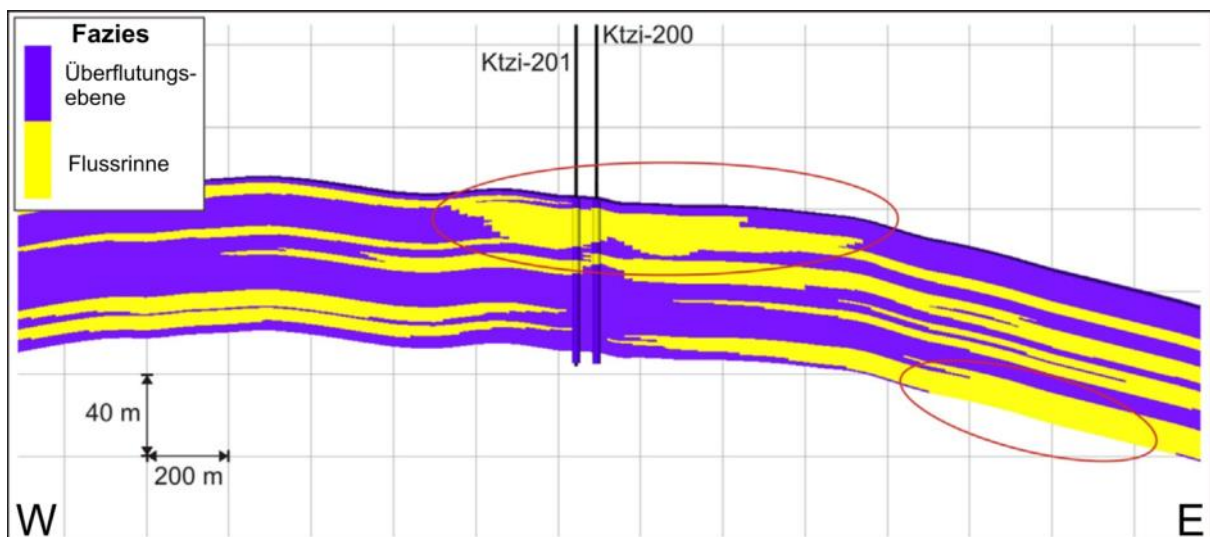


Abb. 2.8: Profilschnitt einer Realisation des geologischen 3D-Reservoirmodells zur Faziesarchitektur der Stuttgart-Formation am Standortes Ketzin. Rote Markierungen zeigen Bereiche mit gestapelten Rinnensandsteinen (modifiziert nach Norden & Frykman, 2013).

Weser-Formation

Das Obere Carnium ist durch eine Rückkehr zu ariden bis semi-ariden Bedingungen geprägt (Shukla et al., 2010). Die Weser-Formation ist daher durch Ablagerungen eines Playa-Milieus mit evaporitischen und alluvialen Anteilen charakterisiert (Beutler, 1999). Halitakkumulationen bildeten sich in kleineren, isolierten Depressionen. Nur wenige Meeresvorstöße bis in den süd- und norddeutschen Raum beeinflussten das ZEBS (Aigner & Bachmann, 1992). Am Standort Ketzin dominieren massive Tonsiltsteine mit anhydritischen Anteilen, wobei der oberste Teil der Weser-Formation von dem 20 m mächtigen „Heldburg Gips“ gebildet wird (Förster et al., 2008).

An zwei pelitischen Kernproben der unteren Weser-Formation wurden für diese Arbeit geomechanische Parameter ermittelt.

Arnstadt-Formation

Die Arnstadt-Formation grenzt sich von der unterlagernden Weser-Formation durch die frühkimmerische Diskordanz ab, welche in weiten Teilen des NEDB präsent ist. Erneut herrschen Playa-Verhältnisse mit vereinzelt lakustrinen und brackischen Einflüssen vor (Will, 1969; Beutler, 1999), welche von monsunartigen Bedingungen kontrolliert werden. Die Lithologie ist geprägt von zyklisch abgelagertem Siltstein, mergeligem Tonsiltstein und Dolocret (Reinhardt & Ricken, 2000). Beckenrandlich kommt es zur Ablagerung von grobkörnigeren Siliziklastika, wobei fluviatile Einträge aus Fennoskandia und dem Böhmisches-Vindelizischen Hoch untergeordnet auftreten (Shukla et al., 2010).

Sowohl die Arnstadt- als auch die Weser-Formation tragen durch ihren hohen Anteil an pelitischen Gesteinen wesentlich zum Aufbau eines speicherrelevanten Deckgebirges bei.

Exter-Formation (Rhät)

Die untere Exter-Formation entstand unter ariden bis semiariden Klimabedingungen und ist in der Nordhälfte des NEDB sowie im zentralen Südteil des NDB durch terrestrische Ablagerungen in Form von fluvialen Schwemmfächer- und Playasedimenten charakterisiert (Appel, 1981; Barth et al., 2012; Franz & Wolfgramm, 2008). Die mittelhätische Transgression erfasste weite Teile des ZEBS und führte einen fundamentalen Wandel der Ablagerungsverhältnisse herbei. Die Ingression erfolgte über eine Westpforte zwischen dem Penninischen Hoch und dem London-Brabant-Massiv (Ziegler, 1990) und über die Burgundisch-Allemanische Pforte im Süden (Beutler & Szulc, 1999). Der westliche Bereich des ZEBS unterlag tonig-karbonatischer Sedimentation in einem flachen Schelfmeer, wobei stratigraphisch aufsteigend ein Wechsel von brackisch zu marinen Bedingungen rekonstruiert wurde. Im NEDB herrschten klastische Ablagerungen unter flachmarinen bis brackisch-

deltatischen und fluviatilen Bedingungen vor (Ziegler, 1990; Barth et al., 2013) (Abb. 2.9). Franz et al. (2007) beschreiben die Exter-Formation im NEDB als ein fluvio-lakustrines bis Sabkha-dominiertes System, welches ab der mittelhätischen Transgression zunehmend deltatischen Einflüssen weicht (Franz & Wolfgramm, 2008). Ein sandiger Küstenstreifen von etwa 100 km Breite markiert zwischen Dänemark, NW-Polen, NE-Sachsen und Thüringen den Übergang zwischen flachmarinen und terrestrischen Bedingungen (Stollhofen et al. 2008; Barth et al., 2013). Die enorme Sedimentfracht aus Skandinavien und vom Böhmischo-Vindelizischen Hoch wurde über ein etwa 300 km breites Deltasystem zwischen Hamburg und Polen in das NDB geschüttet. Dabei gehen in der Region Hamburg die Ablagerungen in Prodelta-Fazies über. Der Faziesbereich der Nebenarm-dominierten oberen Deltaebene ist geprägt von etwa N-S orientierten, 20-30 m mächtigen und 5-10 km breiten Rinnen bzw. 10-50 km breiten Rinnengürteln (Gaupp, 1991; Franz & Wolfgramm, 2008; Wolfgramm et al., 2011; Barth et al., 2012). Barth et al. (2013) ordneten unterhätischen Ablagerungen in Mitteleuropa sechs Lithofazies-Assoziationen zu: (I) distributäre Rinnen: bis 10 km breite und 40 m mächtige Stränge aus mittel- bis grobkörnigen, reifen Sandsteinen, (II) Schichtsand: einige Meter mächtige, fein- bis mittelkörnige, reife Sandsteine mit pedogener Überprägung, (III) trockene Playa: bis mehrere Dekameter mächtige, rötliche bis mehrfarbige und pedogen überprägte Tonsteine (*shale*) mit häufig auftretendem, maturem Calcisol, (IV) feuchte Playa: bis mehrere Dekameter mächtige, graue bis grünliche, weniger pedogen überprägte Tonsteine mit Anteilen von Conchostraken, Fisch- und Pflanzenresten, (V) Küstenstreifen (*shoreface*): bis zu 10 m mächtige, bioturbate, fein- bis mittelkörnige Sandsteine reifer Zusammensetzung, (VI) offene See: graue bis dunkelgraue, teilweise bioturbate und brackische Fauna enthaltende Tonsteine und Siltsteine mit bis zu einigen Dekametern Mächtigkeit. Das nördliche Harzvorland im Südteil des NDB konnte durch Barth et al. (2012) anhand von Aufschlussanalysen als fluvial dominiertes Deltasystem charakterisiert werden. Im NDB erreicht die Exter-Formation eine Mächtigkeit bis zu 170 m und ist durch bis zu 60 m mächtige Sandsteine charakterisiert (Beutler et al., 2005; Wolfgramm et al., 2011). In der Region um Ketzin werden Mächtigkeiten von 80 m bis 105 m erreicht. Die vorliegende Studie umfasst eine geomechanische und petrographische Charakterisierung von mehreren Sandsteinproben aus der mittleren/unteren Exter-Formation.

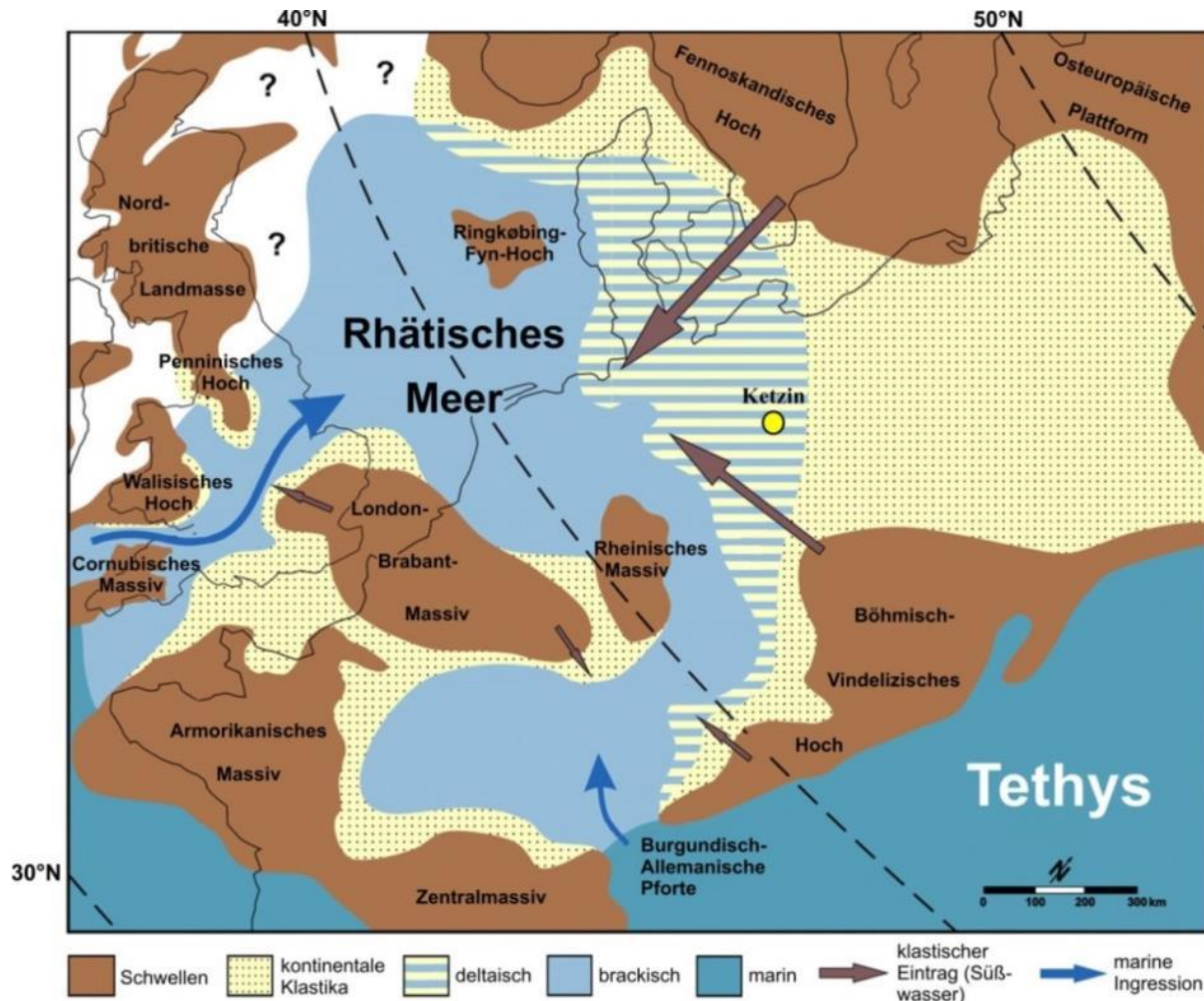


Abb. 2.9: Paläogeographische Karte des ZEBs während der Exter-Formation (Rhät) mit Faziesverteilung und der Lage des Standortes Ketzin (modifiziert nach Fischer et al., 2012 und enthaltene Referenzen).

Jura

Mit fortschreitender Transgression im Unteren Jura (Lias) bildeten sich in Zentraleuropa offenmarine Verhältnisse aus (Pieńkowski et al., 2008). Lithologisch dominieren marine Tonsteine, welche mit marinen Sanden, Seeablagerungen und anderen terrestrischen Sedimenten alternieren (Stackebrand & Beer, 1997; Pieńkowski et al., 2008). Im Oberen Jura (Malm) gewinnen Kalksteine, Kalksandsteine und Tonmergelsteine unter mehr oder weniger stabilen flachmarinen Bedingungen an Bedeutung. Mit der Umgestaltung des Ablagerungsraumes in halokinetisch induzierte Senken- und Schwellenbereiche variiert die Mächtigkeit der jurassischen Sedimente von wenigen Dekametern bis über 600 m in der Region um Potsdam (Stackebrandt & Beer, 1997). Die größten Mächtigkeiten von Liassedimenten werden in Senkenstrukturen mit bis zu 500 m erreicht. Generell schwankt die mittlere Mächtigkeit in Brandenburg, östlich des Rheinsberg-Lineaments, zwischen 300 m und 500 m (Tessin, 2010). Die Sandsteine des Hettang wurden am Standort Ketzin zur Erdgasspeicherung genutzt.

Kreide

Die fazielle Entwicklung wurde im NEDB während der Kreide durch marine Trans- und Regressionen bestimmt, wobei der Südteil mit dem Prignitz-Lausitzer-Wall in weiten Teilen als Hochlage ausgebildet war. Dieses fungierte als Abtragungs- und Liefergebiet für klastische Sedimente, womit der brandenburgische Raum in der Unterkreide von flächenhafter Erosion erfasst wurde. Ablagerungsräume beschränken sich auf Randsenken, was zu großen Mächtigkeitsunterschieden führte (Stackebrandt & Beer, 1997; Stackebrandt, 2010). Von Diener (1968) wird die paläogeographische Rolle der Mitteldeutschen Hauptabbrüche hervorgehoben, wonach die Abbrüche nur während der Haupttransgression wesentlich in südliche Richtung überschritten wurden und es vorwiegend zur Ablagerung von mergeligen und karbonatischen Gesteinen mit teilweise mehreren hundert Metern Mächtigkeit kam (Beer, 2010b).

2.1.5.3 Känozoikum

Die känozoische Schichtenfolge entstand unter äußerst unterschiedlichen Rahmenbedingungen, wobei Lockersedimente die Ablagerungen dominieren. Die Mächtigkeit der känozoischen Sedimente schwankt durch Randsenkensedimentation teils erheblich und nimmt generell in NW-Richtung zu. In Brandenburg wird eine mittlere Mächtigkeit von etwa 400 m erreicht (Stackebrandt & Manhenke, 2010). Anhand von Bohrungsdaten sind im Untersuchungsgebiet Mächtigkeiten zwischen 148 m und 217 m belegt.

Tertiär

Die tertiären Ablagerungen lassen sich in marine Ablagerungen (durch mehrfache Meeresvorstöße), im Küstenraum gebildete Braunkohlen und klastische Schwemmfächersedimente (glaukonitische Sande, Silte und Tone) untergliedern (Stackebrandt & Manhenke, 2010). Das Untersuchungsgebiet lag im Tertiär in einem Übergangsbereich zwischen einer großen Meeresbucht (Nordsee) und den vermoorten Randbereichen der Lausitz. Erhöhte Mächtigkeiten von mehreren hundert Metern in den Randsenken belegen fortdauernde salzdynamische Aktivitäten (Stackebrandt & Beer, 1997). Ungeachtet der quartären Ausräumungen, weisen die tertiären Einheiten aufgrund fehlender Sedimentation oder hebungsbedingter Erosion teils erhebliche Schichtlücken auf. In Brandenburg greift der flächenhaft verbreitete, oligozäne Rupelton teilweise direkt auf mesozoische Ablagerungen über (Stackebrandt & Beer, 1997; Lotsch, 2010), wie im zentralen und südöstlichen Untersuchungsgebiet zu beobachten ist. Teilweise vorhandene basale

Grobsande und Feinkiese unterstreichen den transgressiven Charakter der Rupelsedimente. Die pelitischen Sedimente des Rupeliums bilden für den Standort Ketzin den obersten Abschnitt eines mehrlagigen Systems von Abdeckschichten (*cap rock*). Entlang von halokinetisch bedingten Randsenken im Nordosten und Westen des Untersuchungsgebietes bilden paläozäne und eozäne Gesteine die ältesten Einheiten des Tertiärs (Lotsch, 2010). In den vorliegenden Tiefbohrungen innerhalb des Untersuchungsgebietes weisen Tertiäre Schichten eine Mächtigkeit von 55-111 m auf, welche jedoch in besagten Randsenken erheblich größer sein kann.

Quartär

Das Land Brandenburg wird nahezu vollständig von glazialen und interglazialen Lockersedimenten bedeckt (Sonntag & Lippstreu, 2010). Während der Kaltzeiten kam es zur Bildung von ungeschichteten Ablagerungen (Geschiebemergel, Till) in Moränenformen. Zu den warmzeitlichen Sedimenten zählen weiterhin Moorbildungen, Flugsande, Sandlöss sowie lakustrine und fluviatile Sedimente (Hermsdorf, 2010). Subparallele Ausräumungszonen sind auffallende Elemente an der Quartärbasisfläche. Diese Rinnen schneiden teilweise tief in tertiäre oder auch prätertiäre Schichten und verlaufen etwa NNE-SSW bis NE-SW (Sonntag & Lippstreu, 2010). Der mittlere Bereich über der Roskow-Ketzin-Doppelantiklinale und der östliche Raum von Ketzin sind von derartigen Ausräumungen betroffen. Die Bildung dieser Rinnenstrukturen wird kontrovers diskutiert (Stackebrandt, 2009). Die Mächtigkeit quartärer Ablagerungen variiert in der Region Ketzin von 53 m bis 145 m.

2.2 Zur Petrographie der Stuttgart- und Exter-Formation

Die durchgeführten dünnschliffmikroskopischen Untersuchungen konzentrierten sich auf geomechanisch getestete Gesteine innerhalb der Aquiferkomplexe der Stuttgart- und der Exter-Formation. Eine Quantifizierung petrographischer Charakteristika soll die Evaluierung von experimentell ermittelten Geomechanikparametern ermöglichen. Im Folgenden werden dazu Ergebnisse von bisherigen petrographischen Studien zu den Sedimentgesteinen dieser Formationen für den deutschen Raum präsentiert.

2.2.1 Stuttgart-Formation

Erste grundlegende petrographische Studien zur Stuttgart-Formation im deutschen Raum beschränkten sich auf nordwestliche und südwestliche Regionen. Nach Wurster (1964)

zeichnen sich die Sedimentgesteine innerhalb des Verbreitungsgebietes petrographisch durch ein gleichförmiges Bild aus. Das Gestein ist feinkörnig, gut sortiert und besteht überwiegend aus eckigen Quarzkörnern, Feldspäten (Orthoklas, Mikroklin, Albit und intermediäre Plagioklase), Gesteinsfragmenten, Glimmern und Tonmineralen. Der Sandstein fällt durch einen allgemein hohen Gehalt an Feldspäten und Gesteinsfragmenten auf (Heling, 1964). Die Korngemeinschaft spricht für ein unzersetztes Ausgangsmaterial, welches nur schwach aufgearbeitet wurde. In Nordwestdeutschland besteht das Bindemittel oft auch in Salzstockferne aus Halit, im Rheintal ist gelegentlich Anhydrit zu finden. Der ansonsten feste Sandstein kann im Beckenzentrum sowie in Lothringen und Niedersachsen oberflächennah eine mürbe Beschaffenheit besitzen, was mit einer Auslaugung leicht löslicher Zemente erklärt wird (Wurster, 1964). Es können nach Heling (1964) drei Sandsteingruppen unterschieden werden, welche sich durch ihren Mineralbestand und die Art der Porenraumfüllung auszeichnen: (1) wenig verkittete Feinsandsteine, (2) siltige Feinsandsteine und (3) anhydritisch zementierte Sandsteine.

Für das NEDB charakterisieren Beutler & Häusser (1982) den Schilfsandstein als Grauwacke mit variablen Gehalten an Quarz, Feldspat und Gesteinsbruchstücken. Beutler et al. (1999) beschreiben den Sandstein zudem als fein- bis mittelkörnig, gut sortiert, schwach silikatisch und gelegentlich anhydritisch zementiert. Förster et al. (2010) haben die Gesteine der Stuttgart-Formation anhand von Kernmaterial des Standortes Ketzin umfassend petrographisch charakterisiert und die fluviatilen Sedimentgesteine nach McBride (1963) als lithische Arkosen und feldspatreiche Litharenite klassifiziert (Abb. 2.10). Quarz, Feldspat und metasedimentäre als auch vulkanische Lithoklasten bilden den Großteil der detritischen Bestandteile. Um die Körner sind oft dünne Hämatitsäume und stellenweise Tonminerale zu beobachten. Die porenfüllenden Zemente bestehen überwiegend aus Anazim und Anhydrit. Weit verbreitet, aber mengenmäßig untergeordnet vertreten sind Zemente aus Dolomit, Baryt und Coelestin. Förster et al. (2010) zeigen anhand einer paragenetischen Sequenz die Abfolge von diagenetischen Produkten, wonach Eisenoxid, Tonmineralsäume, Quarz, Feldspat, Anazim und Dolomit als frühdiagenetische Bildungen beschrieben werden. Lediglich Anhydrit tritt sowohl in der frühen Diagenese als auch versenkungsdiagenetisch auf. Der Modalbestand von Rinnensandsteinen und Überflutungsebenensedimenten ist sehr ähnlich. Unterschiede zeigen sich im Gehalt an Feldspat, welcher in den Ablagerungen der Überflutungsebene stärker vertreten ist. Zudem sind diese Feinsedimente durch einen deutlich höheren Gehalt an Glimmer, Chlorit und vereinzelt toniger Matrix geprägt (Förster et al., 2010).

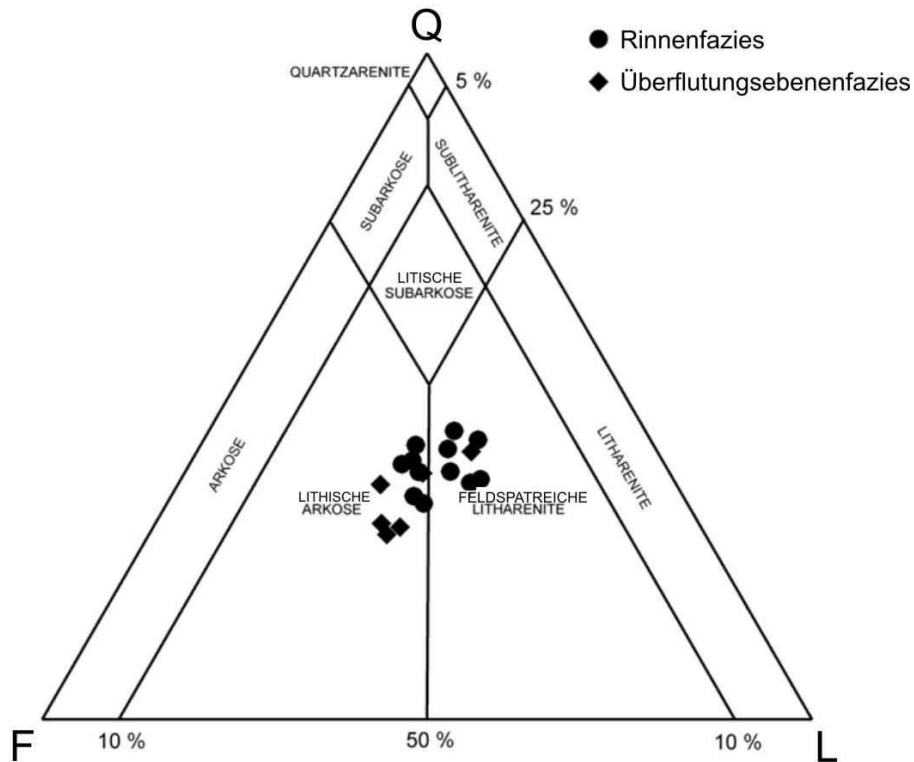


Abb. 2.10: Klassifikation der Sedimentgesteine der Stuttgart-Formation am Standort Ketzin nach McBride (1963) hinsichtlich des Gehaltes an Quarz (Q), Feldspat (F) und Lithoklasten (L) (modifiziert nach Förster et al., 2010).

2.2.2 Exter-Formation

Die Sandsteine der Exter-Formation in der nördliche Hälfte des NEDB (Mecklenburg-Vorpommern) werden als hochporös und reif (82-95 % Quarz, untergeordnet Feldspäte, Lithoklasten, Tonminerale und Karbonate) mit angerundeten bis gut gerundeten Körnern beschrieben (Franz & Wolfgramm, 2008; Wolfgramm et al., 2011). In den Porenräumen kann authigen gebildeter Kaolinit stapelförmig als sog. *booklets* auftreten. Die untere und mittlere Exter-Formation ist nach Franz & Wolfgramm (2008) von fein- bis mittelkörnigen, reifen Quarzsandsteinen geprägt. Zu den authigenen Bildungen zählen Kaolin- und Quarzzemente sowie untergeordnete und lokal auftretende Zemente wie frühdiagenetisch entstandener Dolomit, Anhydrit oder Pyrit. Die Porosität erreicht etwa 20-30 Vol.-%, wobei sekundär gebildeter Porenraum durch Feldspatlösung auftreten kann (Baermann et al., 2000; Franz & Wolfgramm, 2008).

Eine weitere Studie zur Petrographie des Mittel- und Unterrhät wurde von Appel (1981) im nördlichen Harzvorland (zentraler Südteil des NDB) durchgeführt. Die auftretenden Sandsteine sind, ähnlich wie oberhalb beschrieben, als reif, gut sortiert und mit sehr

untergeordneten Gehalten an Feldspat, Muskovit und/oder Kaolinit charakterisiert. Diagenetisch gebildete Quarzanwachssäume stellen das häufigste Bindemittel dar. Die Intensität der Silifizierung ist jedoch regional und selbst lokal sehr unterschiedlich. Kalzit tritt als zweithäufigstes Zementierungsmittel vor allem im Unterrhät auf. Es wurde spätdiagenetisch durch die Verdrängung von Quarz oder Feldspat zugeführt. Vor allem in kohleführenden Sandsteinen wurde Pyrit als Einzelkörner oder Aggregate beobachtet.

2.3 Der Spannungszustand im Norddeutschen Becken

Informationen zum rezenten Spannungszustand basieren zum Großteil auf der Auswertung von Bohrlochrandausbrüchen, ABF-Logs (akustisches Bohrlochfernsehen), *Hydraulic-Fracturing* und induzierten Kluffstrukturen. Für die Spannungsanalyse im flacheren Deckgebirge wurden Daten aus Tunneln und Bergwerken hinzugezogen (Röckel & Lempp, 2003). Da Erdbeben im NDB nur sehr selten stattfinden, existieren nur wenige Herdflächenlösungen zur Spannungsanalyse. Die Auswertung von *Sonic-Logs* stellt eine weitere Methode zur Ermittlung rezenter Spannungen dar (Sinha, 2008; Sinha et al., 2010; siehe Kapitel 2.4). Der rezente Spannungszustand bestimmt im Wesentlichen das kinematische und hydraulische Verhalten von Brüchen im Deckgebirge und beeinflusst damit dessen Integrität. Die Ketzin-Antiklinale ist geprägt von einem lokalen Störungssystem, dessen tendenzielle Reaktivierung und Durchlässigkeit unter Berücksichtigung des Spannungsfeldes in dieser Arbeit untersucht werden soll.

Die rezente Konfiguration des Spannungsfeldes in Mitteleuropa und dem NEDB ist das Ergebnis einer mehrphasigen Entwicklungsgeschichte (Hecht et al., 2003) (Tab. 2.1), wobei Spannungskonzentrationen an der Elbe-Störungszone (ESZ) die räumliche Verteilung von Spannungen und Versatzmustern mit beeinflusst haben. Die jüngsten tertiären Paläospannungen entlang der ESZ am Südrand des NEDB waren von extensionalem Charakter und durch eine große Variation lokaler Extensionsrichtungen gekennzeichnet (Sippel, 2009). Im Zeitabschnitt Eozän-Miozän rotierte das krustale Spannungsfeld in Mitteleuropa von NE-SW zu NW-SE (Bergerat, 1987; Schreiber & Rotsch, 1998; Hinzen, 2003).

Die Richtungen der rezenten, maximalen horizontalen Hauptspannung σ_{Hmax} zeigen im NDB bedeutende Unterschiede zwischen sub- und suprasalinen Gesteinsformationen, welche eine mechanische Entkopplung durch das permische Zechsteinsalz anzeigen (Roth & Fleckenstein,

2.3 Grundlagen – Der Spannungszustand im Norddeutschen Becken

Tab. 2.1: Entwicklung des krustalen Spannungszustandes in Zentraleuropa nach Hecht et al. (2003) und enthaltene Referenzen.

Geologische Etappe	Art bzw. Ursache des Spannungsfeldes	Richtung von σ_{Hmax}
Devon-Karbon	Variszische Kompression	SE-NW
Oberkarbon-Unterperm	Transtension	~ E-W
Perm-Trias	Thermale Relaxation	Nicht sicher
Obertrias-Unterkreide	Lokale WNW-ESE Extension	NNE-SSW
Oberkreide	Inversion: N-S Kompression, Höhepunkt der Salzbewegungen	N-S
Rezent	Alpidische Kompression	fächerförmig ~ N-S unterhalb des Zechsteinsalzes, stark schwankend um E-W oberhalb des Salzes (siehe Abb. 2.11 und 2.12)

2001). Röckel & Lempp (2003) haben den Spannungszustand für Norddeutschland durch neue und kompilierte Daten umfassend dargestellt. Es wird für das rezente Spannungsfeld im NDB angenommen, dass die Vertikalspannung generell deutlich größer als die minimale Horizontalspannung σ_{hmin} ist und von der maximalen Horizontalspannung σ_{Hmax} nicht überstiegen wird. Damit herrschen im gesamten Norddeutschen Becken Abschiebungs- und evtl. Seitenverschiebungs-Verhältnisse vor. Die Annahme einer vertikalen Hauptspannung stellt dabei eine Vereinfachung des Spannungstensors dar (Hecht et al., 2003; Bjørlykke et al., 2010).

Subsalinar

Spannungsrichtungen im Subsalinar wurden in zahlreichen Bohrungen mit Endteufen von etwa 1000-6000 m ermittelt und sind damit deutlich besser bestimmt als im Suprasalinar (Röckel & Lempp, 2003). Die mittlere NW-SE- bis N-S-Orientierung von σ_{Hmax} ist im NDB auf plattentektonische Kräfte infolge der alpidischen Orogenese und der Spreizung entlang des Mittelatlantischen Rückens zurückzuführen (Grünthal & Stromeyer, 1994; Roth & Fleckenstein, 2001). Dabei weist σ_{Hmax} eine fächerförmige Verteilung auf, deren Orientierung von NW-SE im Westen über N-S im Raum der Altmark zu NE-SW im Osten rotiert (Abb. 2.11). Es wird angenommen, dass diese Fächerform durch Steifigkeitskontraste zwischen dem NEDB und dem Baltischen Schild hervorgerufen wird (Roth & Fleckenstein, 2001). Marotta et al. (2001, 2002) erklären die Rotation der Horizontalspannung durch eine festere Lithosphäre unterhalb des NDB, welches rezent noch von horizontaler Kompression beeinflusst und isostatisch nicht ausgeglichen ist.

Röckel & Lempp (2003) haben gezeigt, dass die minimale horizontale Hauptspannung σ_{hmin} deutlich kleiner als die Vertikalspannung σ_v ist. Da es kaum Hinweise darauf gibt, dass σ_{Hmax}

den Betrag von σ_v übersteigt, ist das NDB durch eine rezente Abschiebungstektonik charakterisiert. Jedoch sind grundsätzlich Übergänge zu *Strike-Slip*-Verhältnissen in Salzaufstiegszonen mit stark erhöhten Salzmächtigkeiten möglich (Röckel & Lempp, 2003), da durch das leichtere Salz die Vertikalspannung verringert wird und damit die Horizontalspannungen an Bedeutung gewinnen. Im Gegenzug steigt in Salzabwanderungsgebieten die Vertikalspannung in Relation zu den Horizontalspannungen an, womit Abschiebungsverhältnisse dominieren (Moeck, I., pers. Mitt. 06.08.2014).

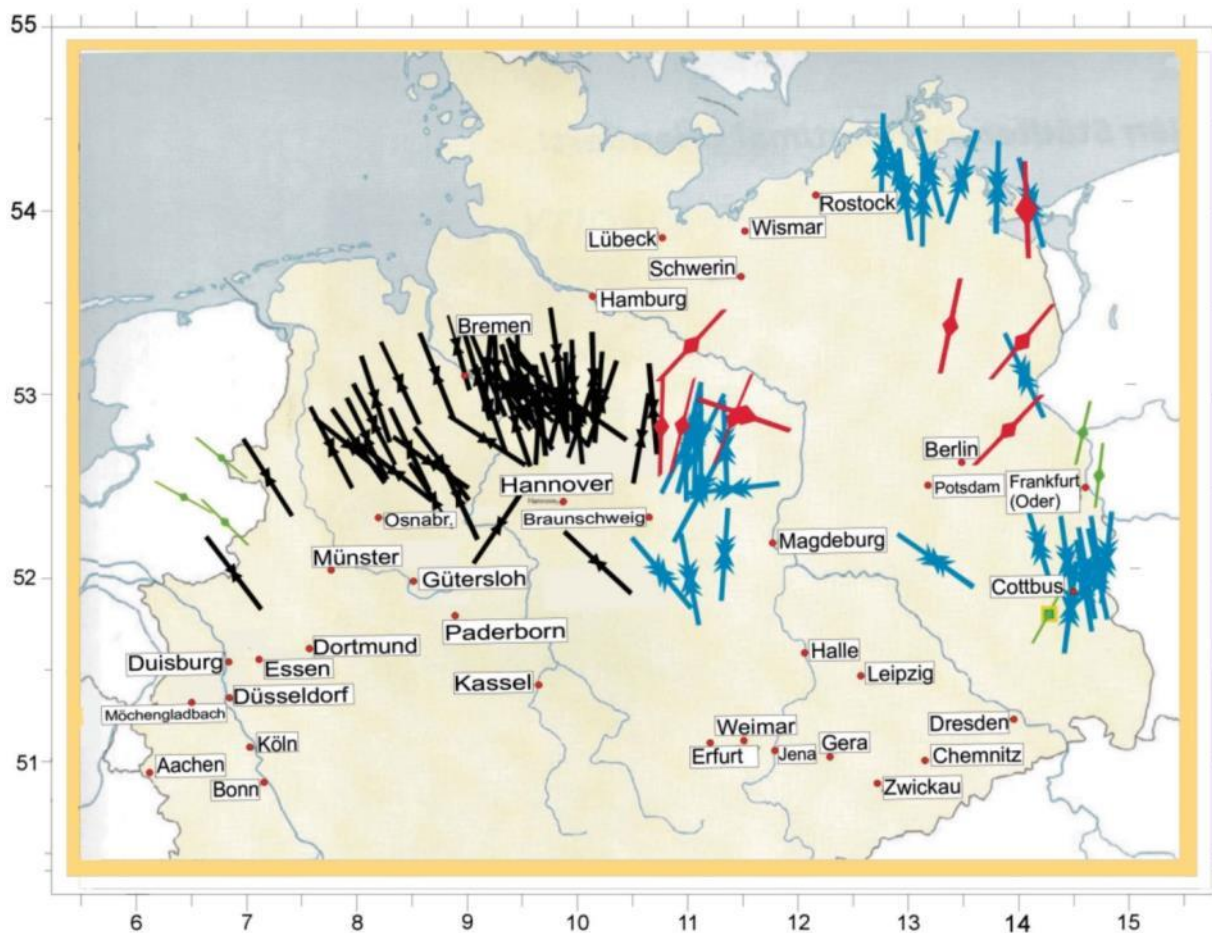


Abb. 2.11: Orientierung der maximalen horizontalen Hauptspannungen im subsalinaren Grundgebirge des NDB (schwarz: Grote (1998), rot: Roth et al. (1998) und Roth & Fleckenstein (2001), blau: Röckel & Lempp (2003), grün: World Stress Map) (modifiziert nach Röckel & Lempp, 2003).

Salinar

Die salinaren Ablagerungen des Zechsteins sind im NDB nahezu flächendeckend mit einer mittleren Mächtigkeit von etwa 500-1000 m anstehend (Scheck & Bayer, 1999). Da insbesondere der bis zu 1000 m mächtige Halit der Staßfurt-Folge zu plastischer Deformation neigt und flächenhaft verbreitet ist, werden kaum Scherspannungen vom Subsalinar ins Suprasalinar übertragen (Roth & Fleckenstein, 2001). Lediglich in halokinetisch aktiven Bereichen bilden sich bevorzugte Spannungsrichtungen aus. Erhöhte Porendruckgradienten

bis ca. 23 MPa/km und hohe Spülungsdrücke beim Bohren mit Spüldichten bis etwa $2,1 \text{ g/cm}^3$ zeigen geringe Differenzspannungen ($\sigma_1 \sim \sigma_2 \sim \sigma_3$), nahezu lithostatische Porendrücke und niedrige Scherspannungen im Zechsteinsalinar an (Lempp & Röckel, 1999; Röckel & Lempp, 2003) (Abb. 2.12).

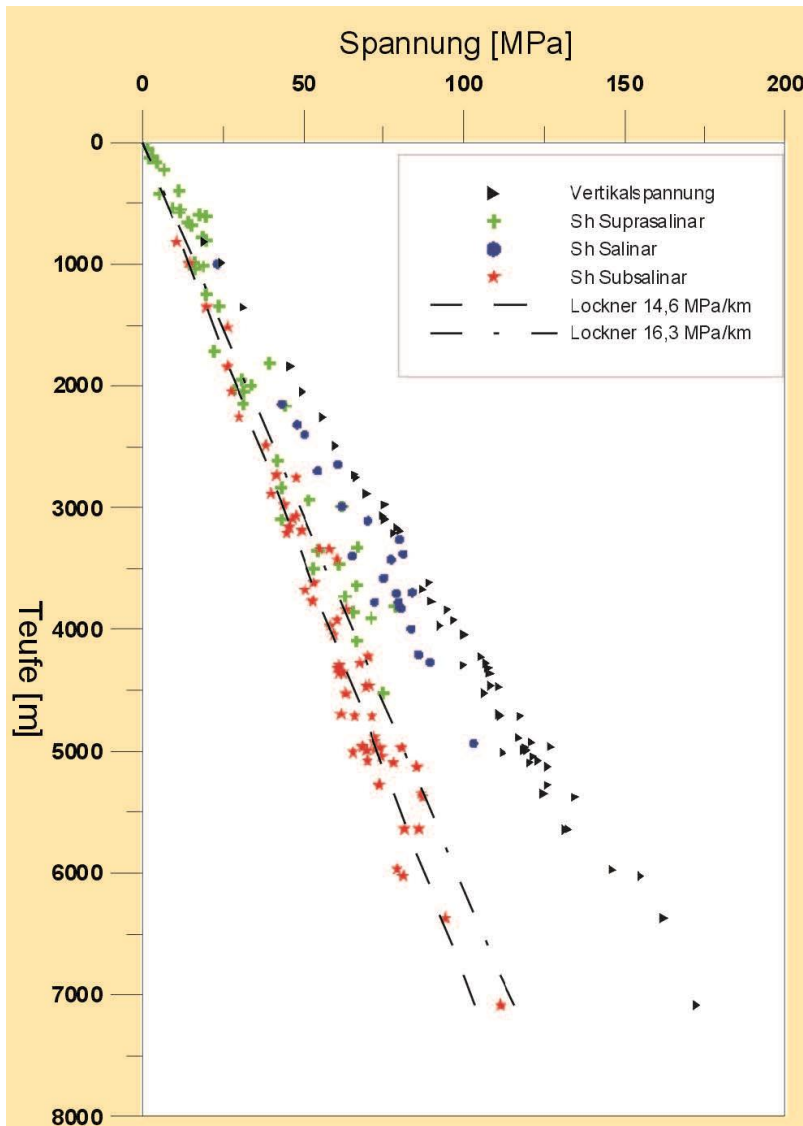


Abb. 2.12: Darstellung der Spannungsbeträge im Suprasalinar, Salinar und Subsalinar mit theoretischen Vergleichswerten nach Lockner (1995) (aus Röckel & Lempp, 2003).

Suprasalinar

Durch die mechanische Entkopplung vom subsalinen Grundgebirge und damit von plattentektonischen Bewegungen wird der Spannungszustand überwiegend durch die lithologische Ausprägung, Steifigkeitskontraste und regionale Strukturen (Sättel, Mulden, Störungszonen) kontrolliert. Es herrscht daher ein vergleichsweise indifferenten Spannungszustand mit variablen σ_{Hmax} -Richtungen vor, welche bevorzugt um ESE-WNW bis E-W, d.h. etwa rechtwinklig zum subsalinen Spannungsfeld streichen (Abb. 2.13). Die

Orientierungen der suprasalinaren Spannungen werden andauernden Fließbewegungen des Salzes und/oder einem postsalinar veränderten Sedimentationsregime zugeschrieben (Lempp & Lerche, 2006). Eine Spannungsübertragung von Subsalinar auf Suprasalinar ist lediglich in Gebieten mit stockwerkübergreifenden Tiefenstörungen oder Zonen mit reduzierter bis fehlender Zechsteinsalz-Bedeckung denkbar. Der σ_{hmin} -Horizontalspannungs-Gradient schwankt zwischen weniger als 15 MPa/km und über 20 MPa/km (Röckel & Lempp, 2003).

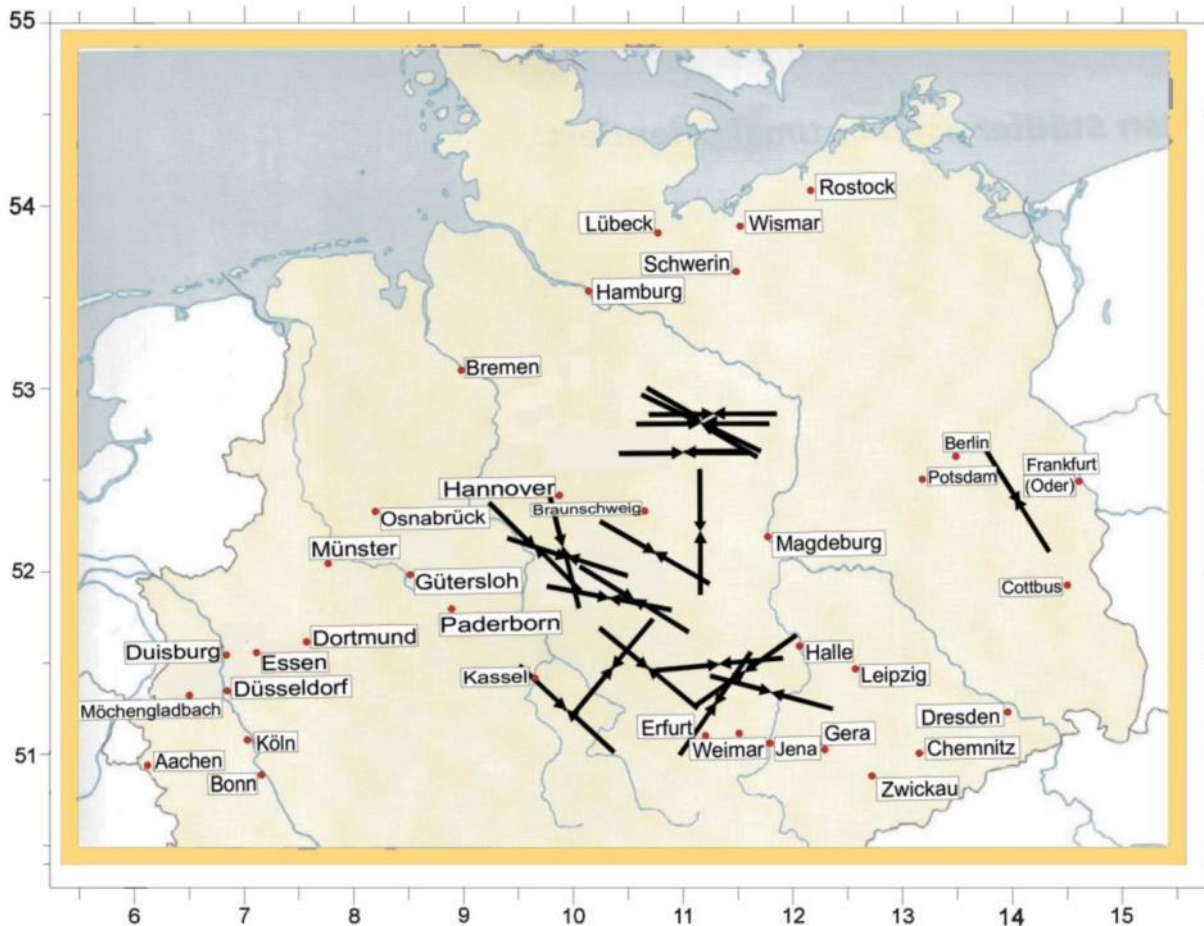


Abb: 2.13: Orientierung der größten horizontalen Hauptspannung σ_{Hmax} im suprasalinaren Deckgebirge des NDB (Datenbasis: Bankwitz et al., 1993; Rummel & Baumgärtner, 1982; Baumann, 1982; Roth et al., 1998; Lempp & Röckel, 1999 und Roth & Fleckenstein, 2001) (modifiziert nach Röckel & Lempp, 2003).

2.4 Geomechanische Analysen

2.4.1 Hochdruckexperimente

Uniaxialtest

Der uniaxiale Druckversuch ist eine wichtige Methode um Informationen zur Festigkeit und zum Deformationsverhalten eines Gesteines zu erlangen. Eine Reihe von Studien hat gezeigt, dass dabei ein Länge/Durchmesser-Verhältnis von mindestens 2:1 zu wählen ist, da mit

abnehmender Probenlänge die uniaxiale Druckfestigkeit zunimmt (Chakravarty, 1963; Hobbs, 1964; Mogi, 1966; Hawkes & Mellor, 1970). Die allgemeine Anwendung sieht vor, dass die zylindrische Probe parallel zur Probenachse zwischen zwei parallelen Metallplatten bei konstanter Belastungsrate deformiert wird, bis mit der maximalen axialen Belastung das Gesteinsversagen eintritt. Aus den gemessenen Kräften und Längenänderungen der Probe lassen sich die uniaxiale Druckfestigkeit σ_c , der Young-Modul E und die Poissonzahl ν ermitteln. Die Druckfestigkeit ergibt sich aus dem Quotienten der Hauptbelastung F_{\max} bei Einsetzen des Bruches und der ursprünglichen Querschnittsfläche A der Probe

$$\sigma_c = F_{\max} / A \quad (1)$$

und entspricht bei axialer Belastung ohne Umschließungsdruck der maximalen Normal- bzw. Hauptspannung (Zang & Stephansson, 2010) (Abb. 2.14).

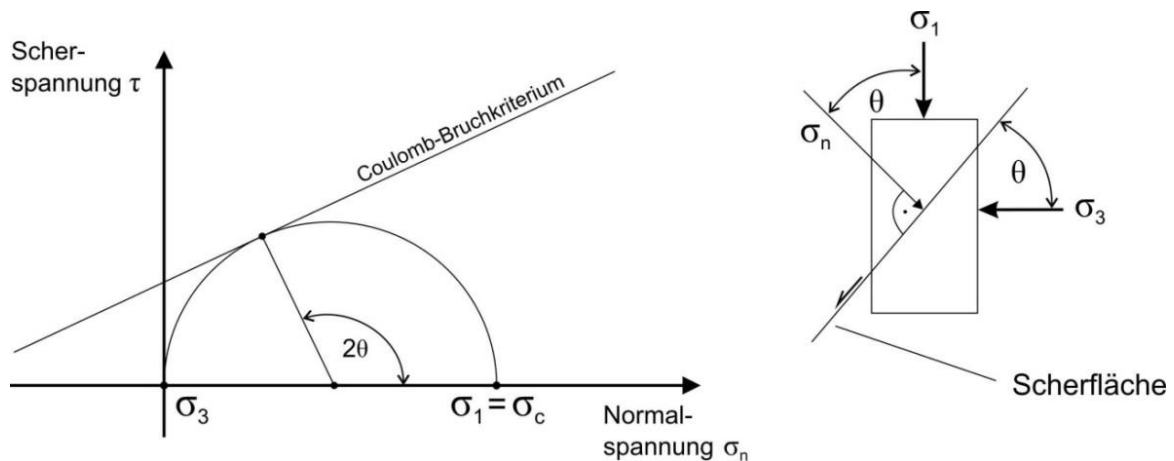


Abb. 2.14: Spannungen im Mohr-Diagramm für einen uniaxialen Belastungstest (θ : Winkel zwischen der Normalspannung σ_n und der größten Hauptspannung σ_1 bzw. zwischen der Bruchfläche und der kleinsten Hauptspannung σ_3).

Der Young-Modul E (auch Elastizitätsmodul bzw. E-Modul) ist ein Maß für die Steifigkeit eines Körpers (Zoback, 2007) und wird durch das Verhältnis aus axialer Belastung σ_1 und axialer Verkürzung (Längskontraktion) ϵ_a

$$E = \sigma_1 / \epsilon_a \quad (2)$$

beschrieben. In der vorliegenden Arbeit wurde der tangentielle Young-Modul ermittelt, welcher im linearen Bereich der Spannungs-Verformungskurve und bei 50 % der maximalen axialen Belastung abgeleitet wird (Fjaer et al., 2008).

Die statische Poisson- oder Querdehnungszahl ν ist ein Maß für die richtungsabhängige Deformierbarkeit eines Körpers, welche als dimensionslose Größe der Form

$$\nu = - \varepsilon_D / \varepsilon_a \quad (3)$$

mit ε_a : Längskontraktion (axial) und ε_D : Querdehnung für den Fall der Kompression angegeben wird (c, 1829). Die Kräftekonfiguration und Deformationen in einem uniaxialen Druckversuch sind in Abbildung 2.15 schematisch dargestellt. Durch Reibungseffekte an den Endflächen mit den Stahlplatten der Presse wird eine gleichmäßige Deformation des Testkörpers behindert, welcher daraufhin eine fassförmige Gestalt annimmt (*barrelling*) (Sulem & Vardoulakis, 1990).

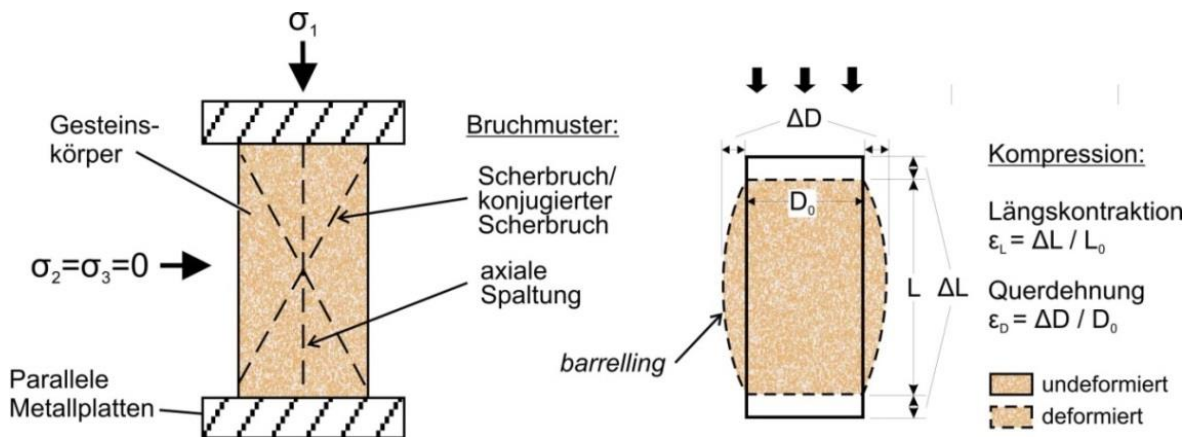


Abb. 2.15: Schematische Darstellungen (links) eines uniaxialen Kompressionsversuches mit Kräftekonfiguration und typischen Bruchmustern sowie (rechts) relativen Längenänderungen mit Ausbauchung (*barrelling*) am zylindrischen Prüfkörper.

Eine Reihe uniaxialer Tests an Gesteinsprobenkörpern unterschiedlicher Größe belegte den Einfluss der Probengröße bis zu einem Durchmesser von etwa 2 m.

Triaxialtest

Wesentliche Messgrößen bei einem konventionellen Triaxialversuch sind Axialdruck, Manteldruck und ggf. Porenfluiddruck. Mit der Erhöhung des Manteldrucks nimmt die Höchstbelastung zu, infolge dessen das Gesteinsversagen eintritt (Abb. 2.16). Daher ist es in triaxialen Versuchen durch eine stufenweise Anhebung des Manteldrucks möglich, den Sprödbruch hinauszuzögern und einen Prüfkörper mehrfach zu belasten (Handin & Hager, 1957). Aus den gemessenen Drücken lassen sich mit der Konstruktion des Bruchkriteriums im Mohr-Coulomb-Diagramm der Winkel der inneren Reibung φ und die Kohäsion c ermitteln.

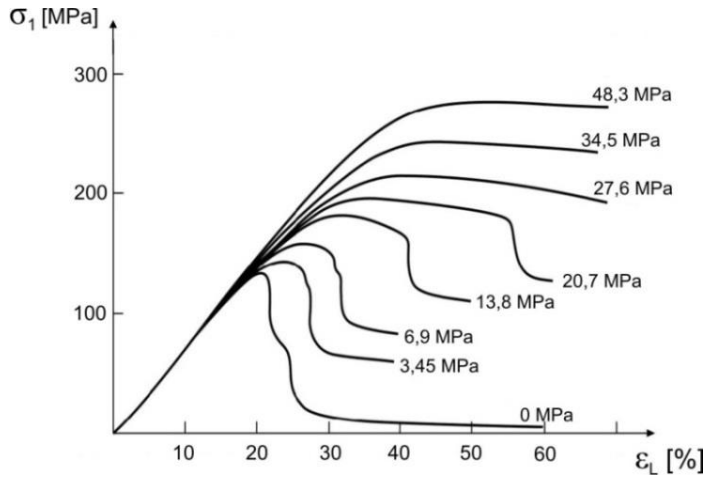


Abb. 2.16: Der Einfluss des Manteldrucks unter Raumtemperatur, veranschaulicht anhand von Belastungskurven aus Tests an Tennessee Marmor (modifiziert nach Wawersik & Fairhurst, 1970).

Der Reibungswinkel φ beschreibt den Winkel zwischen dem Bruchkriterium und der Abszissenachse (Normalspannung σ_n) im Mohr-Coulomb-Diagramm (Abb. 2.17). Der Schnittpunkt mit der Ordinatenachse (Scherspannung τ) wird als Kohäsion c bezeichnet. Diese entspricht dem Widerstand, der eine Scherbruchbildung begleitet, wenn keine Normalspannung anliegt (de Blasio, 2011). Der Anstieg des Bruchkriteriums wird auch als Reibungskoeffizient μ bezeichnet und ergibt sich aus dem Tangens des Reibungswinkels

$$\tan \varphi = \mu \quad (4)$$

womit das Coulomb-Bruchkriterium wie folgt beschrieben wird

$$\tau = \mu \sigma_n + c \quad (5)$$

Das Gesteinsversagen tritt ein, wenn der Mohr-Kreis das Bruchkriterium berührt (Zang & Stephansson, 2010).

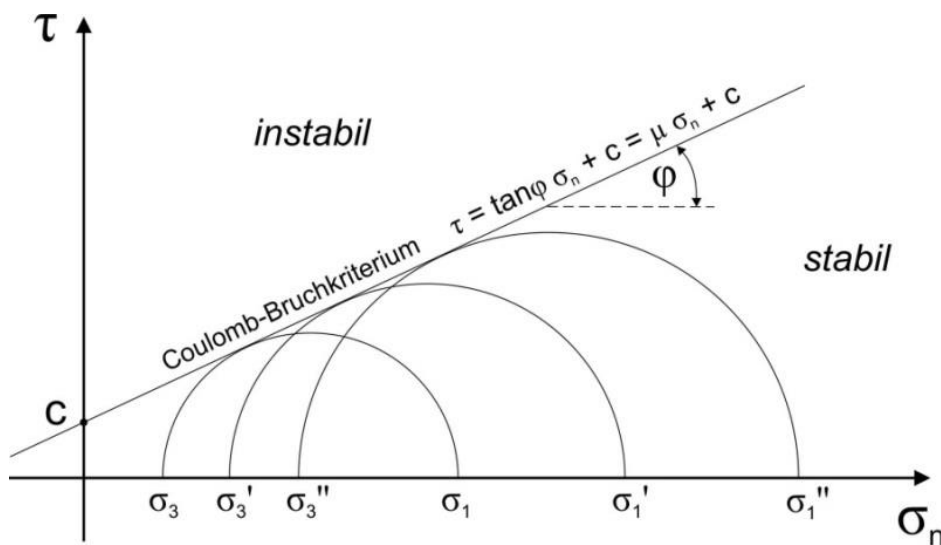


Abb. 2.17: Die Herleitung von Bruchkriterium/Bruchparameter (Kohäsion c und Reibungswinkel φ) im Mohr-Coulomb-Diagramm aus einem mehrstufigen Triaxialtest.

Für den Vergleich von verschiedenen triaxialen Messergebnissen empfiehlt es sich nicht, die Bruchparameter c und φ ausschließlich separat auszuwerten (Lempp, C., 22.11.2013, pers. Mitt.). Die Bruchparameter lassen sich beispielsweise über geometrische Beziehungen im Mohr'schen Spannungskreis in die (indirekt ermittelte) uniaxiale Druckfestigkeit σ_{ci} in der Form

$$\sigma_{ci} = \frac{2c \cdot \cos \varphi}{1 - \sin \varphi} \quad (6)$$

umformulieren und damit in Kombination betrachten (Fjaer et al., 2008).

Einfache Triaxiale Tests ohne Porendrücke beinhalten die Variation von Axial- und Manteldruck. Nach dem Einstellen eines konstanten Manteldrucks wird die axiale Belastung erhöht. Sobald die Deformation des Prüfkörpers ohne wesentliche axiale Druckerhöhung voranschreitet, wird die axiale Belastung gedrosselt und der Umschließungsdruck erhöht. Anschließend kann der axiale Druck weiter gesteigert werden. Dadurch ist es möglich einen Probenkörper in verschiedenen Druckstufen mehrfach zu belasten (*multiple failure test*) (Kovari & Tisa, 1975). Daraus resultierende Axial- und Umgebungsdrücke bzw. größte und kleinste Hauptspannung dienen der Herleitung des Bruchkriteriums nach Mohr-Coulomb.

Durch die Anwendung eines Porenfluiddruckes werden die Hauptspannungen σ_1 , σ_2 und σ_3 um den Betrag des Fluiddruckes verringert. Man spricht hierbei von den effektiven Hauptspannungen σ_1' , σ_2' und σ_3' (Terzaghi, 1936).

Spaltzugversuch (Brazilian-Disc-Test)

Der Spaltzugversuch, oder auch Brazilian-Test, ist eine schnelle und einfache Methode für die Bestimmung der indirekten Zugfestigkeit σ_t von Gesteinen. Die Belastung wird durch zwei gebogene Metallplatten auf den scheibenförmigen bzw. zylindrischen Prüfkörper übertragen. Der Prüfkörper wird bis zum Bruch belastet. Dieser Bruch bildet sich oft in Form eines Extensionsrisses im Zentrum des kreisförmigen Probenquerschnitts und parallel zur Belastungsrichtung (Paterson & Wong, 2005). Die Zugfestigkeit wird über die Beziehung

$$\sigma_t = 2F / \pi DL \quad (7)$$

ermittelt, wobei F die Kraft bei Einsetzen des zentralen Zugrisses ist. Die Größen D und L geben den Durchmesser und die Länge des Prüfkörpers an. Empirische Studien haben belegt, dass die Zugfestigkeit annähernd einem Zehntel der Druckfestigkeit entspricht (Popovics, 1998).

2.4.2 Konzept der limitierenden Spannungen und Konstruktion des Spannungspolygons

In weiten Teilen der Erdkruste werden die Spannungsmagnituden von den Reibungskräften der darin befindlichen Diskontinuitäten limitiert, was auch als Reibungsgleichgewicht bezeichnet wird. Zudem wird angenommen, dass zumindest innerhalb der oberen Erdkruste eine etwa vertikale Hauptspannung σ_v mit orthogonal dazu orientierten Horizontalspannungen σ_{Hmax} und σ_{hmin} vorliegen (Sibson, 1974; Brace & Kohlstedt, 1980). Unter Annahme des Reibungsgleichgewichtes wird das Verhältnis der effektiven Hauptspannungen nach Jaeger et al. (2007) definiert als

$$\frac{\sigma_1 - P_f}{\sigma_3 - P_f} = \left(\sqrt{\mu^2 + 1} + \mu \right)^2. \quad (8)$$

Dieses besagt, dass das Verhältnis aus größter und kleinster effektiver Hauptspannung den Reibungswiderstand, ausgedrückt durch den Reibungskoeffizienten μ , nicht überschreiten kann. Um Gleichung (8) anwenden zu können, muss die Anderson'sche Bruchtheorie (Anderson, 1905) herangezogen werden, um den relativen Hauptspannungen (z.B. σ_v , σ_{Hmax} oder σ_{hmin}) die entsprechenden absoluten Hauptspannungen σ_1 , σ_2 oder σ_3 zuzuordnen. Dies entscheidet, ob es sich um ein Abschiebungs- (NF), Horizontalverschiebungs- (SS) oder Überschiebungsregime (RF) handelt (Zoback et al., 2003). Demnach sind die Spannungsverhältnisse der Regime folgendermaßen definiert:

Abschiebung ($\sigma_v > \sigma_{Hmax} > \sigma_{hmin}$)

$$\frac{\sigma_1'}{\sigma_3'} = \frac{\sigma_v - P_f}{\sigma_{hmin} - P_f} \leq \left(\sqrt{\mu^2 + 1} + \mu \right)^2 \quad (9)$$

Horizontalverschiebung ($\sigma_{Hmax} > \sigma_v > \sigma_{hmin}$)

$$\frac{\sigma_1'}{\sigma_3'} = \frac{\sigma_{Hmax} - P_f}{\sigma_{hmin} - P_f} \leq \left(\sqrt{\mu^2 + 1} + \mu \right)^2 \quad (10)$$

Überschiebung ($\sigma_{Hmax} > \sigma_{hmin} > \sigma_v$)

$$\frac{\sigma_1'}{\sigma_3'} = \frac{\sigma_{Hmax} - P_f}{\sigma_v - P_f} \leq \left(\sqrt{\mu^2 + 1} + \mu \right)^2 \quad (11)$$

Diese Gleichungen verdeutlichen, dass die Spannungsunterschiede hauptsächlich von der Tiefe bzw. der Vertikalspannung, dem Fluiddruck und der Kenntnis über das jeweilige Spannungsregime abhängen. Byerlee (1978) hat in zahlreichen triaxialen Belastungsversuchen gezeigt, dass innerhalb der kontinentalen Erdkruste bis in Tiefen mit einer Normalspannung von etwa 200 MPa (entspricht ca. 7-8 km u. GOK) ein Wert von $\mu = 0,85$ und unter noch größeren Drücken $\mu = 0,6$ repräsentativ für die meisten Gesteine ist. Die Spannungsberechnung beinhaltet die obere und untere Grenze der möglichen Spannungszustände für $\sigma_{hmin} = \sigma_v$ und $\sigma_{Hmax} = \sigma_v$. Mit der Kenntnis der Vertikalspannung, der Fluiddrücke und der limitierenden Spannungen kann nun durch die Konstruktion des Spannungspolygons eine Abschätzung der Horizontalspannungen für jede beliebige Tiefe vorgenommen werden (Abb. 2.18) (Moos & Zoback, 1990; Peška & Zoback, 1995). Die Vertikalspannung σ_v ergibt am Boden einer homogenen aufgebauten Säule mit der Mächtigkeit z in der Form $\sigma_v = \rho g z$, mit der Dichte ρ und der Fallbeschleunigung g . Im Falle

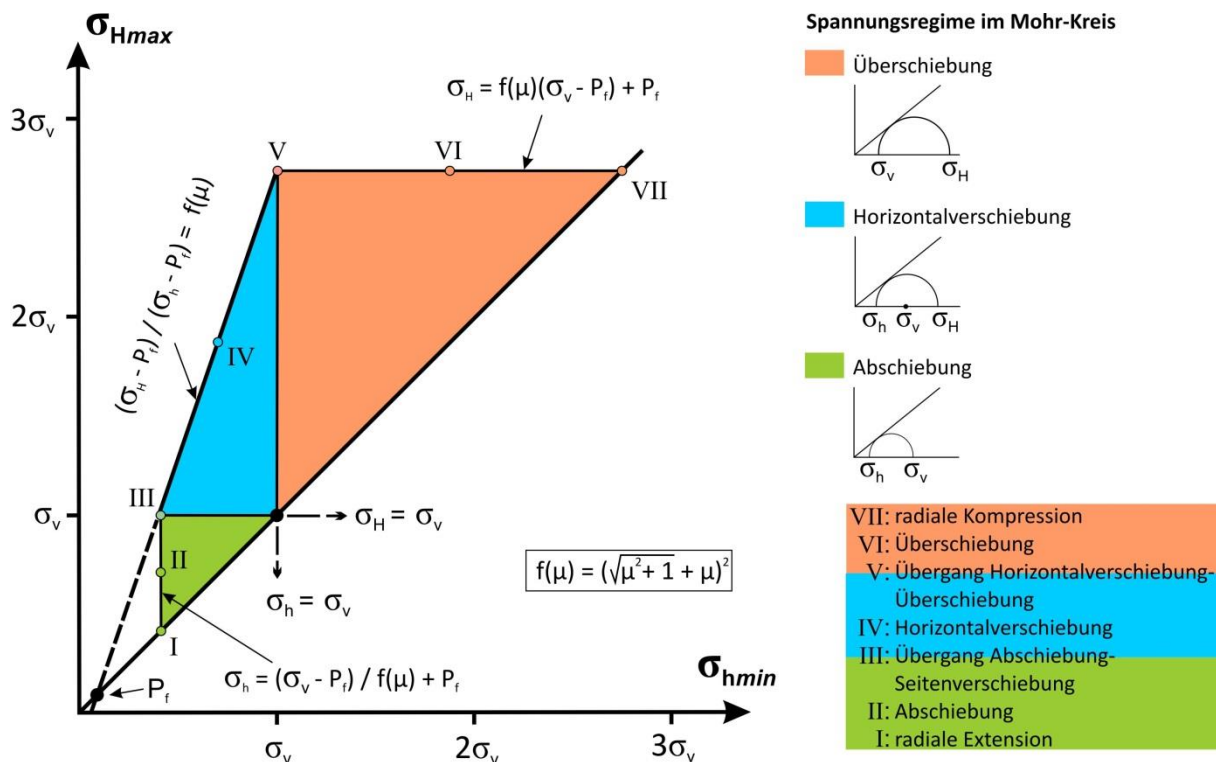


Abb. 2.18: Ein Spannungspolygon mit den prinzipiell möglichen Magnituden der größten (σ_H) und kleinsten (σ_h) Horizontalspannung für jede beliebige Tiefe, abhängig vom Fluiddruck P_f und dem Reibungskoeffizienten μ (modifiziert nach Moos & Zoback, 1990; Zoback et al., 2003). Die römisch bezifferten Punkte markieren die Grenze des Spannungspolygons und geben Spannungszustände an, unter denen in der Erdkruste ein Reibungsgleichgewicht vorliegt.

des heterogenen Erdkörpers entspricht der Druck in einer Tiefe D der Gesteinsauflast

$$\sigma_v = \int_0^D \rho(z) g dz \quad (12)$$

wobei ρ der Gesteinsdichte, g der Fallbeschleunigung und die z -Achse der vertikalen Position unterhalb der Erdoberfläche ($z = 0$) entsprechen (Fjaer et al., 2008).

2.4.3 Scherung und Dilatation von geologischen Trennflächen

Barton et al. (1995) haben gezeigt, dass kritisch gespannte, d.h. zur Reaktivierung neigende Störungsflächen bzw. -zonen erhöhte Permeabilitäten aufweisen. Das Reaktivierungspotential geologischer Trennflächen kann als Tendenz zur Scherung (T_S) oder Dilatation (T_D) ausgedrückt werden (Ferrill et al., 1999). Die Kohäsion auf bereits bestehenden Störungsflächen wird dabei als vernachlässigbar angesehen (Sibson, 1985; Zoback et al., 2003). Das Reaktivierungspotential existierender Störungsflächen ist ein wichtiger Indikator für die Seismizität und das Rückhaltervermögen eines geologischen Speicherkomplexes (Morris et al., 1996; Zoback & Harjes, 1997, Rogers et al., 2008; Gan & Elsworth, 2014). Unter Kenntnis der Orientierung und der Relativbewegung entlang einer Bruchfläche im Spannungsfeld lassen sich aus dem Spannungstensor die Normalspannung und die Scherspannung herleiten (Bott, 1959; Jaeger et al., 2007). Relativ zu dieser Fläche wirken die Normalspannung senkrecht und die Scherspannung parallel (Abb. 2.19).

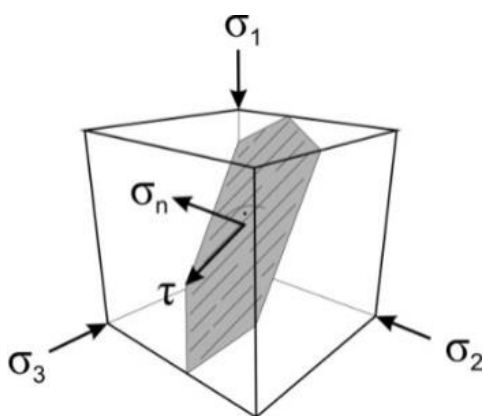


Abb. 2.19: Normalspannung und Scherspannung auf einer zufällig orientierten Störungsfläche mit schematisierter Striemung als Bewegungs-sinnanzeiger (modifiziert nach Morris et al., 1996).

Scherungstendenz

Entlang einer Bruchfläche tritt eine Scherbewegung auf, wenn die Scherspannung dem Reibungswiderstand entspricht oder diesen übersteigt. Diese Reibungskraft verhält sich wiederum proportional zur Normalspannung (Jaeger et al., 2007). Die Scherungstendenz T_S

(auf einer kohäsionslosen Fläche) ist nach Morris et al. (1996) als das Verhältnis der Scherspannung τ zur effektiven Normalspannung σ_{neff}

$$T_S = \tau / \sigma_{neff} \geq \mu \quad (13)$$

definiert, wobei ein hohes Scherungspotential entlang der Störungsfläche besteht, wenn T_S dem Reibungskoeffizienten μ entspricht oder diesen überschreitet. Nach Byerlee (1978) ist μ überwiegend tiefenabhängig (siehe Kapitel 4.7). Die effektive Normalspannung σ_{neff} und die Scherspannung τ sind definiert als

$$\sigma_{neff} = l^2 \sigma_{1eff} + m^2 \sigma_{2eff} + n^2 \sigma_{3eff} \quad (14)$$

$$\tau = [l^2 \sigma_{1eff} + m^2 \sigma_{2eff} + n^2 \sigma_{3eff} - \sigma_{neff}^2]^{1/2} \quad (15)$$

mit l , m und n als den Komponenten des Normalvektors auf der Bruchfläche (Jaeger et al., 2007). Die Scherungswahrscheinlichkeit einer Störung kann zudem als Quotient der Scherungstendenz einer Störung und der höchsten Scherungstendenz aller Störungen im gegenwärtigen Spannungsfeld prozentual ausgedrückt werden, was als maximale Scherungstendenz T_{Smax} bezeichnet wird (Morris et al., 1996).

Dilatationstendenz

Die Normalspannung, welche die Dilatation eines geologischen Bruches steuert, ist eine Funktion der lithostatischen und tektonischen Drücke sowie des Fluiddruckes. Die Normalspannung wird von den Magnituden und der Orientierung der Hauptspannungen beeinflusst, wirkt senkrecht zur Bruchfläche und beinhaltet das Druck- bzw. Zugvermögen zur Schließung oder Dilatation des Bruches. Aus Gleichung (15) lässt sich die Normalspannung bei Kenntnis des Spannungsfeldes für jede beliebig orientierte Störungsfläche berechnen. Durch eine Relation mit der Differenzialspannung kann die Normalspannung normalisiert und als Dilatationstendenz

$$T_D = \frac{\sigma_1 - \sigma_n}{\sigma_1 - \sigma_3} \quad (16)$$

definiert werden, welche grundsätzlich Werte zwischen 0,0 und 1,0 besitzt (Ferrill et al., 1999). Die Wirkung eines Porenfluiddruckes bzw. die Verwendung von Effektivspannungen in Gleichung (16) ändert den Betrag der Dilatationstendenz T_D nicht.

2.4.4 Bisherige geomechanische Untersuchungen für den Standort Ketzin

Standortsspezifische Geomechanik-Parameter und das lokale Spannungsfeld sind wesentliche Faktoren für das Verständnis des mechanischen Gesteinsverhaltens von Speicher- und Abdeckgesteinen unter variierenden Druckbedingungen. Daher wurden zur mechanischen Charakterisierung des Speicherstandortes Ketzin im Rahmen des Projektes CO₂SINK erste Studien durchgeführt, deren Ergebnisse im Folgenden beschrieben werden.

Anhand einer Störungsflächenanalyse an den CO₂SINK-Bohrkernen bestimmte Ruppel (2009) die Art des Paläospannungsregimes, welches die Ursache für die Entstehung der Störungsflächen innerhalb der Ketzin-Antiklinale darstellt. Für die Anwendung der *Pressure/Tension*-Methode nach Turner (1953) wurden zunächst die theoretischen Kompressions- (*Pressure*) und Dehnungsachsen (*Tension*) an Bewegungssinnanzeigern wie z.B. Strömungen, Riedelscherflächen, Abrisskanten oder Druckschattenflächen für jedes Störungs-Lineations-Paar ermittelt. Vereinfachend werden eine homogene Verformung und ein konstanter, empirisch bestimmter Winkel von 30° zwischen dem Richtungsvektor der Kompressionsachse P (bzw. 60° zwischen dem Richtungsvektor der Dehnungsachse T) und der Störungsfläche angenommen. Die Orientierung der Störungsflächen und der Versatzrichtungen werden im Schmidt'schen Netz visualisiert, woraufhin im *Pressure/Tension*-Diagramm die Richtungen der Spannungskomponenten σ_1 (Kompressionsachse), σ_2 (mittlere Hauptspannung) und σ_3 (Dehnungsachse) rekonstruiert werden (Abb. 2.20). Aus der Orientierung der Paläospannungen zueinander lässt sich nun der Spannungstensor ableiten, welcher die Ermittlung der relativen Spannungsmagnituden

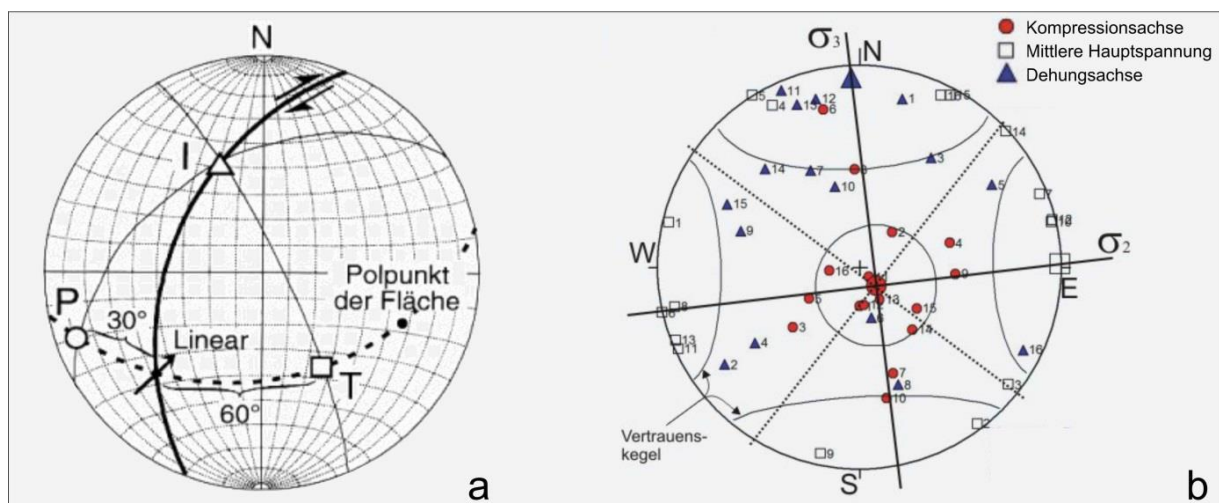


Abb. 2.20: (a) Eine beispielhafte Konstruktion der Kompressions- (P) und Dehnungsachse (T) im Schmidt'schen Netz und (b) die Darstellung der Hauptspannungen für jede Störungsfläche im Pressure/Tension-Diagramm (modifiziert nach Ruppel, 2009 und enthaltene Referenzen).

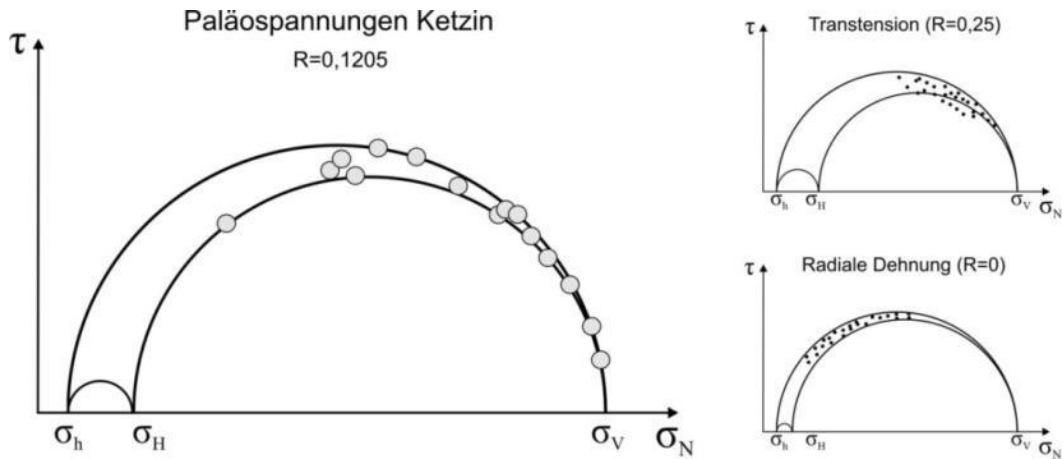


Abb. 2.21: (links) Rekonstruktion der Paläospannungen am Standort Ketzin im Mohr-Coulomb-Diagramm anhand von 16 Störungsflächen mit (rechts) einer beispielhaften Darstellung transtensionaler und radialer Verhältnisse (modifiziert nach Ruppel, 2009).

ermöglicht (Angelier, 1989). Diese Spannungsverhältnisse lassen sich nun in einem dimensionslosen Mohr-Kreis darstellen (Abb. 2.21). Die Ergebnisse indizieren für die Ketzin-Struktur Transtensionsbedingungen mit Tendenzen zu radialer Dehnung, wie es für Antiklinalstrukturen typisch ist. Die Verhältnisse der Magnituden der horizontalen Hauptspannungen σ_{Hmax} und σ_{hmin} weisen geringe Differenzen bei einer deutlich größeren Vertikalspannung auf.

Mutschler et al. (2009) führten uniaxiale und triaxiale Laborversuche an den pelitischen Gesteinen der Weser-Formation durch, um Festigkeit, Steifigkeit und Viskosität des Abdeckers zu ermitteln. Die Belastungsversuche beinhalten Variationen des Umschließungsdrucks, der Deformationsrate und der Temperatur. Für die Tests wurde einerseits Kernmaterial aus der Injektionsbohrung Ktzi 201 aus einer Teufe von etwa 620 m entnommen. Kernsektionen mit einem Durchmesser von 100 mm und einer Länge von 200 mm wurden als Probenkörper genutzt. Zusätzlich wurde ein Analogaufschluss bei Zaiserweiher in SW-Deutschland beprobt, wobei neben Proben mit Standardgröße (100 mm x 200 mm) auch ein großmaßstäblicher Testkörper (550 mm x 1200 mm) präpariert wurden. Der siltige Tonstein aus der Tongrube Zaiserweiher ist aufgrund der Druckentlastung durch oberflächennahe Lagerungsbedingungen schwächer konsolidiert als die Ketzinproben. Dies trägt zu niedrigeren Festigkeitswerten der Analogaufschluss-Proben gegenüber den Werten des Kernmaterials bei (Tab. 2.2). Aufgrund dieser deutlichen Unterschiede scheinen zumindest pelitische Analogproben aus oberflächennahen Aufschlüssen für geomechanische Untersuchungen ungeeignet. Basierend auf den erzielten Versuchsergebnissen werden Skalierungseffekte aufgrund unterschiedlicher Probengrößen für die pelitischen Gesteine der Weser-Formation als vernachlässigbar angesehen (Mutschler, 2009).

Tab. 2.2: Gegenüberstellung der Ergebnisse von geomechanischen Tests an Tonsteinproben der Weser-Formation aus der Injektionsbohrung Ktzi 201 und von Material aus einem oberflächennahen Analogaufschluss in SW-Deutschland (Mutschler et al., 2009).

Probe	Proben- größe	Uniaxiale Druckfestigkeit σ_c [MPa]	Elastizitätsmodul E [GPa]	Reibungswinkel ϕ [°]	Kohäsion c [MPa]
Kernprobe (Bohrung CO2 Ktzi 201/2007)	100 mm x 200 mm	46	10	35	9
Aufschluss- probe „Zeiserweiher“	100 mm x 200 mm		0,8	24	0,28
	550 mm x 1200 mm			30	0,2

Mit der Auswertung von Laufzeiten aus *Sonic-Logs* und weiteren petrophysikalischen Daten der Bohrung Ktzi 201 haben Sinha et al. (2010) die Magnituden und Richtungen der rezenten Hauptspannungen für den Standort Ketzin hergeleitet. Die Abschätzung des Spannungszustandes im durchschallten Gebirge basiert auf der radialen und der Azimuth-Variation der Scherwellengeschwindigkeiten. Bei Anisotropie im Untergrund tritt eine Aufspaltung der Scherwellen in zwei orthogonal polarisierte Anteile auf, welche unterschiedliche Geschwindigkeiten besitzen (Bormann, 1996). Die Richtung von σ_{Hmax} wird mit Hilfe des *Shear Wave Splitting* direkt aus dem Azimuth der schnellen Scherwellen (*Fast Shear Azimuth*) abgeleitet und beträgt für das Injektionsintervall (633-651 m u. GOK) etwa $150^\circ \pm 5^\circ$ N (Abb. 2.22). Radiale Profile der Schermodule wurden genutzt, um die Spannungsmagnituden im Injektionsintervall zu bestimmen. Die mittleren Werte von σ_{Hmax}

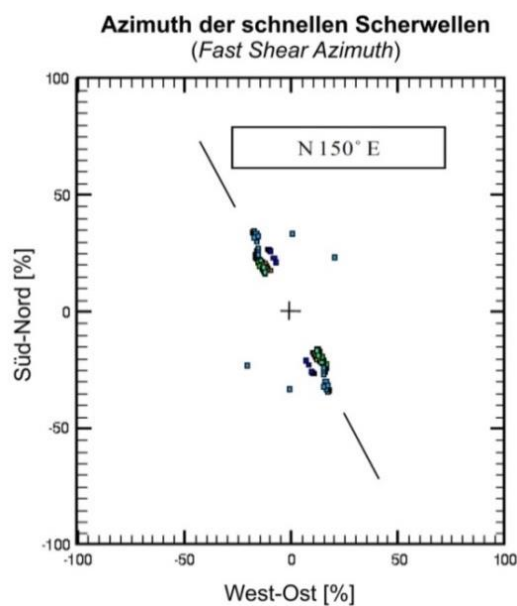


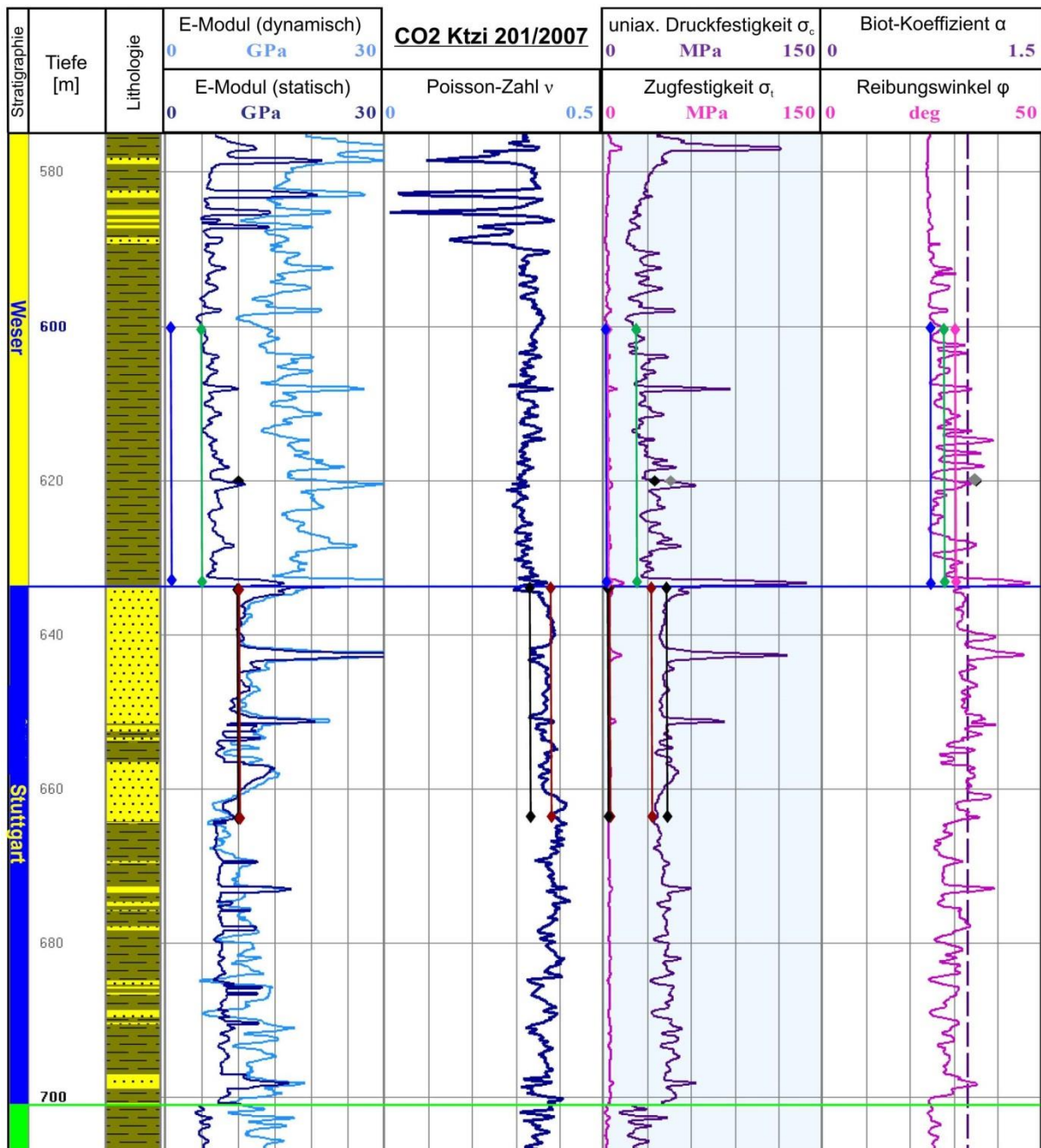
Abb. 2.22: Ausbreitungsrichtung der schnellen Scherwellen aus Sonic-Logs, was der Orientierung der maximalen Horizontalspannung σ_H entspricht (modifiziert nach Sinha et al., 2010).

und σ_{min} werden mit $13,8 \pm 0,5$ MPa bzw. $12,9 \pm 0,6$ MPa angegeben. Die Vertikalspannung, errechnet aus der Auflast der überlagernden Gesteine, beträgt ca. 14,4 MPa.

Die Ergebnisse der *Sonic-Log*-basierten Spannungsinversion wurden zur Validierung in ein mechanisches 1D-Modell integriert, welches entlang der Injektionsbohrung Ktzi 201 aufgebaut wurde. Datengrundlage des Modells stellen gemittelte *Log*-basierte Geomechanik-Parameter (Tab. 2.3), In-situ-Porenfluiddruck-Messungen und petrophysikalische *Logging*-Ergebnisse dar. Im Injektionsintervall wurde ein durchschnittlicher Porenfluiddruck von etwa 6,15 MPa verzeichnet. Der dynamische Young-Modul E und die Poissonzahl ν wurden von Dichtewerten und den Laufzeiten von Kompressions- und Scherwellen abgeleitet. Weitere ermittelte *Log*-basierte Festigkeitsparameter sind der Reibungswinkel ϕ und die uniaxiale Druckfestigkeit σ_c . Auf der Grundlage von empirischen Korrelationen wird die Zugfestigkeit mit 10 % der uniaxialen Druckfestigkeit angegeben. Die Graphen der berechneten geomechanischen Parameter und experimentell ermittelten Vergleichswerte von Gesteinen der Weser- und Stuttgart-Formation sind in Abbildung 2.23 dargestellt. Im Bereich des Reservoirsandsteins schwankt die uniaxiale Druckfestigkeit von ~35 MPa bis 140 MPa, wonach die Zugfestigkeit etwa 3,5-14 MPa beträgt. Die Bandbreite des (statischen) E-Moduls variiert zwischen ca. 7 GPa und über 30 GPa. Für den Reibungswinkel wurden Werte von etwa 25-45° ermittelt. Tabelle 2.3 zeigt die Durchschnittswerte der errechneten und empirisch bestimmten Geomechanikparameter, welche in das mechanische 1D-Modell implementiert wurden. Eine Studie von Ouellet et al. (2011) widmete sich einer ersten Einschätzung der Integrität von Deckgebirge und Störungen innerhalb des Speicherkomplexes in der Ketzin-Antiklinale infolge von Druckänderungen während des Speicherbetriebes. Grundlage für ein 3D-mechanisches Modell bildet das erwähnte 1D-mechanische Modell von Sinha et al. (2010) und das Reservoirmodell des Standortes Ketzin (Abb. 2.24). Das 3D-Modell erstreckt sich vertikal von der Geländeoberfläche bis zum (prä)karbonischen Grundgebirge in 15 km Tiefe.

Tab. 2.3: Durchschnittliche Werte der Log-basierten geomechanischen Charakteristika im Injektionsintervall (633-651 m) in der Bohrung CO2 Ktzi 201/2007 (Sinha et al., 2010).

Geomechanik-Parameter	Durchschnittswerte
Elastizitätsmodul E	12,5 GPa
Poissonzahl ν	0,36
Schermodul G	4,57 GPa
Kompressionsmodul	15,2 GPa
Uniaxiale Druckfestigkeit σ_c	49,7 MPa
Zugfestigkeit σ_t	4,97 MPa
Reibungswinkel ϕ	34°
Biot-Koeffizient α	1



Kalibrierungsdaten:

CO ₂ SINK, Kz-78/31
TXT, UXT
Mutschler et al. (2009), Ktzi201
UXT
Mutschler et al. (2009), Ktzi201
TXT

Lechnitz (1981), Maulbronn
UXT, Brazilian; parallel ⁽¹⁾
Lechnitz (1981), Maulbronn
UXT, Brazilian; senkrecht ⁽¹⁾

Mutschler et al. (2009), Zaiserweiher
TXT; 100 mm x 200 mm ⁽²⁾
Mutschler et al. (2009), Zaiserweiher
TXT; 550 mm x 1200 m ⁽²⁾

TXT: Triaxialtests (5-stufig)
UXT: Uniaxialtests

⁽¹⁾ Messungen parallel bzw. senkrecht zur Schichtung
⁽²⁾ Probengröße

Abb. 2.23: Gegenüberstellung der Log-basierten Geomechanikparameter der Bohrung CO₂ Ktzi 201/2007 mit Referenzwerten aus Labortests (modifiziert nach Sinha et al., 2010). Log-basierte Werte wurden anhand verschiedener empirischer Korrelationen bestimmt.

Die laterale Ausdehnung beträgt etwa 35-40 km, was dem drei- bis vierfachen Einflussbereich der Druckausbreitung entspricht (Abb. 2.25). In das regionale Modell integrierte Störungen beschränken sich auf den Reservoirmaßstab (5 km x 5 km) und werden als nicht durchlässig beschrieben. Die Morphologie der geologischen Schichten in dem Modell spiegelt die Form der Roskow-Ketzin-Doppelantiklinale und deren südöstlichem Ausläufer wider. Das mechanische Modell wurde mit geomechanischen Eigenschaften (E-Modul, Poissonzahl, uniaxiale Druckfestigkeit, Reibungswinkel und Zugfestigkeit) nach Sinha et al. (2010) (Tab. 2.3) parametrisiert. Durchgeführte Simulationen über einen Zeitraum von 477 Tagen stellen eine Kopplung von geomechanischen und hydraulischen Reservoirprozessen dar, um Deformationen und Störungsreaktivierungen im Abdecker abzuschätzen. Die Ergebnisse indizieren weder Gesteinsversagen noch die Reaktivierung bestehender Störungen unter erhöhten Reservoirdrücken (max. ~8,05 MPa). Im Mohr-Coulomb-Diagramm in Abbildung 2.26 ist dieser Sachverhalt anhand der instabilsten Störung visualisiert. Eine maximale Hebung der Geländeoberfläche um 5 mm und der Reservoiroberfläche um 7,5 mm wurden prognostiziert.

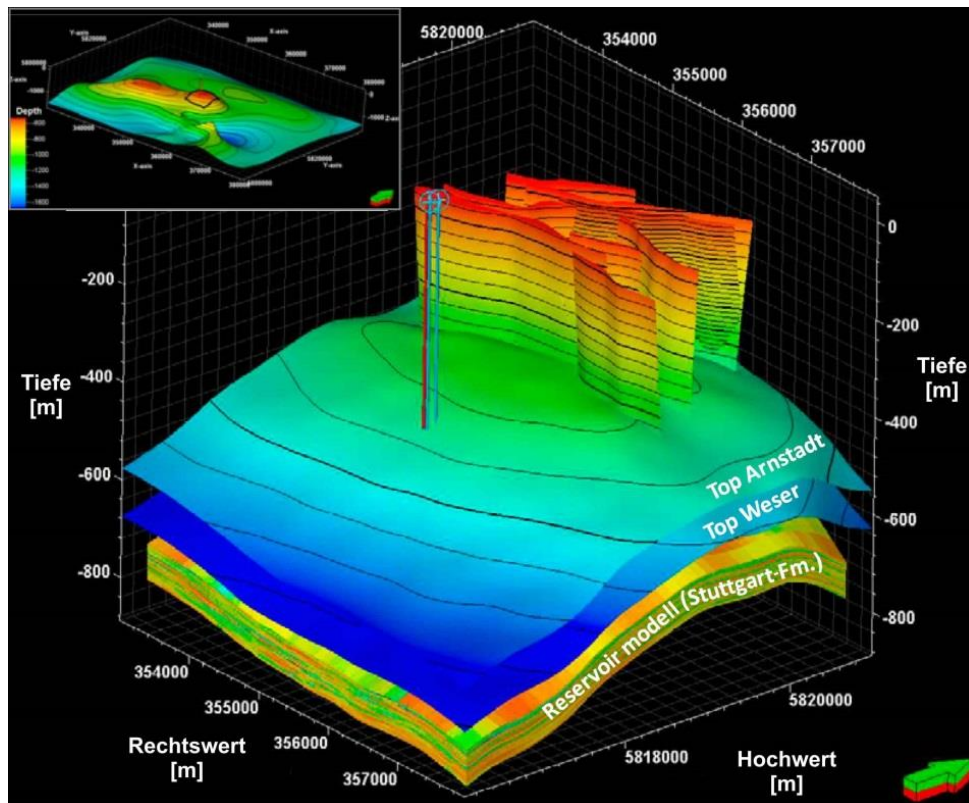


Abb. 2.24: Reservoirmodell des Standortes Ketzin mit den CO₂SINK-Bohrungen und den Störungen im Top der Ketzin-Antiklinale. Oben links: Übersicht der Roskow-Ketzin-Doppelantiklinale (modifiziert nach Ouellet et al., 2011).

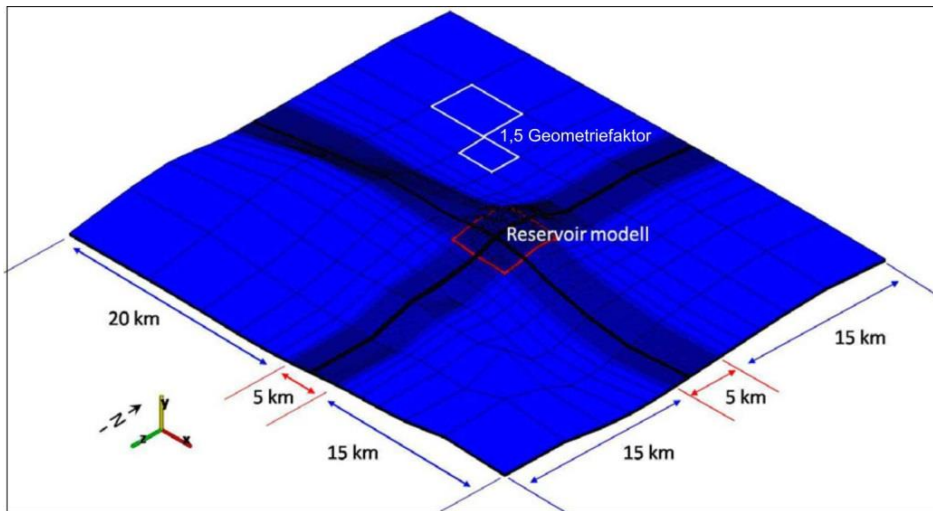


Abb. 2.25: Das regionale geomechanische Modell mit eingebettetem Reservoirmodell (modifiziert nach Ouellet et al., 2011).

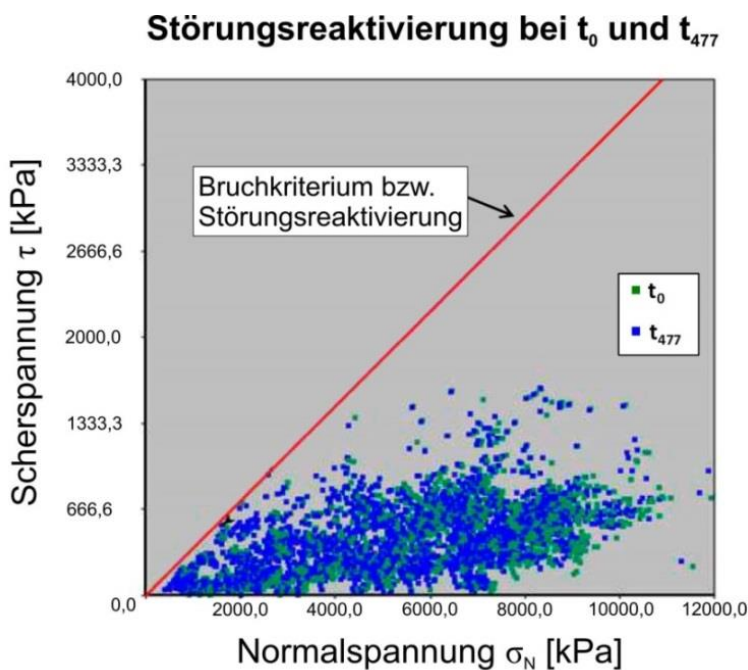


Abb. 2.26: Spannungsverhältnisse im Mohr-Coulomb-Diagramm vor (grün) und nach (blau) injektionsbedingter Druckerhöhung für die instabilste Störungsfläche innerhalb der Ketzin-Antiklinale. Jeder Datenpunkt stellt den Spannungszustand eines Störungselements dar (modifiziert nach Ouellet et al., 2011).

Eine Bewertung der Deformationen und des Störungsverhaltens im Kontext der geologischen Speicherung am Standort Ketzin wurde durch Kempka et al. (2014a) durchgeführt. Das genutzte strukturgeologische Modell der Dimension 40 km x 40 km x 4 km basiert im Wesentlichen auf dem Modell der vorliegenden Arbeit und umfasst 12 geologische Einheiten (Prä-Zechstein bis Quartär) und 27 regionale Störungen. Der initiale Reservoirdruck in 640 m Tiefe erhöhte sich injektionsbedingt von 6,2 MPa auf maximal 7,8 MPa (Abb. 2.27). Spannungsgradienten und die Spannungsorientierung wurden aus Sinha et al. (2010) entnommen. Die Kopplung von Reservoir- und hydromechanischen Simulationen wurden während des Injektionsbetriebes mehrfach an *Monitoring*-Messwerte (u.a. des *Interferometric Synthetic Aperture Radar*, InSAR) angepasst. In einem Radius von 3 km um die Injektionsbohrung wurden eine vertikale Hebung der Oberkante der Stuttgart-Formation von

6 mm und eine Geländeanhebung von maximal 4 mm ermittelt (Abb. 2.26). Mit der Erhöhung des Porendrucks infolge der CO₂-Injektion erfolgt eine Herabsetzung der Effektivspannungen (Abb. 2.27). Das Bruchkriterium in Abbildung 2.28 basiert auf Angaben zu Keupergesteinen aus verschiedenen geomechanischen Studien zum Norddeutschen Becken und angrenzenden Gebieten (Kempka et al., 2014a und enthaltene Referenzen). Das Auslösen eines Scherbruches würde in Anbetracht der Druckerhöhung am Standort Ketzin demnach ein kohäsionsloses Gestein und einen Reibungswinkel unter 6° erfordern. Die hydromechanischen Simulationen zeigen weder Scher- noch Dehnungsbrüche an.

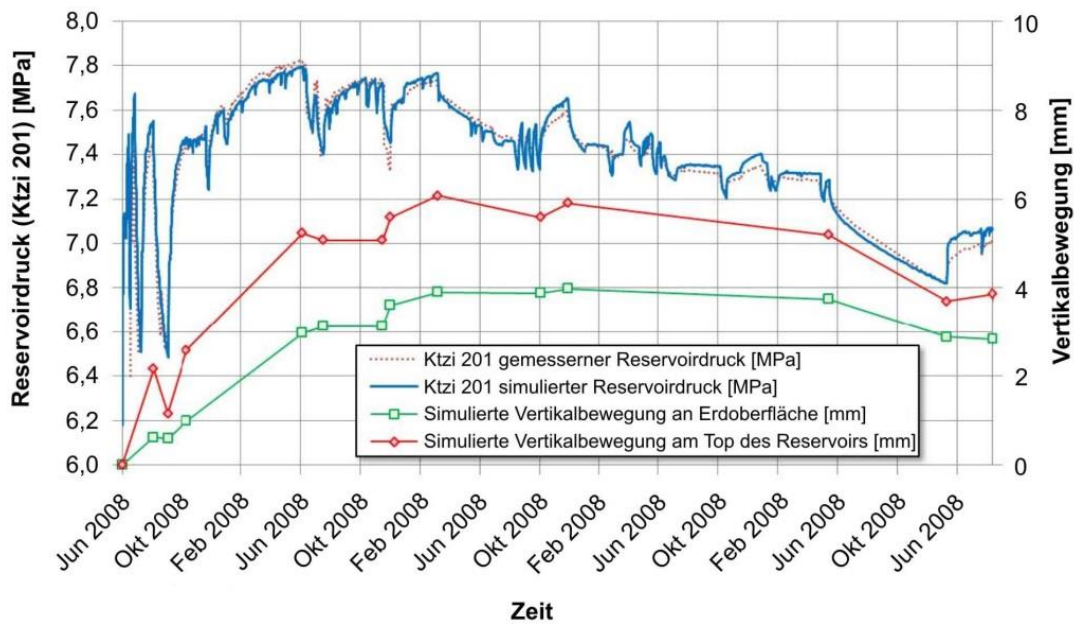


Abb. 2.27: Daten der Druckmessung in der Injektionsbohrung Ktzi 201 und simulierte Hebungsbeträge aus Vertikalbewegungen (modifiziert nach Kempka et al., 2014a und enthaltene Referenzen).

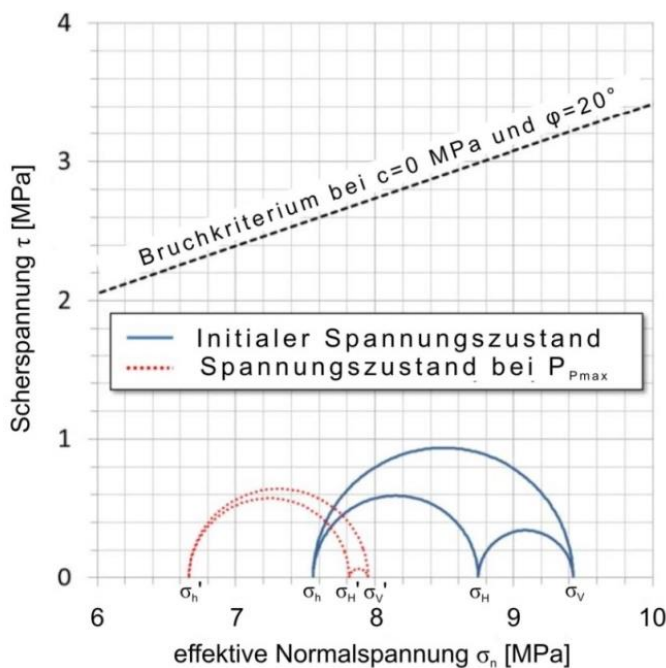


Abb. 2.28: Mohr-Coulomb-Diagramm der Spannungszustände bei initialen Druckbedingungen und maximalem Porendruck (P_{Pmax}) im Reservoir in 639,5 m Tiefe (modifiziert nach Kempka et al., 2014a). Das Bruchkriterium ist als gestrichelte Linie für einen Reibungswinkel $\varphi=20$ und kohäsionslosen Bedingungen angegeben.

3. Datengrundlage

Für die Durchführung der geologischen Modellierungen und zur Bearbeitung von Gesteinsproben liegen dieser Studie Geobasisdaten, interpretierte Seismikdaten, Bohrungsinformationen und Bohrkernmaterial vor. Zudem wurde ein digitales Geländemodell (DGM) von Brandenburg verwendet, welches aus gleichmäßig verteilten Rasterpunkten mit Abständen von 90-100 m (N-S) und 55-60 m (E-W) besteht. Die Rasterpunkte liegen als Gradnetzdaten mit Höhenangabe vor. Alle nachfolgend angegebenen geographischen Koordinaten sind im *Universal Transverse Mercator*-Format (UTM) des *World Geodetic System 1984* (WGS 1984) angegeben.

3.1 Bohrungen

Neben den in Kapitel 1.4 beschriebenen Bohrungen und Bohrkernen des Standortes Ketzin existieren weitere Tiefbohrungen im regionalen Umfeld. In den 1960er und 1970er Jahren wurden im Auftrag des Volkseigenen Betriebes (VEB) Geophysik Leipzig im Rahmen einer umfangreichen Kohlenwasserstoffexploration auf dem Staatsgebiet der Deutschen Demokratischen Republik (DDR) im NEDB zahlreiche Bohrungen abgeteuft (siehe auch Kapitel 4.3). Innerhalb des Untersuchungsgebietes befinden sich die Kohlenwasserstoff-Explorationsbohrungen (E) E P 13/73 und E Na 1/76, deren Schichtenverzeichnisse bei der strukturgeologischen Modellierung verwendet wurden (Tab. 3.1). Um ein besseres Verständnis der zumeist durch Salztektunik und Erosion heterogenen Lagerungsverhältnisse zu erlangen, wurden zusätzlich die Informationen von sechs weiteren Tiefbohrungen ausgewertet, welche sich zwischen 8 km und 18 km außerhalb der Modellgrenze befinden (Tab. 3.1, Abb. 3.1). Die Lagerungsverhältnisse sind in den ausführlichen Schichtenverzeichnissen der Bohrberichte und in Hoth et al. (1993) beschrieben.

Tab. 3.1: Tiefe Explorationsbohrungen (E) innerhalb des Untersuchungsgebietes (gelb) und in dessen näherem Umfeld (blau) (nach Hoth et al., 1993).

Bohrung	Lokation	Hochwert	Rechtswert	Ansatzpunkt [m ü. NN]	Endteufe [m u. GOK]
E P 13/73	Potsdam	5808729	362842	42	3571,7
E Na 1/76	Nauen	5821826	349072,6	32,6	4180
E Kotz 1/69	Kotzen	5828919	327477	40,9	4471,5
E Kotz 4/74	Kotzen	5837271	320342	27,6	5499
E Rhi 5/71	Rhinow	5844215	323935	40,9	5301,4
E Feb 1/72	Fehrbellin	5856766	347909	41,8	5050
E Ob 1/68	Oranienburg	5834294	387177	44,1	5132,8
E BzP 6/62	Buchholz	5781621	358148	43,4	3293

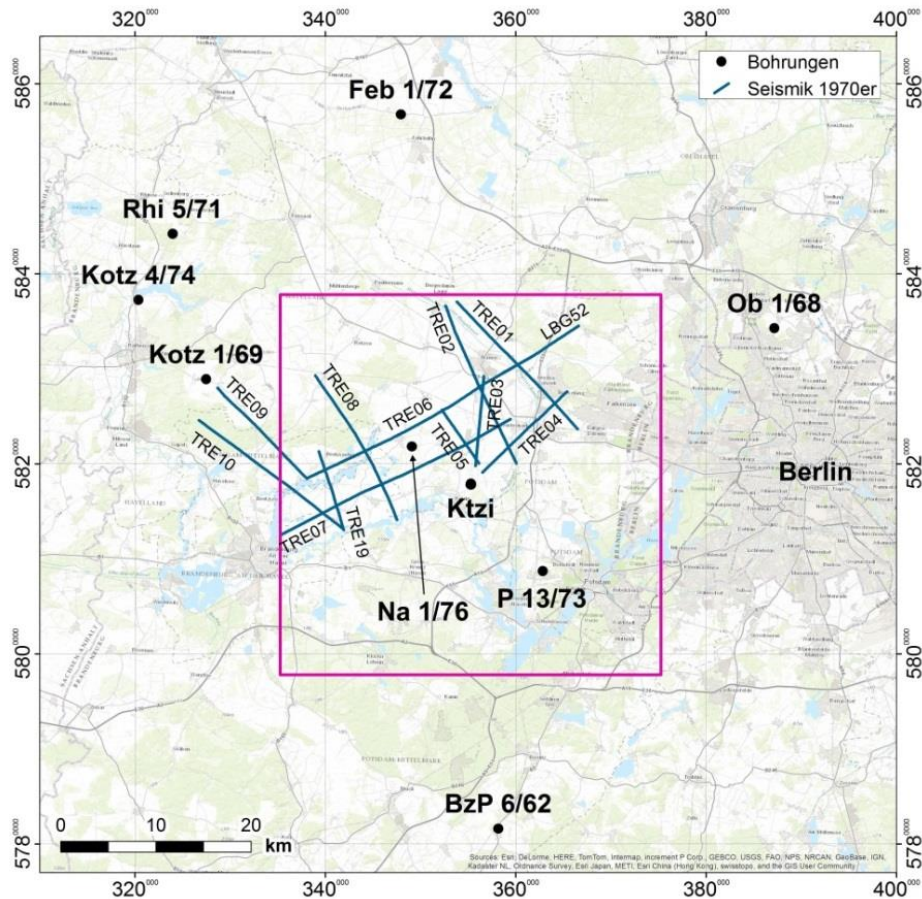


Abb. 3.1: Lage der verwendeten 2D-seismischen Tiefenprofile und der Tiefbohrungen innerhalb und im näheren Umfeld des Untersuchungsgebietes. Die Modellgrenze markiert der magentafarbene Rahmen.

3.2 Bohrlochmessdaten

Die Bohrlochmessungen umfassen zahlreiche Methoden zur kontinuierlichen und wiederholten Erfassung von geophysikalischen Eigenschaften (siehe Kapitel 1.2.2). Für diese Studie wurden Daten aus dem Dichte-Log der Bohrung Ktzi 200 verwendet, um die Gesteinsauflast zu ermitteln. Hierfür lagen Werte im Teufenbereich 7,65-640,05 m u. GOK vor. Die Messung basiert auf der Aussendung von Gammastrahlung und deren Interaktion mit bzw. dem Energieverlust durch Elektronen im Gestein, woraus auf die Dichte geschlossen wird.

3.3 Kernmaterial

Für die Durchführung von geomechanischen und petrographischen Laboruntersuchungen wurden Bohrkernproben aus mehreren Bohrungen des Standortes Ketzin genommen (siehe Kapitel 4.2). Lithologisch setzt sich das keuperzeitliche Kernmaterial überwiegend aus

siliziklastischen sowie untergeordnet evaporitischen und kohligen Sedimentgesteinen zusammen (Norden, 2007; Norden & Klapperer, 2011; Norden 2012). Die Bohrkernbesitzer besitzen Durchmesser von 85 mm (P300) und 100 mm (Ktzi 200, Ktzi 201, Ktzi 202 und Ktzi 203) (Abb. 3.2).

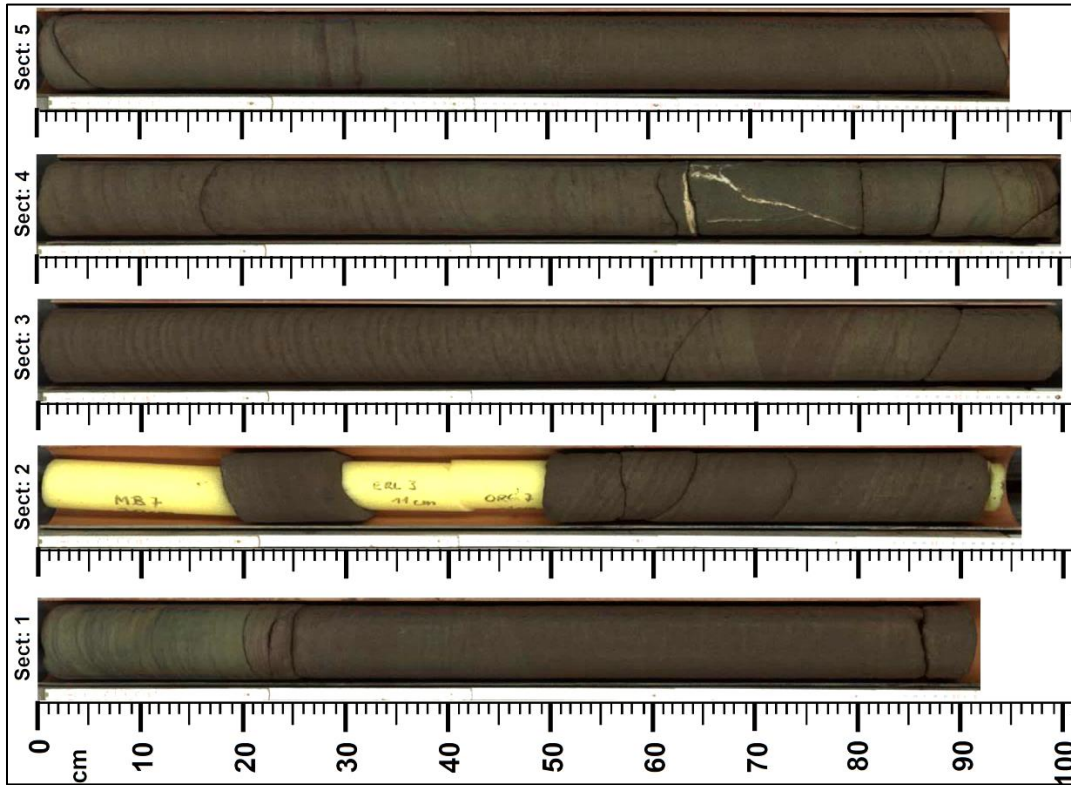


Abb. 3.2: (oben) Exemplarische Kernmärsche der Bohrungen Ktzi 203 (Reservoirsandstein der Stuttgart-Formation, gelb: Probenplatzhalter) und (unten) P300 (Mergel- und Sandstein der Exter-Formation) (modifiziert nach Norden & Klapperer, 2011 und Norden, 2012).

3.4 Geologische Übersichtskarten

Eine weitere Datengrundlage für die strukturgeologische Modellierung bilden geologische Übersichtskarten des Landes Brandenburg (Tab. 3.2). Diese wurden einerseits dem Atlas zur Geologie von Brandenburg (Stackebrandt & Manhenke, 2010) mit einem Maßstab von 1:1.000.000 entnommen. Zusätzlich standen digitalisierte Übersichtskarten im Maßstab 1:300.000 und 1:500.000 zur Verfügung. Die Karten enthalten Isobathen geologischer Horizonte sowie Lineamente von regionalen Störungen und basieren überwiegend auf Explorationsbohrungen und reflexionsseismischen Messungen.

Tab. 3.2: *Verwendete Geologische Übersichtskarten des Landes Brandenburg mit den Bezeichnungen der jeweils zugehörigen reflexionsseismischen Horizonte (Nomenklatur nach Barth et al., 2010).*

Bezeichnung und Charakter der geologischen Grenzfläche	Rx-Horizont	Quelle	Maßstab
Basis Quartär (Diskordanz)	T0	Sonntag & Lippstreu (2010) und enthaltene Referenzen	1:1.000.000
Basis Känozoikum (Diskordanz)	T1	Beer & Stackebrandt (2002a) und enthaltene Referenzen	1: 300.000
Basis Lias (Schichtgrenze)	L4	Beer & Stackebrandt (2002b) und enthaltene Referenzen	1: 300.000
Oberfläche Zechstein (Schichtgrenze)	X1	Beer & Stackebrandt (2010); Isobathenkarte (VEB Geophysik Leipzig)	1:1.000.000
Basis Unterer Werra-Anhydrit, etwa Basis Zechstein (Schichtgrenze)	Z3	Lange et al. (1981)	1:500.000

3.5 Seismikdaten

Der Untergrund der DDR wurde neben den Explorationsbohrungen mittels reflexionsseismischer Messungen intensiv erkundet. Durch den VEB Geophysik Leipzig erstellte Isobathenkarten und Tiefenprofile befinden sich heute in den Archivbeständen des Landesamtes für Geologie, Bergbau und Rohstoffe Brandenburg (LBGR). Die Bundesanstalt für Geologie und Rohstoffe (BGR) hat einige dieser Isobathenkarten für den Bereich Roskow-Ketzin (Maßstab 1:25.000, 1962) und dessen regionales Umfeld (1:50.000, 1979) digitalisiert und als *Shape*-Dateien bereitgestellt (Tab. 3.3). Diese Isobathenkarten der reflexionsseismischen Horizonte (Rx-Horizonte) beinhalten Verbreitungsgrenzen und Störungslineamente. Obwohl Bohrungsdaten bis 1990 in dieses Kartenwerk integriert wurden, sind die Interpretationen aufgrund des damaligen Technikstandes teilweise fehlerbehaftet (Barth et al., 2010). Die Isobathenkarten des regionalen Umfeldes enthalten darüber hinaus die Profilsuren der seismischen Auslagen von 12 zweidimensionalen, reflexionsseismischen

Tiefenprofilen im Maßstab 1:25.000 mit einer Gesamtlänge von etwa 241 km (Abb. 3.3, Tab. 3.4). Diese Profile liegen als hochaufgelöste *Scans* von analogen Darstellungen vor. Die Nomenklatur und die stratigraphische Zuordnung der Rx-Horizonte basieren auf Informationen aus dem regionalen, geophysikalischen Kartenwerk der DDR (Reinhardt et al. 1986-1989; Brandes & Obst, 2009). Die in dieser Arbeit verwendeten Rx-Horizonte sind in Tabelle 3.4 aufgeführt (Nomenklatur und Interpretation nach Reinhardt et al., 1986-1989). Mitunter können die Horizonte keiner spezifischen, lithostratigraphischen Grenzfläche zugeordnet werden. So repräsentiert der Horizont L1 einen bislang stratigraphisch nicht genau einzuordnenden Reflektor innerhalb des Toarc im oberen Lias. Es liegen Isobathendaten eines Rx-Horizontes mit der Bezeichnung T3T4 vor, welcher bisher nicht näher beschrieben wurde. Auf Grundlage der Angaben von Barth et al. (2010) wird dieser Horizont als eine Fläche im Valangin (Unterkreide), zwischen der Hauterivebasis (T3) und der Oberfläche des Wealden (T4), angesehen. Die Zechsteinbasis wird als Z3-Reflektor beschrieben (Beer, 2010c und enthaltene Referenzen). Darunter lagern jedoch mit dem Zechsteinkalk und dem Kupferschiefer noch weitere Zechsteineinheiten mit einer Gesamtmächtigkeit von etwa 5-135 m für den Raum Brandenburg (Rasch et al., 1998; Zagora & Zagora, 2004). Demnach ist Horizont Z3 nur näherungsweise als die Basis des Zechsteins anzusehen.

Am Standort Ketzin wurden in Wiederholungsmessungen 3D-seismische Sondierungen im Reservoirmaßstab (5 km x 5 km) durchgeführt. Die daraus von Kling (2011) modellierten Störungsflächen innerhalb der Ketzin-Antiklinale stehen für die vorliegende Arbeit in Form von Punktrasterdaten zur Verfügung. Zudem liegen Profilschnitte durch die Ketzin-Antiklinale aus interpretierten Seismikprofilen vor (Abb. 3.4).

Tab. 3.3: *Verwendete reflexionsseismische Horizonte (herausgegeben vom VEB Geophysik Leipzig, 1962, 1979) mit den geologischen Äquivalenten nach Barth et al. (2010).*

Rx-Horizont	Bezeichnung und Charakter des geologischen Äquivalents	Art der Daten	Maßstab
T2	Transgressionsfläche an Albbasis (Diskordanz)	Isobathenkarte	1:50.000
T3T4	Fläche im Valangin (Charakter unbekannt)	Isobathenkarte	1:50.000
E2	Oberfläche Korallenoolith (Schichtgrenze)	Isobathenkarte	1:50.000
L1	Fläche im Toarc (vermutlich Schichtgrenze)	Isobathenkarte	1:50.000
K2	Oberfläche Weser-Formation (Schichtgrenze)	Isobathenkarte und 2D Tiefenprofile	1:25.000
M1	Oberfläche Muschelkalk (Schichtgrenze)	Isobathenkarte	1:50.000
S1	Oberfläche Anhydrit 3 im Röt (Schichtgrenze)	2D Tiefenprofile	1:25.000
X1	Zechsteinoberfläche (Schichtgrenze)	Isobathenkarte	1:25.000

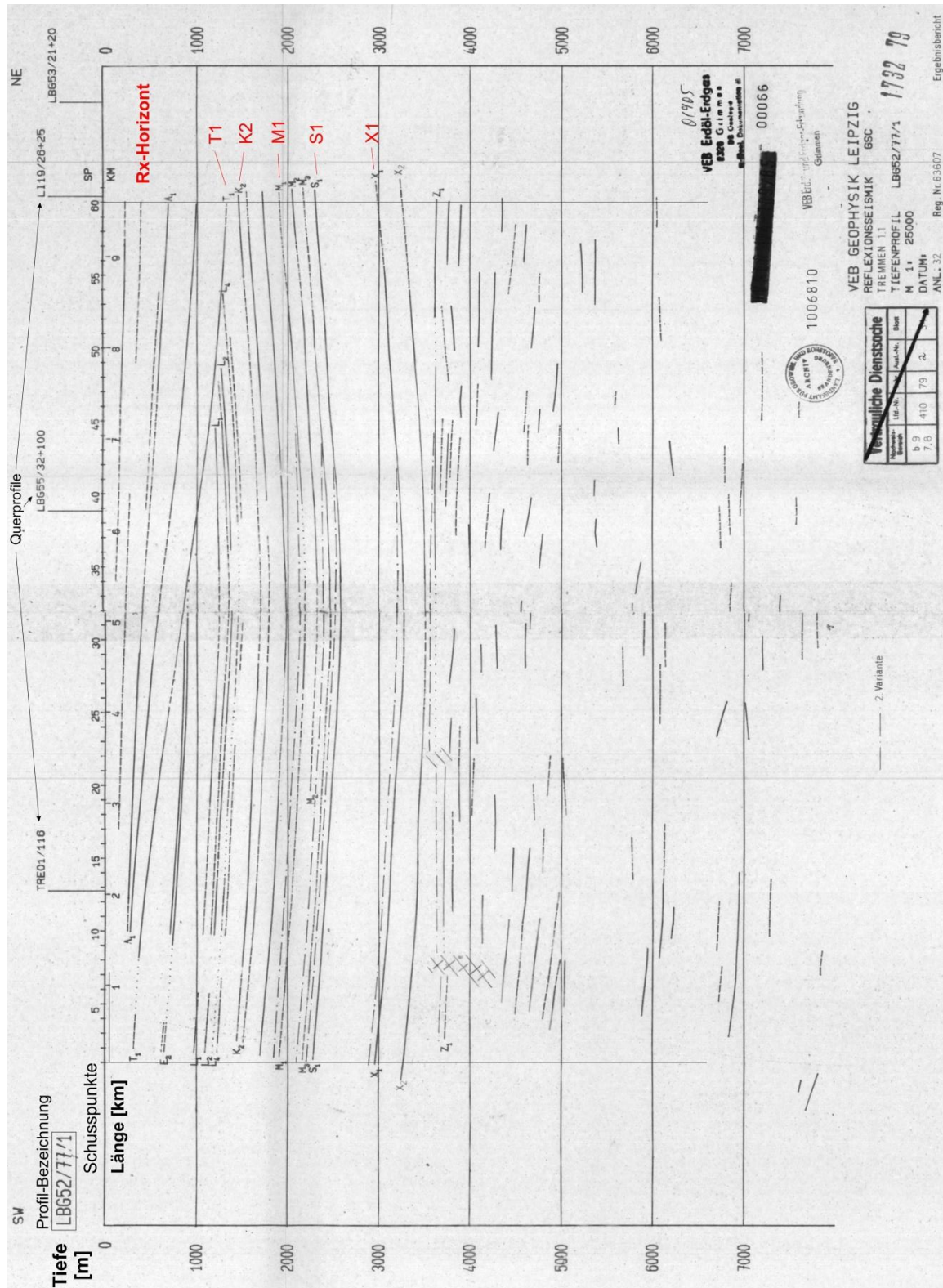


Abb. 3.3: Analoges 2D-seismisches Tiefenprofil aus dem Umfeld der Roskow-Ketzin-Doppelantiklinale (Profil LBG52) mit Kennzeichnung der reflexionsseismischen Horizonte (Rx-Horizonte, rot), welche für die strukturgeologische Modellierung digitalisiert wurden.

3. Datengrundlage – Geologische Übersichtskarten, Seismikdaten

Tab. 3.4: Digitalisierte reflexionsseismische Tiefenprofile im Umfeld der Ketzin-Antiklinale (herausgegeben vom VEB Geophysik Leipzig, 1979) (Profilauslagen siehe Abb. 3.1).

Profil	Startpunkt		Endpunkt		Profillänge [m]
	Rechtswert	Hochwert	Rechtswert	Hochwert	
TRE-01	353833	5837005,5	366505	5823642,4	18.538
TRE-02	352647,4	5836578,9	36079,9	5819993,5	18.195
TRE-03	355778,9	5819746,9	356666,9	5829182,3	9.496
TRE-04	356501	5819051,9	365398,4	5827564	12.329
TRE-05	352249	5825625,3	356147,9	5820022,1	6.866
TRE-06	338077	5818455,3	361910,2	5831390,5	27.332
TRE-07	335255,1	5812468,9	359443,7	5824691,8	27.220
TRE-08	338945,7	5829246,8	347529,7	5814096,1	17.520
TRE-09	338076,2	5818396	328677,2	5827959,4	13.407
TRE-10	326731	5824528,4	341894,6	5813064,9	19.042
TRE-19	341922,5	5812990,8	399318,2	5821260,6	8.676
LBG52/77/1	358959,7	5829541,6	366639,9	5834543,6	9.468

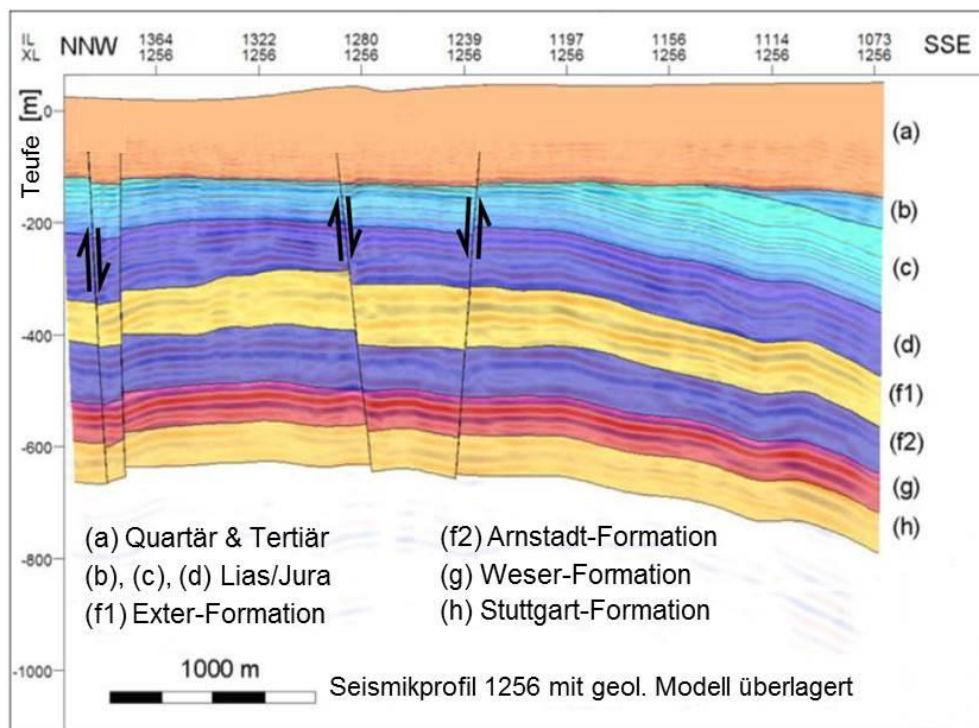


Abb. 3.4: Beispiel eines interpretierten seismischen Profils der Ketzin-Antiklinale mit Grabenstrukturen und Kennzeichnung der Relativbewegungen (modifiziert nach Kling, 2011).

3.6 Lokales Spannungsfeld und Reservoirdruck in der Stuttgart-Formation

Sinha et al. (2010) geben für den Standort Ketzin in einer Tiefe von 640-648 m u. GOK (Reservoirdbereich) auf der Grundlage von *Sonic-Log*-basierten Berechnungen für die rezente maximale Horizontalspannung σ_{Hmax} einen Azimuth von $150^\circ \pm 5^\circ$ N an. Die Magnituden der minimalen und maximalen horizontalen Hauptspannung betragen nach dieser Methode $12,9 \pm 0,6$ MPa bzw. $13,8 \pm 5$ MPa. Die Vertikalspannung ist mit einem Betrag von 14,4 MPa angegeben (siehe auch Kapitel 2.4.4).

Basierend auf Bohrlochmessungen in der Bohrung Ktzi 201, präsentieren Kempka & Kühn (2013) korrigierte Werte zum initialen und injektionsbedingt erhöhten Reservoirdruck. In 550 m Teufe gemessene und für 639,5 m korrigierte Werte variieren demnach von initial 6,2 MPa bis maximal 7,8 MPa (Abb. 3.5).

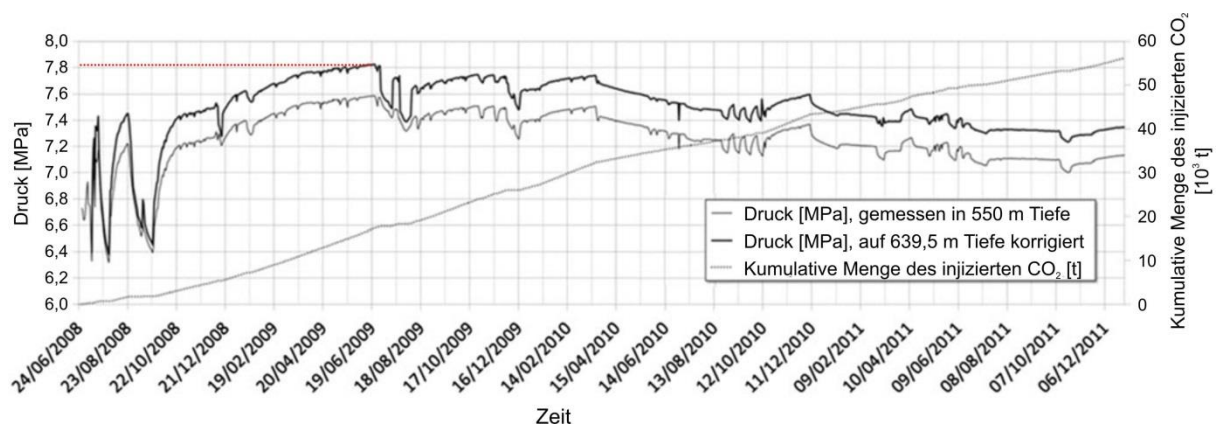


Abb. 3.5: Ergebnisse der Druckmessungen in 550 m u. GOK Tiefe in der Injektionsbohrung Ktzi 201 sowie für 639,5 m u. GOK (Reservoirtiefe) korrigierte Werte der Druckmessungen und kumulative Gesamtmenge des injizierten CO_2 (modifiziert nach Kempka & Kühn, 2013).

4. Methodik

4.1 Struktureologische 3D-Modellierung

Für die Erfassung der Störungen und der Einschätzung von Störungsinteraktionen im regionalen Umfeld von Ketzin wurde ein horizontales Modellausmaß von 40 km x 40 km gewählt. Die vertikale Ausdehnung beträgt 4 km, um das Zechsteinsalinar zu erfassen, welches maßgebend für die Strukturierung des mesozoischen und känozoischen Deckgebirges ist. Die geologische Modellierung und die Digitalisierung analoger Seismikprofile wurde mit der geologischen Modellierungssoftware *earthVision*® (Version 8.1) von *Dynamics Graphic Inc.* durchgeführt. Als Referenzsystem für die Projektion der 3D-Rasterdaten diente das UTM WGS 1984. Aus Rasterdaten wurden in *earthVision*® mit Hilfe des *2D Minimum-Tension Gridding*-Verfahrens die (Ober-)Flächen für Störungen und Horizonte erzeugt.

4.1.1 Störungsmodell

Die in Isobathenkarten enthaltenen Störungslinamente wurden unter Verwendung des *Formula Processors* in *earthVision*® auf den jeweils zugehörigen Rx-Horizont projiziert und damit dreidimensionale Abbilder der Störungsspuren generiert. Eine Störungsfläche wurde durch die Verbindung dieser Störungslinamente konstruiert. Die laterale und vertikale Ausdehnung einer Störung ließ sich mit Hilfe eines Störungspolygons, welches in einer Kartenansicht um die Rasterpunkte gelegt wird, eingrenzen. Bei einer stark variierenden Geometrie der Störungsspuren in den Isobathenkarten wurden Korrekturen durchgeführt, um plausible Störungsflächen zu erhalten. Im Bereich der Ketzin Antiklinale sind die Störungsdaten dem Modell von Kling (2011) entnommen worden, welcher 3D-reflexionsseismische Messungen im Reservoirmaßstab (5 km x 5 km) nutzte, um Störungsflächen zu modellieren. Diese Störungsflächen wurden aus der Modellierungssoftware *Petrel*® (Firma Schlumberger) im ASCII-Format als Punktrasterdaten exportiert und in *earthVision*® weiter verwendet. Der hierarchischen Ordnung von Haupt- und Nebenstörungen dient ein sog. Störungsbaum (*fault tree*).

4.1.2 Schichtenmodell

Die vorliegenden Gradnetzdaten des digitalen Geländemodells von Brandenburg wurden mit Hilfe des Programms *TRANSDAT*[®] der Firma *KilletSoft* in das UTM-Koordinatensystem konvertiert. Geologische Übersichtskarten des Landes Brandenburg zur Quartärbasis (T0) (Sonntag & Lippstreu, 2010), zur Basis des Känozoikums (T1) und der Liasbasis (L4) (Beer & Stackebrandt, 2002a, 2002b) sowie der Zechsteinoberfläche (X1) (Beer & Stackebrandt, 2010) wurden mit der Software *ArcGIS*[®] der Firma *ESRI* als *Shape*-Dateien digitalisiert. Zusätzlich lagen von der BGR zur Verfügung gestellte, digitalisierte Isobathenkarten des VEB Geophysik Leipzig zu den Rx-Horizonten T2, T3T4, E2, K2, M1 und X1 als *Shape*-Dateien vor. Hierbei wurden die Isobathendaten für den X1-Horizont im Bereich der Roskow-Ketzin-Doppelantiklinale der detaillierteren Kartengrundlage des VEB Geophysik Leipzig entnommen. Die Modellierung des übrigen Teils des Untersuchungsgebietes erfolgte auf Grundlage der Karte von Beer & Stackebrandt (2010) (siehe Kapitel 4.4, Tab. 3). Die vorhandenen *Shape*-Dateien der Isotiefenlinienpläne wurden in *earthVision*[®] importiert und in Punktrasterdaten transformiert. Nach der Verarbeitung des Kartenmaterials erfolgte die Digitalisierung von 12 2D-seismischen Profilen des VEB Geophysik Leipzig mit Hilfe des Programms *earthVision*[®], um die Rx-Horizonte S1 und K2 nachzubilden. Zur Georeferenzierung der Tiefenprofile diente eine Karte mit den Profilsuren (*Basemap*). Nach der Zuweisung von Anfangs- und Endpunkten sowie Tiefenangaben in den analogen Profilschnitten wurden die Rx-Reflektoren in den Tiefenprofilen als Linien digitalisiert. Anschließend wurden die Profilschnitte entlang der Profilsuren mit der *Basemap* verbunden (*seismic line merge*). Schließlich erfolgten die Sortierung der Linien nach den jeweiligen Reflektoren und die Modellierung des Horizontes (Abb. 4.1). Es stellte sich heraus, dass in den Seismikprofilen TRE-09 und TRE-19 die Himmelsrichtungen vertauscht waren. Eine Korrektur dieses Fehlers wurde durch den Austausch der Anfangs- und Endpunkte dieser Profile in der *Basemap* vorgenommen. Im nächsten Schritt wurden, soweit möglich, die Punktrasterdaten der seismischen Horizonte mit den Schichtenverzeichnissen der Ketzin-Bohrungen und von zwei weiteren Tiefbohrungen (siehe Kapitel 1.2.2 und 3.2) verglichen. Die Rx-Horizonte T3T4 und L1 waren von dieser Korrelation ausgenommen, da bisher keine eindeutigen lithostratigraphischen Analoga definiert sind. Zudem erstreckt sich das Verbreitungsgebiet der Horizonte T2, T3T4 und E2 auf Gebiete ohne Bohrungsdaten. Zeigte die Tiefenlage der Rx-Horizonte einen Versatz zu den Bohrungsdaten, so wurden Hilfspunkte an den Bohrungen hinzugefügt und ggf. die Rasterpunkte des jeweiligen Horizontes um den (mittleren) Versatz korrigiert.

Die Nachbildung der generellen Morphologie von Rx-Horizonten mit einer geringen oder nur lokalen Datenabdeckung geschah mittels Referenzhorizonte (X1 und L4). Unerwünschte Mächtigkeitsvariationen setzen dabei konkordante Lagerungsverhältnisse der geologischen Einheiten vom nachzubildenden Horizont bis zum Referenzhorizont voraus. Stimmige Versatzmuster wurden im Falle einer lückenhaften Datenabdeckung für einige Horizonte durch das Hinzufügen von Hilfspunkten entlang von Störungsflächen gewährleistet. Erosionsrinnen, Diskordanzen oder konkordante Schichtgrenzen wurden durch unterschiedliche Verschneidungsregeln beim Aufbau des Schichtenmodells aus den Horizonten modelliert.

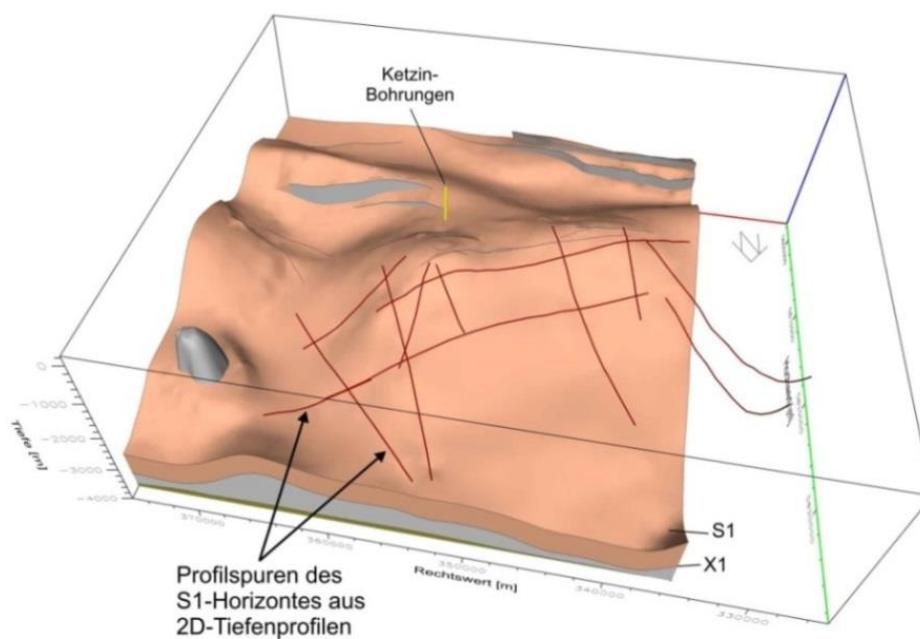


Abb. 4.1: Aus analogen 2D-seismischen Tiefenprofilen digitalisierte Profilschneidungen, die zur Horizontmodellierung genutzt wurden. Die Bohrungspfade der Ketzin-Bohrungen sind gelb markiert.

4.1.3 Diapirmodell

Der Salzdiapir von Schönwalde im Nordosten des Untersuchungsgebietes wurde auf der Grundlage von geologischen Karten rekonstruiert. Dabei standen in den Kartenansichten lediglich Umrisse ohne Angaben zur vertikalen Ausdehnung zur Verfügung, was eine eingeschränkte Vorstellung über die dreidimensionale Gestalt des Diapirs vermittelt.

4.1.4 Regionaler Bohrungsvergleich

Neben der Integration der Daten zweier Tiefbohrungen im geologischen Modell, wurden verfügbare Informationen aus den Schichtenverzeichnissen von sechs weiteren Tiefbohrungen in der näheren Umgebung des Untersuchungsgebietes untersucht. Durch die Auswertung

dieser Bohrungsdaten können Aussagen zu den Lagerungsverhältnissen und zur Stratigraphie des geologischen Umfeldes vorgenommen werden, welche aus dem geologischen Modell selbst nicht hervorgehen. Der Bohrungsvergleich wurde anhand der lithostratigraphischen Analoga der reflexionsseismischen Horizonte durchgeführt, welche zum Aufbau des Schichtenmodells verwendet wurden. Aufgrund der geringen Höhendifferenzen zwischen den Bohransatzpunkten von maximal 16 m infolge des reliefarmen Geländes, erfolgt die Gegenüberstellung der Bohrungen in Meter unter Geländeoberkante (GOK), ohne eine Normalisierung auf Normalnull (NN).

4.2 Probennahme und -präparation

Zwischen 2009 und 2013 wurden aus fünf Bohrungen am Standort Ketzin insgesamt 29 Kernproben zur geomechanischen Untersuchung entnommen. Das Probenmaterial umfasste pelitische und psammitische Sedimentgesteine der triassischen Exter-, Weser-, Stuttgart-, und Grabfeld-Formation (Abb. 4.2 und 4.3, siehe auch Anhang II). Die erste, relativ grobe Korngrößenklassifizierung erfolgte entsprechend DIN EN ISO 14688 anhand der Bohrkernbeschreibung (Norden, 2007; Norden & Klapperer, 2011; Norden, 2012). Für uniaxiale und triaxiale Geomechanikversuche kamen zylindrische Versuchskörper mit einem Länge/Durchmesser-Verhältnis von 2:1 zum Einsatz. Es werden zwei Probenarten (GM und MLU) charakterisiert, welche sich in der Probengröße und der Testprozedur unterscheiden. Beide Probenarten umfassen Kernmaterial aus dem Reservoir, welches sowohl vor als auch nach dem Beginn der Injektion von Kohlenstoffdioxid entnommen wurde. Die GM-Probenzylinder wurden aus den 14 Kernproben mit einem Hohlbohrer (25 mm Durchmesser) parallel zur Bohrkernachse bzw. senkrecht zur Schichtung entnommen. Für triaxiale und uniaxiale Versuche wurden die Zylinder mit einer Diamantsäge in Einzelstücke vorgeschritten und auf eine Länge von 50 mm mit parallelen Endflächen heruntergeschliffen. Die Probenkörper für Spaltzugversuche besaßen eine Länge von 11-29 mm (Tab. 4.2). Für die Präparation der GM-Testkörper wurde Wasser als Schmiermittel verwendet. Die MLU-Testkörper besaßen aufgrund der vorhandenen Gerätekonfiguration eine Probenlänge von 200 mm bei einem Durchmesser von 100 mm. Da die in Ketzin gewonnenen Bohrkern bereits dem Testkörperdurchmesser entsprachen, wurden die kompletten Bohrkernproben für die Laborversuche in Halle verwendet und deren Endflächen mit Gipsdeckeln (Hartformgips bzw. Dentalgips, Typ *Japan stone*) versehen (Lempp, C., 28.11.2013, pers. Mitt.). Von neun GM-Rückstellproben wurden 17 Dünnschliffe im Giessener Format (28 mm x 48 mm) durch

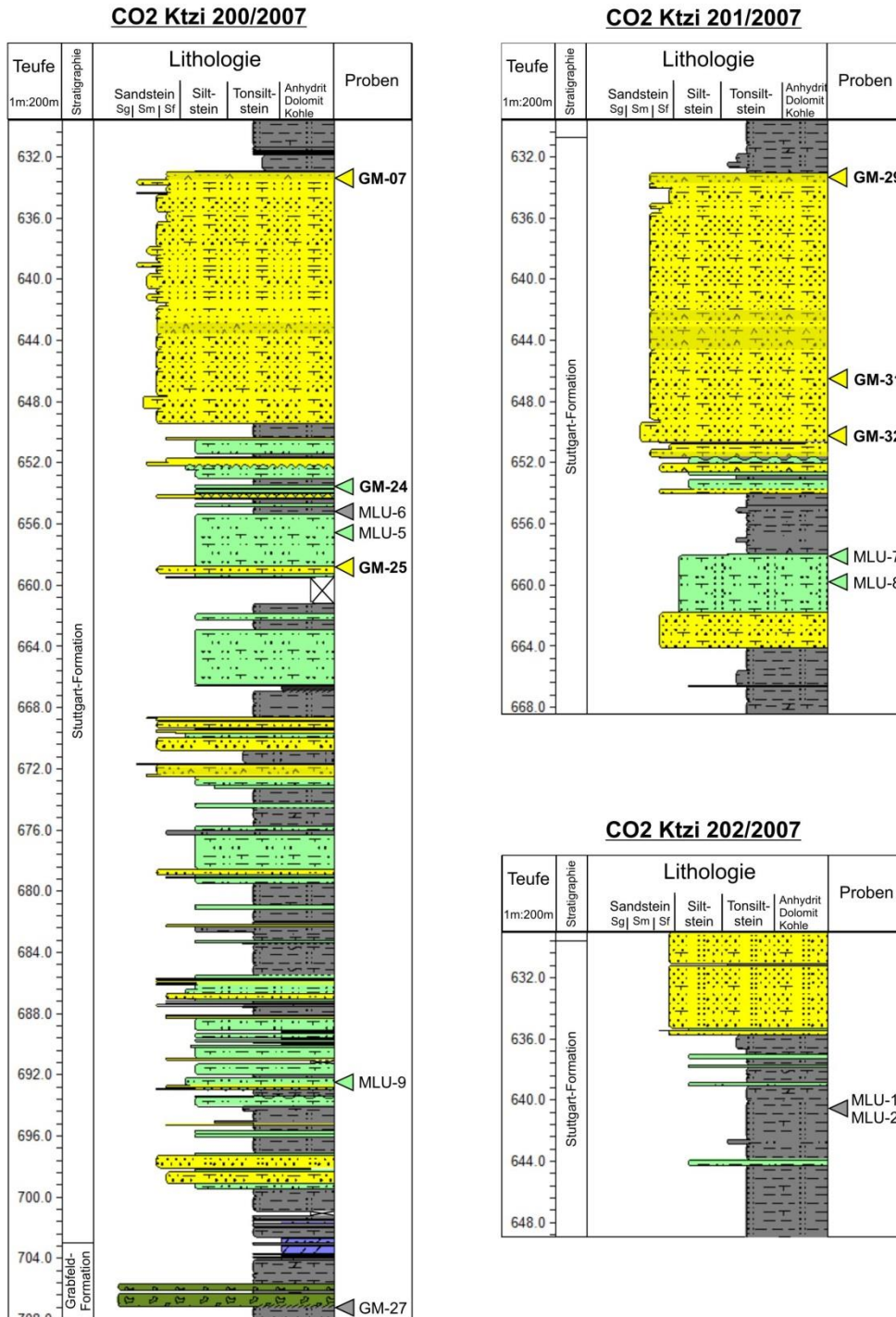
die Firma geomecon und die Gesteinsaufbereitungsabteilung des GFZ Potsdam angefertigt. Das Gesteinsmaterial wurde der Stuttgart-Formation sowohl vor als auch ca. vier Jahre nach dem Beginn der CO₂-Injektion entnommen. Des Weiteren fertigte das Labor Steiger (Blankenburg/Harz, Inhaber: Dr. Torsten Steiger) aus Probenmaterial der Exter-Formation vier Dünnschliffe im Format 59 mm x 40 mm an. Die Dünnschliffe vom Material der Bohrungen Ktzi P300 und Ktzi 203 wurden mit einem blau eingefärbten Einbettungsmedium versehen. Ausschließlich der Proben GM-53, GM-54 und GM-55 sind alle Dünnschliffe mit einem Abdeckplättchen versehen. Die Anwesenheit von Karbonat wurde am Kernmaterial durch die Reaktion mit Salzsäure (10 Vol.-%) getestet. Aufgrund des positiven Salzsäuretestes an den Bohrkernen der Exter-Formation wurde in den daraus hergestellten Dünnschliffen für die Unterscheidung von Kalzit und Dolomit eine Einfärbung mit Alizarinrot S vorgenommen.

Für palynologische Analysen an der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe bzw. im Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie in Hannover wurden drei Sandsteine und drei tonig-mergelige Proben der Exter-Formation entnommen (Tab. 4.1). Die Probenaufbereitung wurde nach dem Verfahren von Kaiser & Ashraf (1974) durchgeführt. Nach einer mechanischen Vorzerkleinerung wurde das Material mit Fluorwasserstoff (HF) und Salzsäure (HCl) chemisch aufgeschlossen und anschließend gereinigt, um Silikate und Karbonate zu entfernen und organisches Material freizulegen. Die weitere Aufbereitung beinhaltete eine Ultraschallsiebung auf eine Korngrößenfraktion von 10 µm. Das gesiebte Material wurde anschließend auf einem Objektträger in Glyzeringelatine eingebettet und mit einem Glasplättchen abgedeckt. Die Auszählung der Palynomorphen erfolgte mit Hilfe eines Durchlichtmikroskopes.

Tab. 4.1: Palynologisch analysierte Proben der Exter-Formation aus der Bohrung Ktzi P300.

Probe	Kernmarsch	Kernsektion	Teufe [m]	Lithologie	Labornr.
MP-1	5	3	414,52-414,55	Siltiger Tonstein	P78414
GM-39	9	3	417,8-417,91	Sandstein	P78289
GM-43	16	3	433,1-433,2	Mergelstein	P78416
MP-2	17	3	432,03-433,1	Mergelstein	P78415
GM-42	19	2	441,24-441,4	Sandstein	P78290
GM-44	19	3	442,8-442,99	Sandstein	P78291

4.2 Methodik – Probennahme und -präparation



Lithologie			
Sandstein	Siltstein	Tonsiltstein, siltig	Mergelstein, siltig
Sandstein, tonig	Siltstein, tonig	Tonsiltstein, dolomitisch	Brekzie
Sandstein, siltig	Siltstein, sandig	Tonsiltstein, anhydritisch	Dolomit
Sandstein, anhydritisch	Ton(silt)stein	Mergelstein	Anhydrit

Abb. 4.2: Lithoprofile der Bohrungen Ktzi 200, Ktzi 201 und Ktzi 202 (basierend auf Norden, 2007) mit Probenmarkierungen. Fett gedruckte Markierungen entsprechen Proben mit Dünnschliffanfertigung.

4.2 Methodik – Probennahme und -präparation

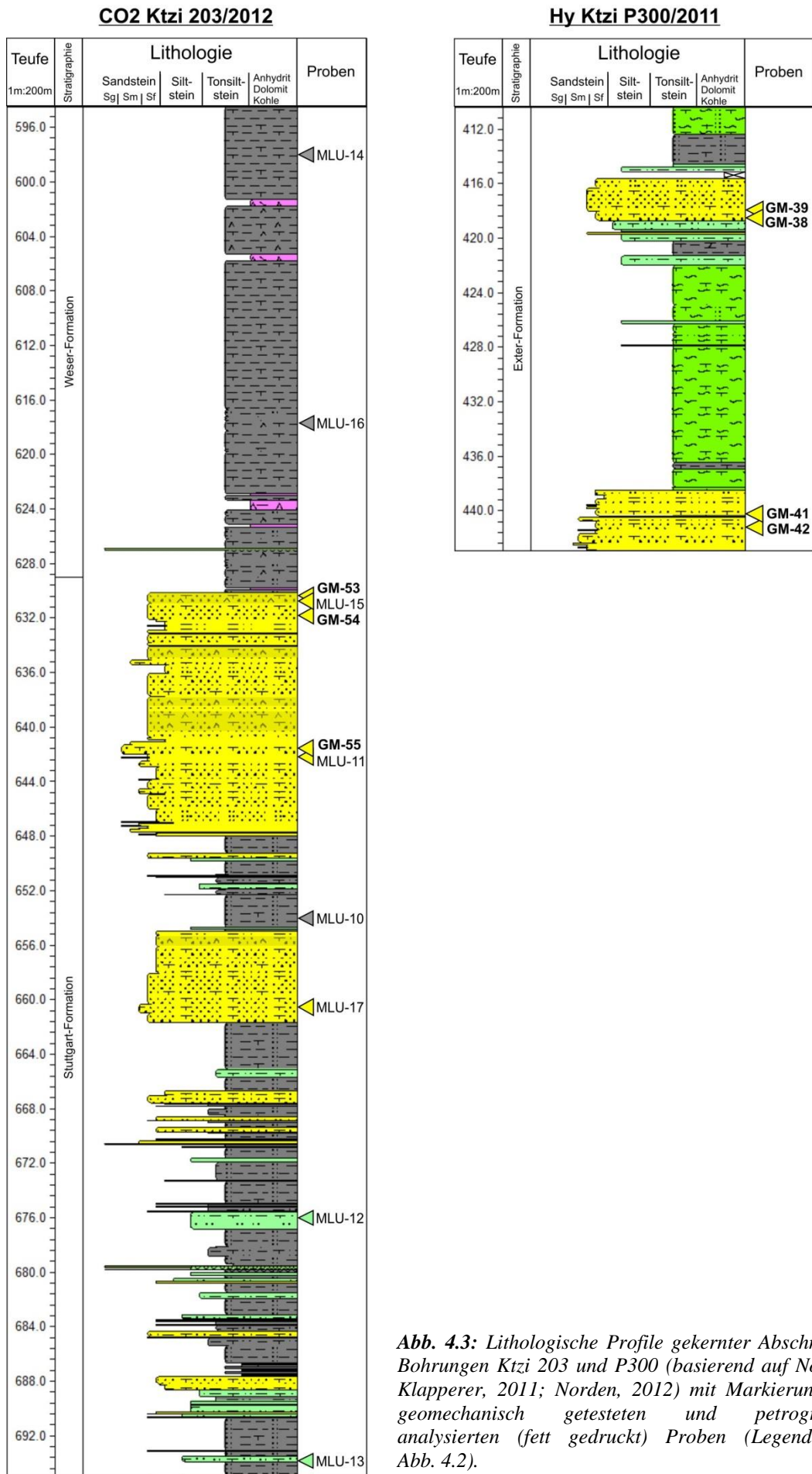


Abb. 4.3: Lithologische Profile gekernter Abschnitte der Bohrungen Ktzi 203 und P300 (basierend auf Norden & Klapperer, 2011; Norden, 2012) mit Markierungen der geomechanisch getesteten und petrographisch analysierten (fett gedruckt) Proben (Legende siehe Abb. 4.2).

4.3 Petrographische und mikropaläontologische Analysen

4.3.1 Polarisationsmikroskopie

Die Beschreibung petrographischer Attribute erfolgte an 13 GM-Proben (Abb. 4.2 und 4.3). Die Dünnschliffanalyse dient der Evaluierung geomechanischer Messergebnisse und deren Verhältnis zu sedimentpetrographischen Charakteristika. Angaben zur Textur umfassen die Korngröße entsprechend DIN EN ISO 14688, die Sortierung (nach Longiaru, 1987), den Rundungsgrad und die Kornkontakte (nach Pettijohn et al., 1987). Ferner wurden Mineralaggregate hinsichtlich ihres Mineralbestandes und des Korngefüges sowie Kristallisations- und Deformationsmerkmale beschrieben. Für die Identifizierung von mineralischen Komponenten wurden die Farbatlanten von Adams et al. (1986) und McKenzie & Guilford (1981) sowie Vorlesungsunterlagen von Schöner et al. (2007) zu Hilfe genommen. Eine Quantifizierung des detritischen und authigenen Mineralbestandes sowie der Matrix und der optischen bzw. Dünnschliffporosität wurde durch eine manuelle Analyse mit Hilfe von visuellen Vergleichstafeln vorgenommen (nach Terry & Chillingar, 1955; Folk et al., 1970; Flügel, 1978). Die optische Quantifizierung des Porenraums erfolgte für blau eingefärbte Proben (Ktzi P300 und Ktzi 203), soweit möglich, mit Hilfe des Programms *JMicro Vision*® (Version 1.2.5). Für die übrigen nicht eingefärbten Proben wurde der Porenraum mit visuellen Vergleichstafeln abgeschätzt. Eine Abschätzung der Korngrößenverteilung wurde durch die Vermessung von je 100 Körnern pro Dünnschliff vorgenommen. Die Klassifikation und Nomenklatur der Sand- und Siltsteine erfolgte nach McBride (1963). Die dünnschliffmikroskopische Analyse wurde an einem Zeiss Axioplan Polarisationsmikroskop durchgeführt. Zur Aufzeichnung von Mikrophotographien dienten eine *AxioCam*-Digitalkamera und das Bildbearbeitungsprogramm *AxioVision* (Version 3.1) der Firma Zeiss. Für die Anfertigung von Dünnschliffübersichten wurden hochauflösende Bilder mit Hilfe eines *Diascanners* aufgenommen (siehe Anhang III).

4.3.2 Palynologische Analyse

Für eine biostratigraphische und lithofazielle Einordnung der Gesteine der Exter-Formation wurden sechs Kernproben auf Mikrofossilien (u.a. Pollen, Sporen, Dinoflagellaten) untersucht. Die Analyse wurde von Dr. Carmen Heunisch geleitet und am Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG) im Geozentrum Hannover durchgeführt. Die palynologische Analyse erfolgte anhand der angefertigten Streupräparate unter Verwendung

eines Durchlichtmikroskops. Die Bestimmung erfolgt durch den Vergleich der gefundenen Palynomorphen mit in der Literatur beschriebenen Arten anhand systematischer, optischer Erkennungsmerkmale.

4.4 Geomechanische Analysen

4.4.1 Hochdruckexperimente

Geomechanische Tests wurden unter definierten Druckbedingungen und bei Raumtemperatur an Kernmaterial des Strandortes Ketzin am GFZ Potsdam (GM-Proben) und an der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg (MLU-Proben) durchgeführt. Bezüglich der Stuttgart-Formation, welche das Reservoir beinhaltet, werden zwei Testkampagnen unterschieden. Die erste Versuchsreihe umfasst Proben vor dem CO₂-Speicherbetrieb aus den Bohrungen Ktzi 200, Ktzi 201 und Ktzi 202. In der zweiten Testreihe wurde Kernmaterial der Bohrung Ktzi 203 verwendet, welche vier Jahre nach dem Beginn der CO₂-Injektion abgeteuft wurde und weltweit erstmals Proben von einem geladenen CO₂-Speicher genommen wurden. Die durchgeführten Geomechaniktests und allgemeine Versuchsbedingungen sind in Tabelle 4.2 aufgeführt. Sämtliche Experimente am GFZ Potsdam wurden an einer servo-gesteuerten MTS Anlage (*Mechanical Test System*, Modell 815, Minneapolis) mit einer Kapazität von 4,6 MN an trockenen Proben und unter Raumtemperatur durchgeführt. Die axialen Belastungen wurden durch einen Drucksensor der Klasse 1 mit einer Kapazität von 25 kN für Spaltzugversuche und 1 MN für uniaxiale und triaxiale Versuche erfasst.

Tab. 4.2: Geomechanische Laborversuche mit Probengeometrien und Testbedingungen.

Testart	Probe	Form	Länge [mm]	Durchmesser [mm]	Belastungsart	Belastungsgeschwindigkeit [mm/min]	Belastungsrate [s ⁻¹]
Spaltzugversuch	GM	Scheibe	11 - 29	25	Axiale Wegeregelung	0,2	3,3*10 ⁻⁵
Uniaxiale Kompression	GM	Zylinder	50	25	Axiale Wegeregelung	0,2	3,3*10 ⁻⁵
Triaxiale Kompression	GM	Zylinder	50	25	Axiale Wegeregelung, hydraulischer Umgebungsdruck, 3-10 Druckstufen	0,1 - 0,2	1,6*10 ⁻⁵ - 3,3*10 ⁻⁵
	MLU	Zylinder	200	100	Axiale Wegeregelung, hydraulischer Umgebungsdruck, hydraulischer Porenfluiddruck (variabel), 3-5 Druckstufen	0,048	4*10 ⁻⁶

Uniaxiale Tests

Die Achse des zylindrischen Probenkörpers wurde mittig zwischen den Druckplatten und parallel zur Belastungsachse positioniert. Anschließend wurde die Probe mit einer konstanten axialen Deformationsrate kontinuierlich bis zum Gesteinsversagen belastet. Aus der maximal angewendeten Kraft [N] wurde über die Querschnittsfläche der Probe [m²] die uniaxiale Druckfestigkeit [Pa] ermittelt. Die Herleitung des E-Moduls erfolgte im linearen Bereich der Spannungs-Dehnungs-Kurve bei 50 % der Druckfestigkeit (*Tangent Young's modulus*, Brady & Brown, 2004), wobei die axiale Längenänderung anhand der Kolbenbewegung ermittelt wurde. Eine um die Probe gespannte Kette diente zur Messung der Querdehnung. Insgesamt wurden 19 Testkörper von neun Kernproben in uniaxialen Versuchen geprüft (siehe Anhang V.II).

Spaltzugversuche (Brazilian-Disc-Tests)

Für die Durchführung der Spaltzugversuche kam eine Belastungsapparatur mit gebogenen Druckplatten zum Einsatz (Abb. 4.4). Der zylindrische Probenkörper wurde zwischen diesen Druckplatten senkrecht zur Probenachse mit konstanter Deformationsrate belastet bis sich unter der Maximalbelastung Zugrisse im Zentrum des kreisförmigen Querschnitts der Probe bildeten. Der Versuch wurde als ungültig gewertet, falls die initialen Zugrisse nicht im Zentrum des Zylinderquerschnitts entstanden sind. Es wurden insgesamt 51 Prüfkörper von 13 Kernproben getestet (siehe Anhang V.IV).

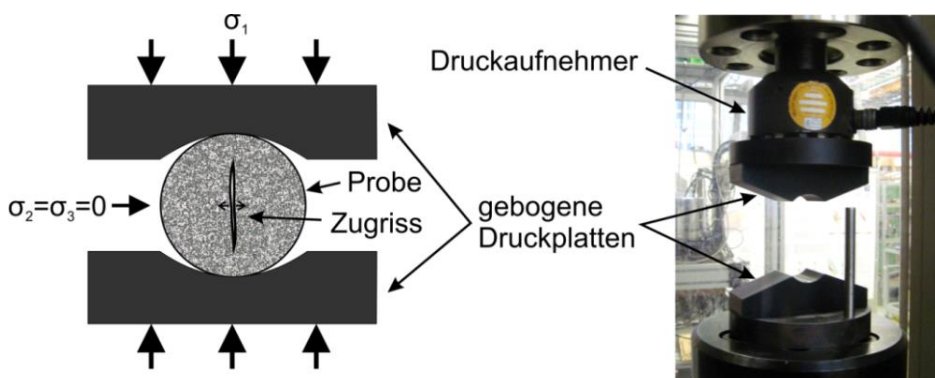


Abb. 4.4: (links) Schematischer Aufbau eines Spaltzugversuches und (rechts) eine Abbildung der angewendeten Apparatur im Hochdrucklabor des GFZ Potsdam.

Triaxiale Tests

Am GFZ Potsdam und an der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg (MLU) wurden triaxiale Belastungsversuche unter jeweils unterschiedlichen Bedingungen durchgeführt. Für die Versuche am GFZ Potsdam wurde eine servo-gesteuerte Einheit verwendet, welche Öl zum Aufbau des Umlagerungsdrucks mit einer maximalen Kapazität von 200 MPa in die Druckzelle leitete (Abb. 4.5). Während der Tests wurde die Probe ohne Anwendung eines Porendrucks in drei bis zehn Druckstufen mit Umschließungsdrücken von 5-95 MPa belastet.

Von zehn Kernproben wurden zwischen 2011 und 2013 insgesamt 22 Testkörper triaxial getestet (siehe Anhang V.IIIa). An der Universität Halle erfolgten 2009 und 2013 triaxiale Tests an insgesamt 16 Proben. Die Versuche wurden mit einer viersäuligen Prüfpresse mit einer Kapazität von 5 MN durchgeführt (Abb. 4.6). Der Maximalwert des hydraulisch erzeugten Umlagerungsdrucks betrug 70 MPa. Mit Ausnahme der Proben MLU-9, MLU-11, MLU-15 und MLU-17 wurde in den triaxialen Tests ein Porenfluiddruck von 1,5 MPa bis 13,5 MPa angewendet. Es handelt sich bei dieser Triax-Anlage um Einzelanfertigungen der Presse (Fa. Walter & Bai, Schweiz) und der Triaxialzelle (Fa. GL-Test-Systems, Dr. Jahns, Heiligenstadt). Bei jedem triaxialen Versuch wurden über zwei separate Druckaufnehmer der axiale Innendruck und Außendruck gemessen. Die Probe wurde für die triaxiale Belastung mit einem textilverstärktem Gummimantel versehen. Die Belastung der Probenkörper erfolgte in drei bis fünf Druckstufen unter folgenden Variationen: (I) veränderlicher Porendruck und konstanter Manteldruck, (II) variabler Poren- und Manteldruck und (III) variabler Manteldruck ohne Porendruckerhöhung. Für eine möglichst umfassende Betrachtung der Versuchsergebnisse wurden sowohl Außen- als auch Innendrucke ausgewertet. Bisherige Erfahrungen mit der triaxialen Anlage der MLU Halle haben gezeigt, dass die Bestimmung der Bruchparameter mit den Außendruckmessungen am zuverlässigsten gelingt. Es sind hierbei zwar mehr Reibungseffekte des Systems enthalten, jedoch vermeidet man einen Teil der hysteretischen Effekte, welche bei der Innendruckmessung zum Ausdruck kommen (Lempp, C., 22.06.2013 pers. Mitt.). Die Herleitung des Mohr-Coulomb-Bruchkriteriums aus den Bruchparametern erfolgte mit Hilfe des Programms *RocData* (Version 4.0, *Rocsience*). Aus den Bruchparametern wurde nach Fjaer et al. (2008) die uniaxiale Druckfestigkeit ermittelt.

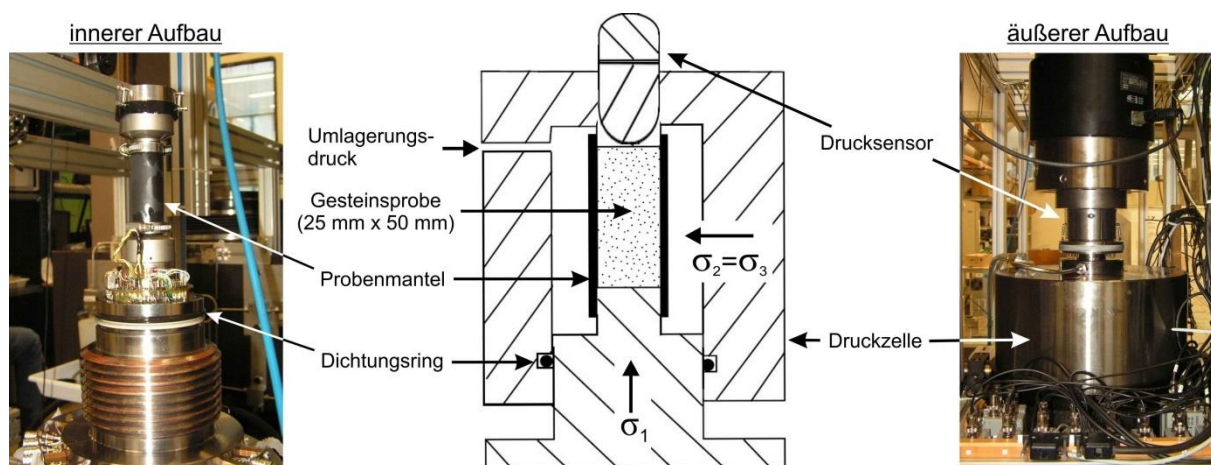


Abb. 4.5: (Mitte) Schematischer Querschnitt einer triaxialen Prüfpresse (modifiziert nach Jaeger et al., 2007) mit (links) innerer und (rechts) äußerer Darstellung der Gerätekonfiguration der MTS-Anlage am GFZ Potsdam.

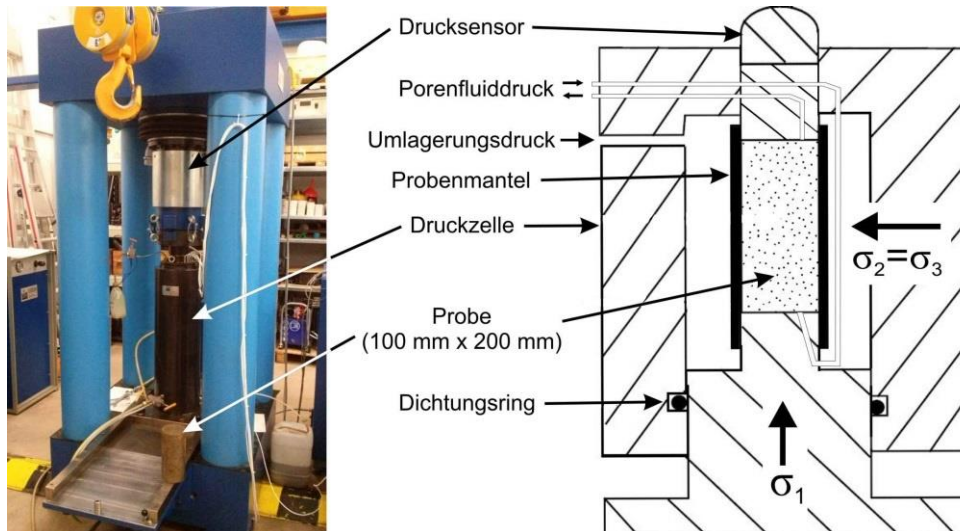


Abb. 4.6: (links) Triaxialpresse mit regelbarem Fluiddruck an der Martin-Luther-Universität Halle und (rechts) schematischer Versuchsaufbau (modifiziert nach Jaeger et al., 2007).

4.4.2 Herleitung der Horizontalspannungen

Sinha et al. (2010) verwendete die Methode der Scherwellenaufspaltung, um die Richtungen und Magnituden der rezenten horizontalen Hauptspannungen für den Standort Ketzin zu bestimmen. In der vorliegenden Arbeit wird ein alternativer Ansatz verfolgt, welcher dem Konzept der limitierenden Spannungen (Peška & Zoback, 1995) unter Annahme des Reibungsgleichgewichtes (Jaeger et al., 2007) folgt, um die potentiell möglichen Horizontalspannungen für den Standort Ketzin empirisch herzuleiten. Demnach können die Magnituden der In-situ-Spannungen die Reibungskräfte auf einer Störungsfläche nicht überschreiten. Für die Herleitung dienen der Porenfluiddruck aus Kempka & Kühn (2013) sowie die Vertikalspannung und der Reibungskoeffizient als Eingangsparameter. Für den Porenfluiddruck wurde sowohl der initiale Wert als auch der injektionsbedingt erhöhte Wert berücksichtigt. In Bezug auf den Reibungskoeffizient, welcher im Reibungsgleichgewicht nach Jaeger et al. (2007) enthalten ist, kamen einerseits der Wert von Byerlee (1978) und andererseits der höchste und niedrigste Wert aus den triaxialen Experimenten zum Einsatz. Durch die Konstruktion mehrerer Spannungspolygone wurden die Werte der Horizontalspannungen für unterschiedliche Spannungsregime unter Berücksichtigung der gewählten Parameter hergeleitet. Das für den Standort Ketzin passende Spannungsregime wurde aus Versatzmustern des Störungssystems innerhalb der Ketzin-Antiklinale abgeleitet, wobei die Spannungsfelddaten von Sinha et al. (2010) sowie Röckel & Lempp (2003) und die darin enthaltenen Referenzen einbezogen wurden. Durch die Eingrenzung des Spannungsregimes konnten im Spannungspolygon die regimespezifischen Magnituden der Horizontalspannungen angegeben werden.

4.4.3 Bestimmung des Reaktivierungspotentials von Störungsflächen

Das Verhalten der modellierten Störungen im rezenten Spannungsfeld und unter variablen Reservoirdrücken wurde anhand der Scherungstendenz T_S und der Dehnungstendenz T_D (siehe Kapitel 2.4.3) als Ausdruck für das Reaktivierungspotential analysiert. Die Berechnung und Visualisierung von T_S und T_D erfolgte mit Hilfe des Programms *3DStress*[®] (Version 3.0) des *Southwest Research Institute*. Die Eingabe der Störungsflächen geschah in mehreren Teilschritten. Als erstes wurde das Störungsmodell in *earthVision*[®] als GoCAD-Datei (.gp) exportiert und anschließend in Einzelstörungsdateien (.flt) konvertiert. Das auf die Störungsflächen angewendete Spannungsfeld, wurde nun mit den Orientierungen und den Magnituden der Hauptspannungen sowie den Porenfluiddruckwerten aus Bohrlochmessungen parametrisiert. Die Visualisierung von T_S und T_D in Form von farbkodierten Stereoprojektionen und 3D-Darstellungen der modellierten Störungsfläche erfolgte durch die Anwendung der Gleichungen (14) und (15) (Morris et al., 1996; Ferril & Morris, 2003; siehe Kapitel 2.4.3).

5. Ergebnisse und Diskussion

5.1 Strukturgeologisches 3D-Modell der Region um Ketzin

Die laterale Ausdehnung des strukturgeologischen Modells beträgt 40 km x 40 km, wobei ein Radius von 20 km um die Injektionsbohrung am Standort Ketzin gewählt wurde. Ausgehend von der reliefarmen Geländeoberfläche erstreckt sich das Modell bis in eine Tiefe von etwa 4 km. Die Tiefenangaben zum geologischen 3D-Modell beziehen sich auf Normalnull (NN). Die Gegenüberstellung von Tiefbohrungen erfolgt anhand von Teufenangaben (siehe Kapitel 4.1.4).

5.1.1 Störungsmodell

Aus geologischen Übersichts- und seismischen Isobathenkarten konnten im Untersuchungsgebiet insgesamt 29 Störungen in das Störungsmodell implementiert werden. Diese Störungen konzentrieren sich in der südlichen Hälfte des Modellgebietes (Abb. 5.1 und 5.2) und umfassen vorwiegend Strukturen im suprasalinen Deckgebirge. Die nördliche Hälfte des Modells beinhaltet keine bedeutsamen Störungen im Suprasalinar. Die gestörten Lagerungsverhältnisse entlang des Schönwalde-Diapirs im NE sind nicht Teil der Störungsflächenmodellierung. Subsaline Störungen an der Zechsteinbasis wurden in die Modellierung nur einbezogen, wenn die Störungslineamente in den Isobathenkarten eine Fortsetzung bis in mesozoische Schichten erkennen lassen. Insgesamt sechs Elemente des Störungsmodells (F1, F2, F3, F5, F13 und F14) zeigen eine Verbindung zwischen dem mesozoischen Deckgebirge und dem subsalinen Grundgebirge und sind wahrscheinlich zu den ältesten Verwerfungszonen innerhalb des Modellgebietes zu zählen. Die Strukturen F1 und F2 im südwestlichen Modellbereich sind die größten und gleichzeitig einzigen Störungen im Untersuchungsgebiet mit deutlichem Überschiebungscharakter (Abb. 5.1 bis 5.3). Sie streichen etwa E-W bis ESE-WNW und sind in einem Winkel von ca. 70° in südliche bis südwestliche Richtung geneigt. Die mesozoischen Schichten sind hier bis etwa 190 m versetzt. Die WSW-ENE orientierte Störung F3 verläuft südwestlich von Berlin im südöstlichen Modellgebiet und fällt mit etwa 60-70° nach N ein. Es treten Abschiebungskomponenten um 350 m auf. Nördlich der Störung F3 befinden sich die beiden annähernd parallel verlaufenden Verwerfungen F4 und F5 (Abb. 5.1). Die Störungen streichen E-W und fallen mit 70-75° nach S ein. Die Störungslineamente der Verwerfungen

F6 bis F12 sind geprägt durch teilweise differierende Geometrien und kommen in den Isobathenkartens der Rx-Horizonte in unterschiedlicher Anzahl vor. Daher sind die Störungsspuren zwischen den Horizonten schwer korrelierbar. Die vermutlich mit etwa 80-90° nach N einfallenden Abschiebungen spiegeln daher nur eine mögliche Variante dieses Störungssystems wieder. An der Störung F10 sind unterhalb der Liasbasis Abschiebungsmerkmale zu sehen, darüber sind Überschiebungsstrukturen vorhanden (Profil D-D', Abb. 4.3). An der westlichen Flanke des Salzkissens von Berlin-Spandau befinden sich die WNW-ESE bis NE-SE orientierten Abschiebungen F13 und F14. Die Störungsbahnen fallen mit etwa 45-50° in südliche Richtung ein und besitzen Abschiebungskomponenten bis zu 50 m (F13) bzw. 150 m (F14). Entlang der südlichen Flanke der Ketzin-Antiklinale verläuft die Störung F15, welche bei relativ geringen Versatzkomponenten um 20 m kein einheitliches Versatzmuster zeigt. Anhand des Modells lassen sich hier sowohl Auf- als auch Abschiebungsmerkmale erkennen. Diese WSW-ENE orientierte Störung fällt mit ca. 60-70° nach N ein. Die Störungen F16, F17 und F18 im mittleren und westlichen Teil der Roskow-Ketzin-Doppelantiklinale fallen in nördliche (F17) bzw. südliche Richtung (F16 und F18) unter einem Winkel von ca. 80° ein. Es werden Versatzkomponenten bis etwa 50 m verzeichnet. Für diese Störungen liegen nur für einen Rx-Horizont (M1) Störungslinamente vor (siehe Anhang I.IX). Die räumliche Orientierung konnte daher nur in Anlehnung an die umfangreich explorierten Störungen in der Ketzin-Antiklinale ermittelt werden. Schwellenbereiche in den Rx-Horizonten K2 und X1 indizieren zudem einen weiträumigeren lateralen Störungsverlauf, als es die Störungslinamente anzeigen. Mit einer entsprechenden Verlängerung der Flächen wurden daher Berührungspunkte zwischen den Störungen geschaffen. Basierend auf den Daten von Kling (2011) wurden 11 Störungen (F19 bis F29) innerhalb der Ketzin-Antiklinale modelliert (Abb. 5.1). Die Störung F25 setzt sich hierbei aus zwei Flächen zusammen, welche im Kontaktbereich einen sehr ähnlichen Verlauf zueinander aufweisen. Die NE-SW bis E-W streichenden Grabenstörungen innerhalb der Ketzin-Antiklinale besitzen überwiegend Einfallswinkel zwischen 70° und 80° und relativ geringe Abschiebungskomponenten zwischen etwa 10 und 30 m. Lediglich die Zweigabschiebung F22 fällt mit ca. 50° flacher ein. Die fächerförmig angeordneten Störungen zeigen teilweise einen undulierenden Verlauf. Die Hauptstörungen F21 und F19 innerhalb der Roskow-Ketzin-Struktur wurden bis in die Zechsteineinheit modelliert. Abgesehen von kleineren Zweigabschiebungen (F22, F23, F24, F26 und F29), welche sich ausschließlich in mesozoischen Schichten befinden, verlaufen die Störungen in der Roskow-Ketzin-Doppelantiklinale bis in die tertiäre Schichtenfolge hinein, überschreiten diese allerdings nicht.

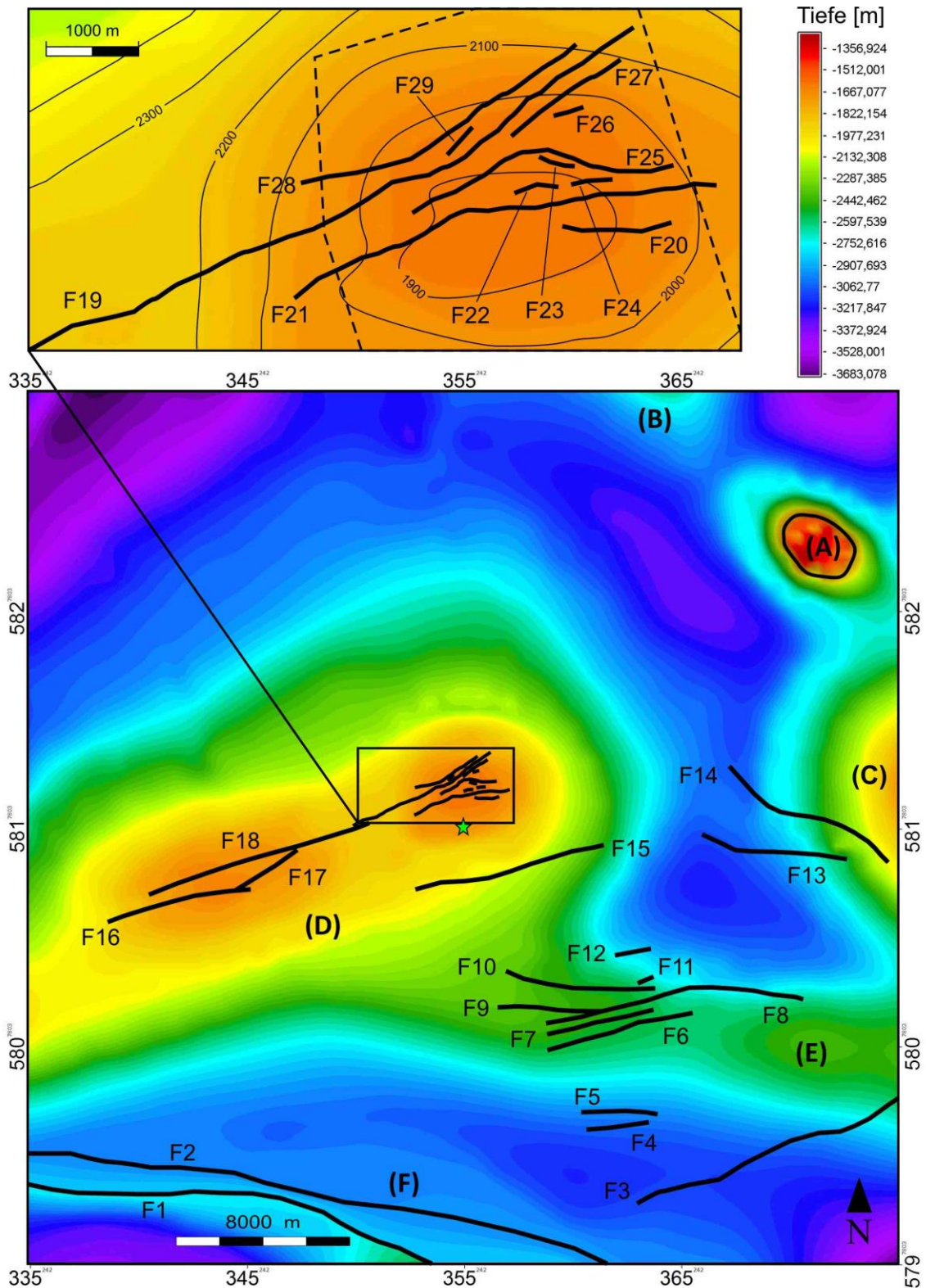


Abb. 5.1: (unten) Die Morphologie der halokinetisch überprägten Zechsteinoberfläche mit den 29 modellierten Störungen in der Region Ketzin mit (oben) einer Detailansicht der Ketzin Antiklinale inkl. Isotiefenlinien und dem Umriss der 3D-Seismik des Ketzin-Projektes (gestrichelte Linie). Der grüne Stern markiert den CO₂-Injektionsstandort. Innerhalb des Modellgebietes befinden sich ein Salzdiapir (A: Schönwalde) und mehrere Salzkissen (B: Flatow, C: Berlin-Spandau, D: Roskow-Ketzin, E: Kleinmachnow-Dreilinden, F: Viesen-Lehnin) (Nomenklatur nach Stackebrandt & Beer, 2010).

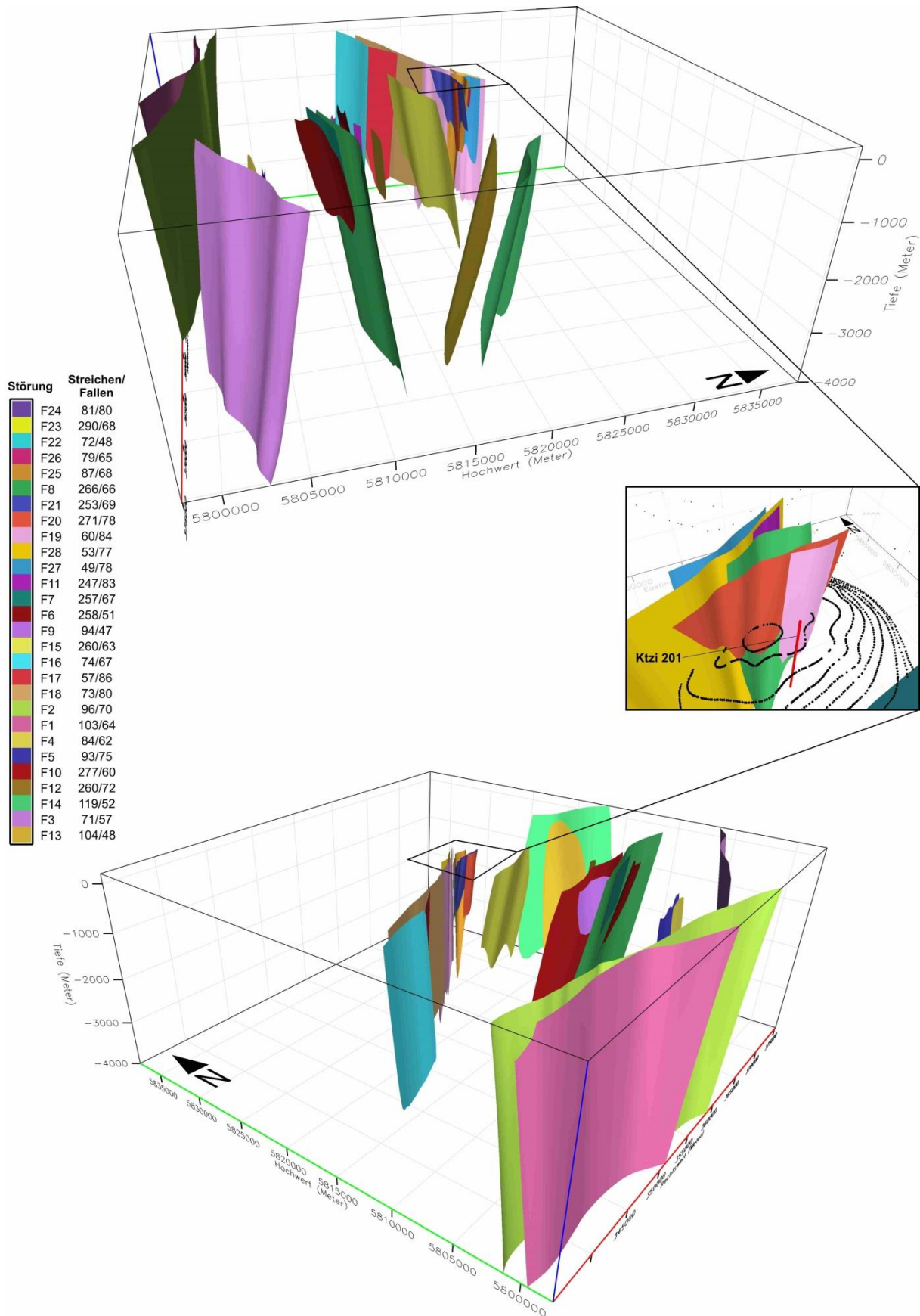


Abb. 5.2: Vierfach überhöhte 3D-Ansicht der Störungen im regionalen Umfeld um Ketzin aus östlicher (oben) und südwestlicher Sicht (unten) sowie einer Detailansicht der Störungen innerhalb der Ketzin-Antiklinale mit Bohrfad der Injektionsbohrung Ktzi 201 (rot) (Mitte rechts, schwarz gepunktete Linie: K2-Horizont). Legende: Farbe der Störungen mit Mittelwerten der Streichrichtungen und Fallwinkel.

5.1.2 Salinarstrukturen

Innerhalb des Untersuchungsgebietes sind sechs Salzaufstiegszonen mit dazwischen liegenden Senkenbereichen vorhanden, welche die Zechsteinoberfläche stark modulieren und überwiegend in Form von Kissenstrukturen auftreten (Abb. 5.1). Im zentralen Bereich des Modellgebietes befindet sich die Roskow-Ketzin-Struktur, welche etwa ENE-WSW orientiert ist und eine längliche Form aufweist. Die weiteren Kissenstrukturen von Berlin- Spandau, Kleinmachnow-Dreilinden, Viesen-Lehmin und Flatow sind nur teilweise innerhalb der Modellgrenzen vorhanden. Im nordöstlichen Modellbereich bei Schönwalde befindet sich ein domförmiger Diapir, welcher sich mit einer Mächtigkeit von ca. 2300 m bis in eine Tiefe von etwa 1300 m in känozoische Schichten erstreckt. Im übrigen Modellgebiet schwankt die Tiefe der Zechsteinoberfläche zwischen ca. 3700 m in einer Salzabwanderungszone im NW und etwa 1900 m im Dach der Ketzin-Antiklinale (Abb 5.1). Die Nomenklatur der Salzstrukturen erfolgte nach Stackebrandt & Beer (2010).

5.1.3 Geologischer Aufbau des Schichtenmodells

Das strukturgeologische Modell erstreckt sich über 12 Horizonte und umfasst stratigraphische Einheiten vom Quartär bis zum Prä-Zechstein. Der unterste Horizont (Z3) entspricht etwa der Zechsteinbasis, welche nur geringe Deformationen aufweist und sich von etwa 3.200 m im SW bis auf ca. 3.900 m in nordwestliche Richtung absenkt. Die halokinetisch stark modifizierte Zechsteinoberfläche (X1) ist in Salzaufstiegs- und abwanderungszonen gegliedert, welche im vorigen Kapitel 5.1.2 beschrieben sind (Abb. 5.1 und 5.3). Bis zum kreidezeitlichen Horizont T3T4 (im Valangin) sind in erster Ordnung konkordante Lagerungsverhältnisse vorherrschend, weshalb die Schichten im Wesentlichen durch die Morphologie der Zechsteinoberfläche überprägt sind. Eine diskordante Transgressionsfläche an der Albbasis (T2) unterbricht diesen Aufbau erstmals. Jedoch ist dieser Horizont lediglich im nordwestlichen und östlichen Modellgebiet vorhanden (siehe Anhang I). Die folgende erosive Basis des Känozoikums bzw. des Tertiärs (T1) bildet hingegen eine flächendeckende Umgestaltung der Morphologie des Untersuchungsgebietes. Die Tertiärbasis befindet sich in Tiefenlagen zwischen etwa 120 m bei Ketzin und ca. 1500 m im Umfeld des Schönwalde-Diapirs, in dessen Randsenke bis etwa 1300 m mächtige tertiäre Ablagerungen zu finden sind. Unter der Geländeoberfläche bildet die Quartärbasis den jüngsten geologischen Horizont des Modells. Markante Formen bilden zwei etwa NNE-SSW bis NE-SW verlaufende,

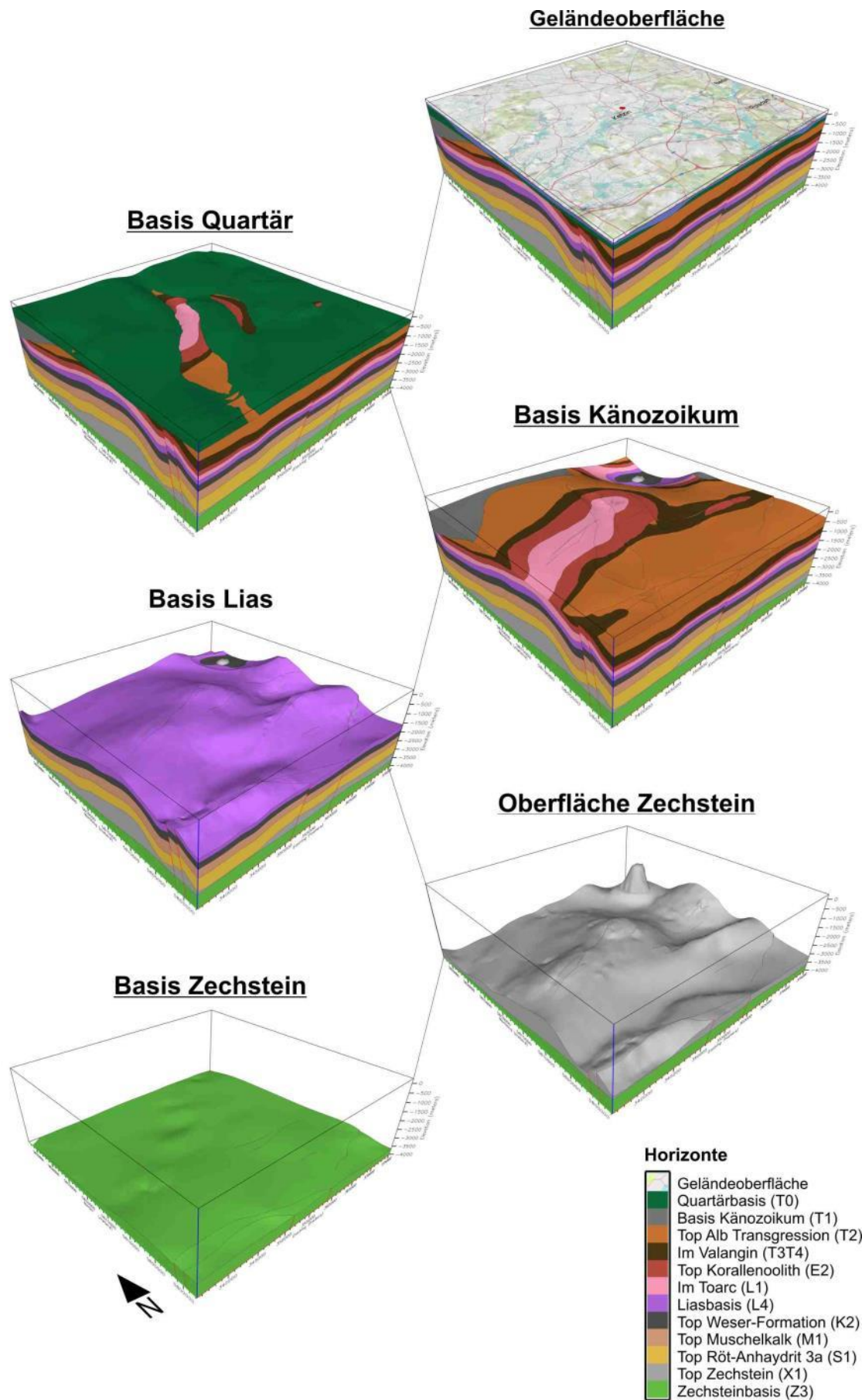


Abb. 5.3: Vierfach überhöhte Darstellung ausgewählter geologischer Horizonte des strukturgeologischen Modells aus südwestlicher Perspektive.

5.1 Ergebnisse und Diskussion – Strukturgeologisches 3D-Modell der Region um Ketzin

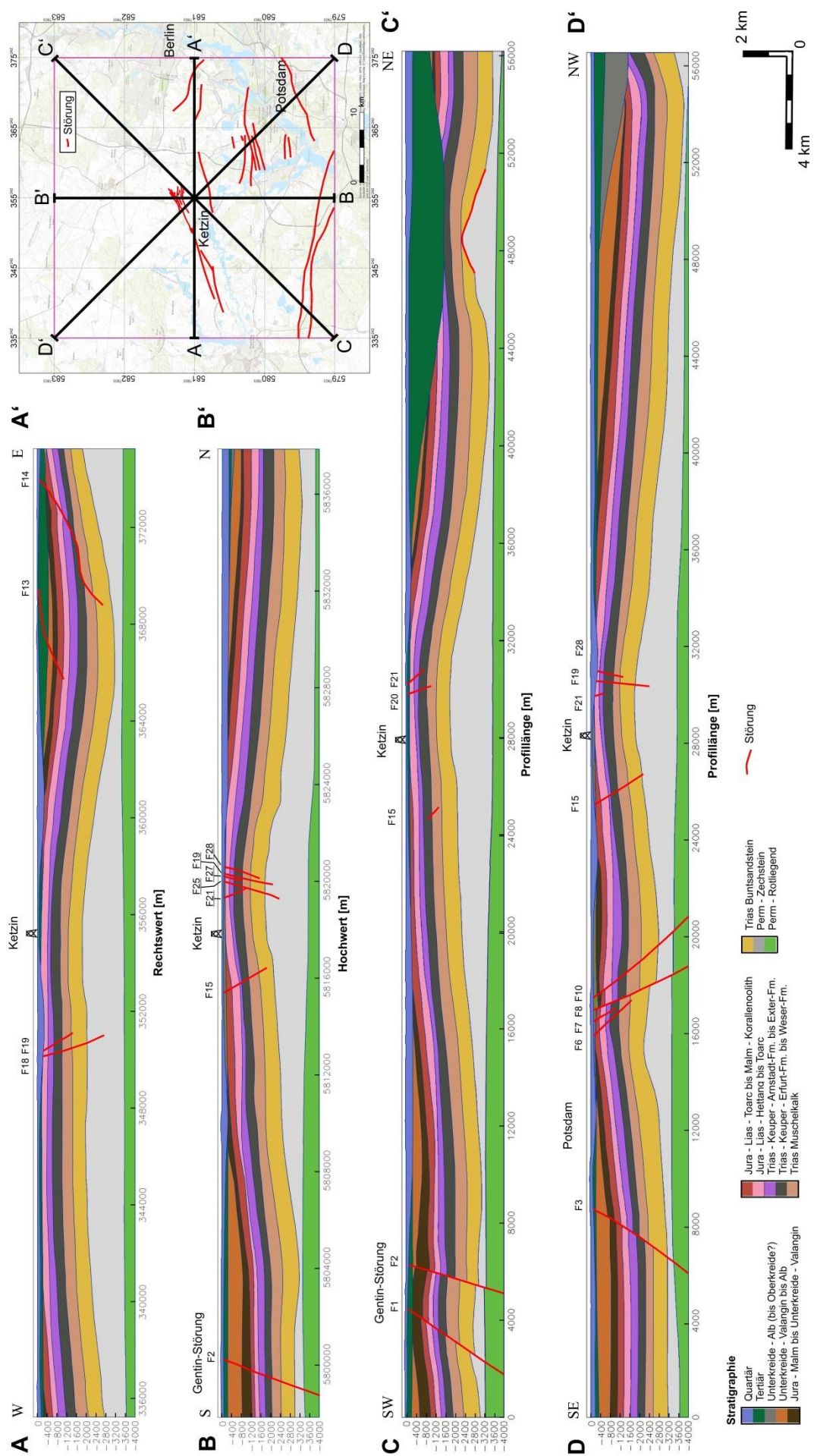


Abb. 5.4: Profilschnitte durch das strukturgeologische Modell mit den Störungsbezeichnungen.

rinnenförmige Ausräumungszonen mit einer Breite von etwa 2-6 km, welche bei Ketzin bis in jurassische Sedimentgesteine in eine Tiefe von etwa 200 m einschneiden (Abb. 5.2). Die Geländeoberfläche ist für das norddeutsche Flachland typischerweise nur wenig gegliedert und weist im Untersuchungsgebiet eine durchschnittliche Höhenlage von etwa 39 m auf (Minimum: 17 m, Maximum: 129 m).

5.1.4 Stratigraphische Besonderheiten um das Untersuchungsgebiet

Die Schichtenverzeichnisse der verfügbaren Tiefbohrungen wurden genutzt, um ein besseres Verständnis der Lagerungsverhältnisse zu erlangen, die insbesondere durch salztektonische Prozesse mitunter sehr heterogenen ausgeprägt sind und daher zwischen den Bohrungen Änderungen der geologischen Situation auftreten können. Die Interpretation und Korrelation der Bohrungsdaten muss daher immer in Kombination mit der Zechsteinmorphologie betrachtet werden. Im Untersuchungsgebiet sind Gesteine der Kreide nur in der Bohrung P 13/73 über einen Abschnitt von 85 m (Unterkreide) aufgeschlossen. In der nordwestlich gelegenen Randsenke des Kotzen-Friesack-Diapirs treten kreidezeitliche Sedimente dagegen mit einer Mächtigkeit bis etwa 1 km auf. In der Bohrung Feb 1/72 entlang der Randsenke des Kotzen-Friesack-Salzwalles stehen zudem Schichten mit dem Rx-Horizont T2 (Alb, oberste Unterkreide) und ca. 400 m mächtige Sedimente der Oberen Kreide an. Im nordwestlichen Untersuchungsgebiet folgen über dem Horizont T2 noch etwa 800 m kreidezeitlicher Ablagerungen. Es ist hier daher ebenfalls mit mehrere hundert Meter mächtigen Gesteinen der Oberkreide zu rechnen, was allein anhand des geologischen Schichtenmodells nicht ausgesagt werden kann.

Nach SE ist eine Anhebung der Zechsteinoberfläche zu beobachten (Abb. 5.5). In südliche Richtung ist dies wahrscheinlich auf eine deutliche Anhebung der Basis des Zechsteins von etwa 2400 m über eine Distanz von ca. 70 km zurückzuführen und damit tektonisch gesteuert. Die Tiefe der Zechsteinbasis verringert sich dagegen nach E über eine vergleichbare Distanz um nur etwa 1200 m (Abb. 5.6), womit die Anhebung der Zechsteinoberfläche in diese Richtung im Wesentlichen halokinetischen Prozessen unterliegt.

5.1 Ergebnisse und Diskussion – Strukturgeologisches 3D-Modell der Region um Ketzin

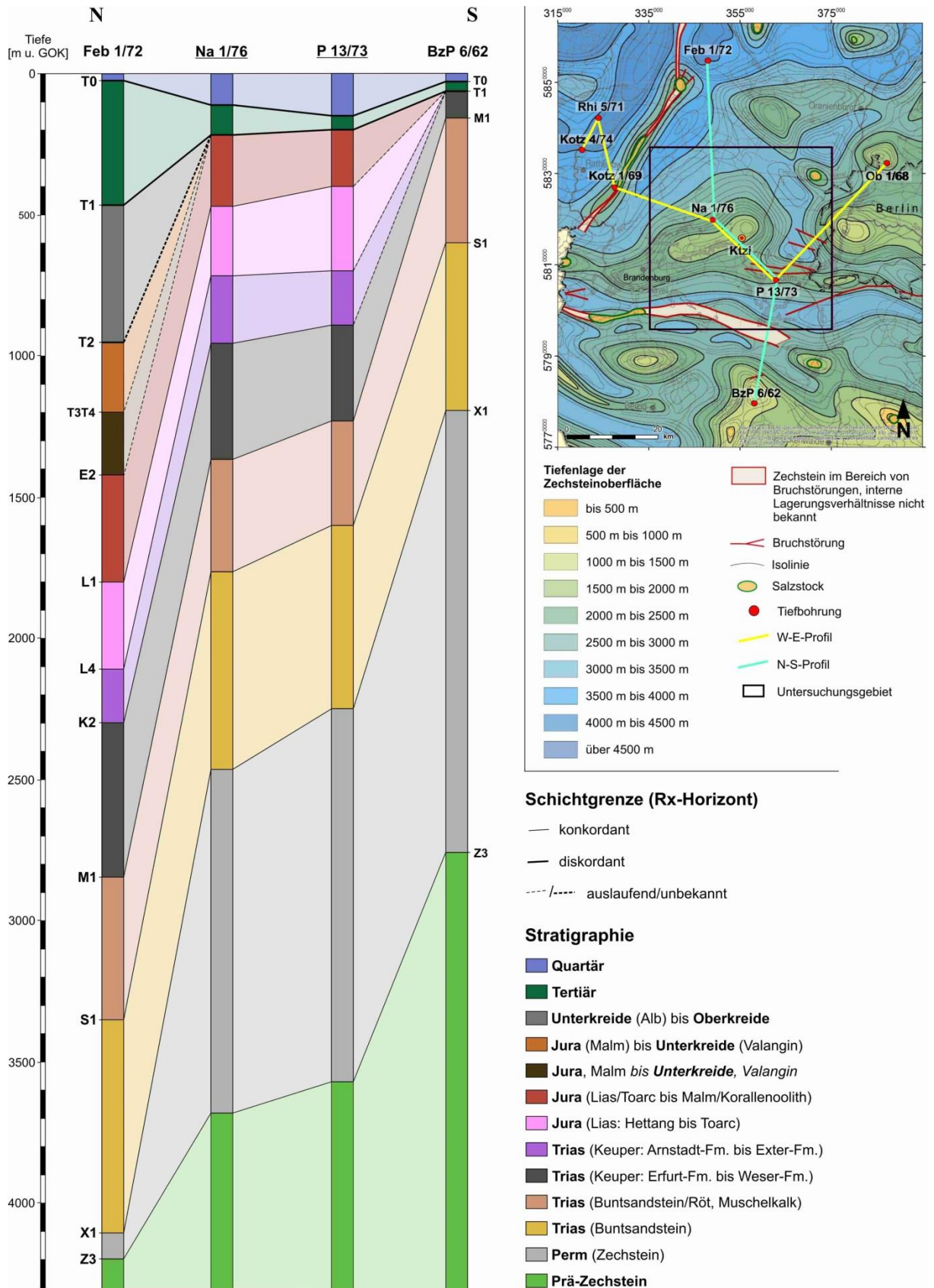


Abb. 5.5: (links) N-S-Vergleich von Tiefbohrungen anhand der geologischen Analoga der verwendeten Rx-Horizonte. (rechts) Strukturgeologische Karte der Zechsteinoberfläche (modifiziert nach Stackebrandt & Beer, 2010) mit Bohrungslokalitionen und Profillinien.

5.1 Ergebnisse und Diskussion – Strukturgeologisches 3D-Modell der Region um Ketzin

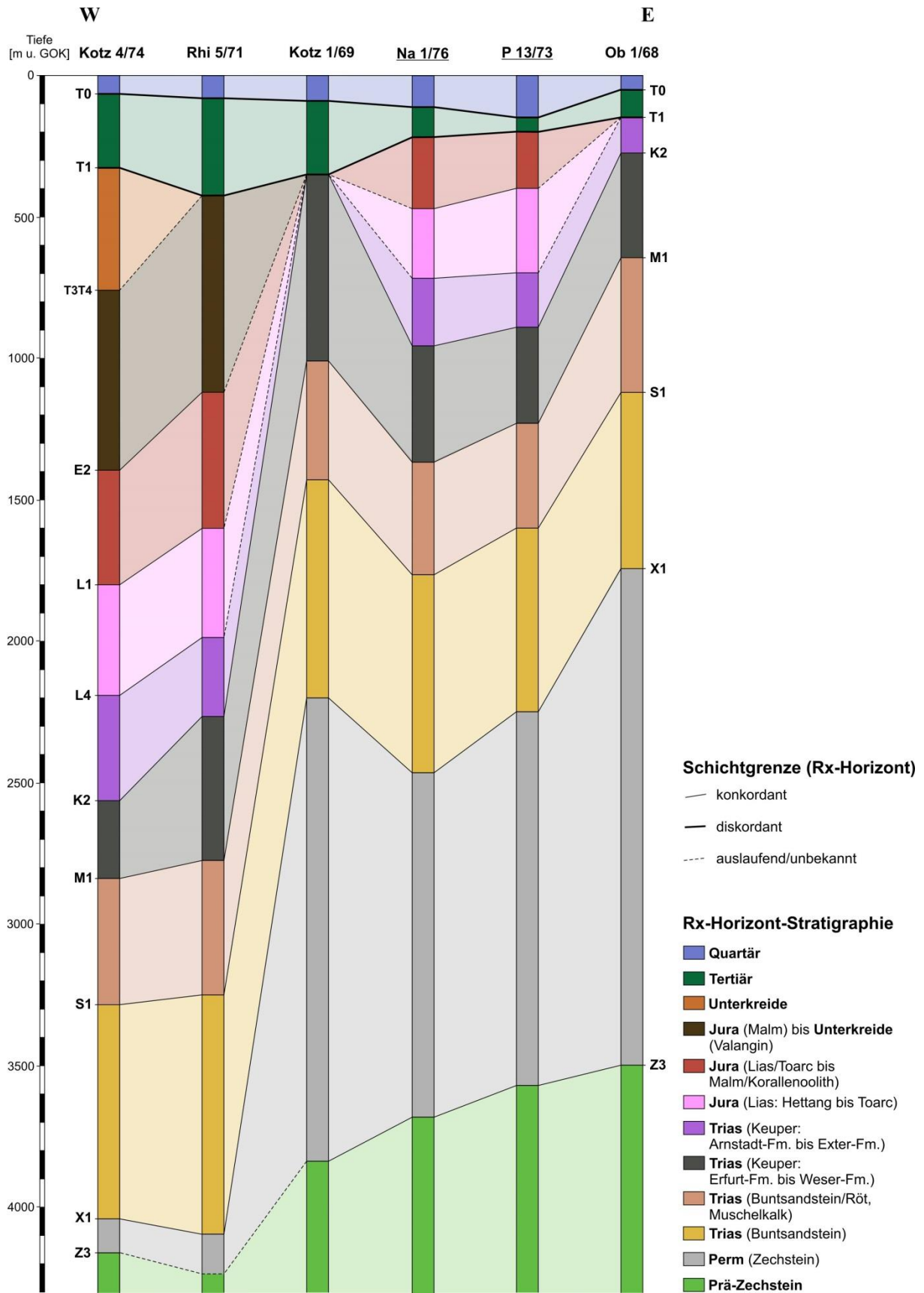


Abb. 5.6: W-E-Profil von Tiefbohrungen im Umfeld des Untersuchungsgebietes. Profilverlauf siehe Abb. 5.5.

5.1.5 Diskussion

5.1.5.1 Störungsmodell

Die NW-SE streichende Elbe-Störungszone (ESZ) wurde im Permokarbon als dextrale Seitenverschiebung angelegt. (Ehmke & Katzung, 1993; Scheck et al., 2002). Von der Oberkreide bis zum Känozoikum erfolgte eine inversionstektonische Reaktivierung mit Überschiebungscharakter (Scheck & Bayer, 1999). Ein Segment der ESZ stellt die Genthin-Störung dar, welche die nördliche Begrenzung der Südaltdmark-Scholle innerhalb der übergeordneten Altmark-Fläming-Scholle ist (Walter, 1995; Martiklos et al., 2001; Stottmeister et al., 2008). Die Genthin-Störung besitzt in ihrem südöstlichen Ausläufer einen etwa E-W gerichteten sigmoidalen Verlauf. Die Störungen F1 und F2 entsprechen einem Teil dieses Ausläufers (Abb. 5.1 bis 5.3). Studien von Reinhardt et al. (1986-1989) und Reinhardt (1993) belegen, dass die Störung F3 sich nach W am Südrand von Berlin fortsetzt und eine Verbindung zwischen den Störungszonen von Fürstenwalde-Guben im Osten und Genthin im Westen darstellt (siehe auch Kapitel 2, Abb. 2.4). Die Grabenstruktur im Dach der Ketzin-Antiklinale befindet sich etwa 1,5 km nördlich des Injektionsplatzes (Juhlin et al., 2007). Der Störungsfächer besitzt eine Breite von etwa 800 m im westlichen und 2000 m im östlichen Teil der Antiklinale (Kling, 2011). Die vertikalen Versätze entlang der Abschiebungen von etwa 10-30 m sind konsistent mit Angaben früherer Studien (Kempka et al., 2013; Juhlin et al., 2007). Im Großteil des Grabensystems betragen nach Kling (2011) die Versätze jedoch nur 5 m und erreichen maximal 20 m. Die Hauptaufstiegsphasen des Zechsteinsalzes werden mit 140 Ma und 106 Ma vor heute in die Unterkreide datiert (Förster et al., 2006). Die vermutlich salinartektonisch induzierten Störungen in der Roskow-Ketzin-Kissenstruktur sollten ein vergleichbares Alter besitzen. Seismische Interpretationen von Juhlin et al. (2007), Yordkayhun et al. (2008) und Kling (2011) indizieren Störungsverläufe bis in die tertiären Schichten des Rupeltons (siehe Kapitel 2.1.5.3) hinein, womit die Störungen in der Ketzin-Antiklinale zumindest bis ins Oligozän vor etwa 30 Ma aktiv waren. Die von Juhlin et al. (2007) und Kling (2011) modellierten Störungen erstrecken sich bis in eine Tiefe von ca. 900-1000 m, was etwa der Eindringtiefe der seismischen Messungen am Standort Ketzin entspricht (Juhlin et al. 2007). Einige Störungsbereiche mit niedrigen seismischen Geschwindigkeiten im zentralen und östlichen Bereich der Ketzin-Antiklinale werden zudem als Gasaufstiegszonen interpretiert (Juhlin et al., 2007; Yordkayhun et al., 2008). Reinhardt (1993) beschreibt anhand der Basis des Staßfurt-Salzes im Zechstein ein Störungssystem, welches im Bereich der Roskow-Ketzin-Struktur gute Übereinstimmungen mit den hier

digitalisierten Störungslineamenten aufweist. So wurde die vertikale Ausdehnung der Hauptstörungen in der Doppelantiklinale bis in die Zechsteineinheit hinein fortgesetzt. Die Morphologie der Ketzin-Antiklinale ist in Isobathenkarten aus den 3D-seismischen Messungen des Ketzin-Projektes detailliert erkennbar (Juhlin et al., 2007; Förster et al., 2008; Norden & Frykman, 2013). Besonders entlang des stärksten Reflektorhorizontes K2 sind deutliche Schwellenbereiche zu beobachten, die den Verlauf von Störungen anzeigen können. Die Störungen F19, F21 und F28 wurden daher über die laterale Ausdehnung der von Kling (2011) modellierten Störungsflächen bzw. über die Ausdehnung des 3D-Seismik-Messgebietes hinaus entsprechend des Schwellenmusters verlängert (Abb. 5.1). Im Untersuchungsgebiet sind nach Beer & Stackebrandt (2002a) keine Störungen in der Basis des Känozoikums vorhanden. Es ist jedoch anzunehmen, dass infolge inversionstektonischer Bewegungen im Zeitabschnitt Kreide-Tertiär (Scheck & Bayer (1999) und salzdynamischer Deformationsprozesse, mesozoische Verwerfungen bis in känozoische Schichten hinein verlaufen, wie es in der Ketzin-Antiklinale beobachtet wurde (Juhlin et al., 2007). Entlang der Störung F10 kam es vermutlich zu einer inversionstektonisch gesteuerten Reaktivierung, was jedoch aufgrund der unsicheren Störungsgeometrien in diesem Bereich (F6 bis F12) mit Einschränkungen zu betrachten ist. Withjack & Scheiner (1982) rekonstruierten auf der Grundlage von analogen Experimenten und analytischen Methoden die Spannungs-konfiguration, welche die Entstehung und Entwicklung von Störungsmustern in Aufdomungsstrukturen begleiten. Demnach wird angenommen, dass sich das Störungssystem in der Roskow-Ketzin-Antiklinale unter extensiven Spannungsbedingungen gebildet hat.

Anhand von numerischen Simulationen haben Kempka et al. (2013) innerhalb der Ketzin-Antiklinale eine CO₂-Migration in NNW-Richtung zum Dach der Antiklinale beschrieben, womit die Störungen F20 und F21 von unmittelbarem Interesse in Bezug auf das Rückhaltevermögen des Deckgebieges für die nachhaltige geologische Speicherung ist. Das Verhalten dieser Verwerfungen im rezenten Spannungsfeld wird in Kapitel 5.6 zum Reaktivierungspotential der modellierten Störungen eingehend behandelt.

5.1.5.2 Salinarstrukturen

Auf Grundlage der geologischen Übersichtskarten von Beer & Stackebrandt (2002a, 2002b, 2010) besitzt der Schönwalde-Diapir eine rundliche Form bis zur Tertiärbasis. Es bleibt jedoch unbekannt, ob eine diapirtypische Pilzgeometrie (Jackson & Talbot, 1989) vorliegt. In überregionalen Darstellungen der Verteilung von Salzstrukturen in Zentraleuropa enthält die Viesen-Lehmin-Struktur einen Diapir, der sich bis in das südwestliche Untersuchungsgebiet

erstreckt (Ziegler, 1990; Lokhorst, 1998). In der vorliegenden Arbeit wurden jedoch für die Modellierung der Zechsteinoberfläche vorzugsweise regionale Daten des Landes Brandenburg von genutzt, wonach der Diapir weiter im Westen, außerhalb des Untersuchungsgebietes, verläuft. Der Teil der Viesen-Lehmin-Struktur im Untersuchungsgebiet ist daher als ein Ausläufer dieser Diapirstruktur anzusehen. Der tiefste Bereich im nordwestlichen Untersuchungsgebiet entspricht der Salzabwanderungszone des Kotzen-Friesack-Salzwalles. Die Salzstrukturen von Kleinmachnow-Dreilinden, Viesen-Lehmin und Schönwalde sind dem tektonischen Typ zuzurechnen. Die Salzkissen von Roskow-Ketzin, Berlin-Spandau und Flatow werden indessen als gravitativ getriebene Salinarstrukturen beschrieben (Nomenklatur der Salzstrukturen nach Stackebrandt & Beer, 2010).

5.1.5.3 Geologisches Schichtenmodell

Der südöstliche Ausläufer der Roskow-Ketzin-Struktur ist nach Stackebrandt & Beer (1997) durch einen Kontakt von kreidezeitlichen mit känozoischen Schichten geprägt, wohingegen im vorliegenden Modell direkt unter der erosiven Basis des Känozoikums im Bereich dieser Salzaufstiegszone jurassische Einheiten lagern (Abb. 5.3). Nach Beer & Stackebrandt (2002a, 2002b) sind die Lagerungsverhältnisse innerhalb einiger intensiv halokinetisch und tektonisch geprägten Störungszonen nicht vollständig geklärt. So ist die Tiefenlage der Zechsteinoberfläche im östlichen Bereich der Viesen-Lehmin-Struktur zwischen den Störungen F1 und F2 unbekannt. Daneben existiert für die Liasbasis im Störungssystem zwischen dem Kleinmachnow-Dreilinden-Salzkissen und dem südöstlichen Ausläufer der Roskow-Ketzin-Struktur eine Datenlücke. Diese beiden geologischen Übersichtskarten sind wichtige Referenzhorizonte im strukturgeologischen Modell und haben sich in diesen gestörten Bereichen in Bezug auf die Tiefenlage wechselseitig ergänzt. Das Modell der vorliegenden Arbeit stellt somit einen Erkenntnisgewinn bezüglich der Morphologie der Zechsteinoberfläche und der Liasbasis in den besagten datenlosen Gebieten dar. Die quartäre Ausräumungszone westlich von Ketzin wird als Nauen-Havelländische Rinne (Sonntag & Lippstreu, 2010) oder auch Fredersdorf-Nauener Rinne (Stackebrandt & Beer, 1997) bezeichnet. Die kleinere, östlich von Ketzin gelegene Zone wird Falkensee-Oranienburger-Rinne genannt (Stackebrandt & Beer, 1997). Die Genese dieser subglazialen Rinnenstrukturen wird allgemein als glazihydrmechanischer Prozess angesehen (Sonntag & Lippstreu, 2010 und enthaltene Referenzen; Stackebrandt, 2009).

5.2 Dünnschliffmikroskopische und mikropaläontologische Ergebnisse

Im Folgenden werden die Resultate aus dünn- und dünnschliffmikroskopischen und palynologischen Untersuchungen behandelt. Die Einzelergebnisse aller untersuchten Dünnschliffe und ermittelten mineralischen Komponenten sowie die Auflistung der Mineralbestandteile nach McBride (1963) sind im Anhang IV.II zu finden. Die Klassifizierung der untersuchten Proben nach McBride (1963) ist in Abbildung 5.10 dargestellt. Die Quantifizierung des Quarzgehaltes nach McBride (1963) beinhaltet mono-, poly- und mikro- bzw. kryptokristalline (Hornstein/*Chert*) Quarzkörner. Eine Übersicht aller Dünnschliffe mit den ermittelten petrographischen Charakteristika ist im Anhang IV.I aufgelistet. Die petrographisch untersuchten Proben umfassen Sand- und Siltsteine. Auf eine Analyse der geomechanisch getesteten Pelitgesteine (Grabfeld-, Stuttgart- und Weser-Formation) wurde in dieser Arbeit verzichtet, da eine Identifizierung und Quantifizierung von Tonmineralen sowie eine granulometrische Charakterisierung mittels Polarisationsmikroskopie an Tongesteinen im Allgemeinen nur schwerlich durchzuführen sind (Adams et al., 1986).

5.2.1 Petrographie der Stuttgart-Formation

In den beprobten Bohrkernbereichen sind makroskopisch diverse Sedimentstrukturen, wie trogförmige und planare, mitteldimensionale Schrägschichtung sowie Groß- und Kleinrippel zu beobachten. Die untersuchten Gesteinsproben der Stuttgart-Formation lassen sich grundlegend Rinnensandsteinen und Überflutungsebenensedimenten zuordnen. Es wurden 13 Dünnschliffe von sieben Rinnensandsteinproben und vier Dünnschliffe von zwei Proben der Überflutungsebenensedimente petrographisch analysiert. Diese Lithofaziestypen verfügen über eine vergleichbare mineralogische Zusammensetzung, unterscheiden sich jedoch insbesondere in der Korngröße und dem Gehalt an toniger Matrix. Die detritischen Hauptkomponenten der Sedimente der Stuttgart-Formation stellen Quarz, Feldspäte, Gesteinsbruchstücke und Ton dar (Tab. 5.1). Der Quarzgehalt (mono, poly- und mikrokristallin) beträgt etwa 20-27 Vol.-%. Die Feldspäte sind mit ca. 7-15 Vol.-% vertreten und beinhalten Plagioklase (4-8 Vol.-%) und Kalifeldspäte (2-7 Vol.-%, u.a. Mikroklin) sowie geringe Mengen an perthitischen Bildungen (< 1 Vol.-%). Die Gesteine der Stuttgart-Formation besitzen einen Lithoklastenanteil von etwa 21-32 Vol.-%. Die Gesteinsfragmente umfassen überwiegend pelitische und vulkanische sowie untergeordnet metamorphe (Metapelite und Metapsammite) und psammitische Lithoklasten. Darüber hinaus beinhalten

die Sedimentgesteine akzessorische Minerale, wie Muskovit (1-3 Vol.-%), Biotit (bis zu 1 Vol.-%), Chlorit (bis zu 2 Vol.-%), Schwerminerale und opake Minerale (weniger als 1 Vol.-%). Ein erheblicher Klastenanteil von etwa 5-9 Vol.-% konnte dünnschliffmikroskopisch nicht identifiziert bzw. klassifiziert werden. An Feldspäten sowie an pelitischen und vulkanischen Lithoklasten wurden Alterationserscheinungen in Form von Illitisierung oder Serizitisierung beobachtet (Abb. 5.8d). Die Körner sind überwiegend kantengerundet bis angerundet. In Bereichen ohne nennenswerten Matrixanteil wird die Beschaffenheit des Korngerüstes von Punkt- und Längskontakten dominiert. Authigene Minerale können insbesondere in Form von Anhydrit und Dolomit vorkommen, was dem Gestein ein weißlich-graues Erscheinungsbild verleiht. Des Weiteren sind Eisenoxide sowohl in den Rinnensandsteinen als auch in den Überflutungsebenenablagerungen als Kornsäume, fein verteilt oder lagen- bzw. nestförmig konzentriert (Imprägnationen) nahezu allgegenwärtig vertreten und färben das Gestein bräunlich bis gräulich (Abb. 5.8h). Die untersuchten Sedimentgesteine der Stuttgart-Formation sind moderat sortiert. An stängeligen Lithoklasten, meist Glimmermineralen, ist oftmals eine Gefügeeinregelung des Detritus erkennbar (Abb. 5.8h).

In jeweils einem Dünnschliff der Proben GM-31 (Rinnensandstein) und GM-24 (Überflutungsebenensediment) sind Turbationen in Form von länglichen Gang- bzw. Rissstrukturen erkennbar, welche die Feinschichtung unterbrechen und mit siltig-sandigem Material verfüllt sind (Abb. 5.7).



Abb. 5.7: Sedimentstrukturen in Dünnschliffscans eines Rinnensandsteines (GM-31) und eines siltdominierten Überflutungsebenensedimentes (GM-24).

Neben diesen Merkmalen, welche auf alle Proben der Stuttgart-Formation zutreffen, lassen sich einige markante Unterschiede zwischen Rinnensandsteinen und Überflutungsebenensedimenten feststellen.

5.2.1.1 Rinnensandsteine

Die untersuchten Rinnensandsteine besitzen eine mittlere Korngröße von etwa 110-180 µm und bei geringer Zementierung eine optische Porosität von etwa 15-21 Vol.-% (Abb. 5.8f), was eine intragranulare Porosität bis etwa 1 Vol.-% einschließt. In stark zementierten Proben wurden erheblich geringere Porositätswerte bis maximal 2 Vol.-% festgestellt (Tab. 5.1). Derart intensiv zementierte Abschnitte mit einer Mächtigkeit von ca. 0,5 m bis 1,5 m treten in den Rinnensandsteinen auf und sind zwischen den Bohrungen Ktzi 200, Ktzi 201, Ktzi 202 und Ktzi 203 gut nachverfolgbar. Bohrung Ktzi 202 offenbart dabei eine lithofaziell bedingt leicht abweichende Sandsteinverteilung einschließlich der stärker verfestigten Lagen. Anhydrit (19-27 Vol.-%), Dolomit (2-8 Vol.-%) und Anazim (2-6 Vol.-%) wurden hier als wesentliche authigene Mineralphasen identifiziert (Tab. 5.1, Anhang IV.I), welche häufig poikilitisch ausgebildet sind (Abb. 5.8a) und makroskopisch fleckhaft auftreten können (Abb. 5.8b). Der Dolomit besitzt oft einen hellen Saum (Abb. 5.8a), der vermutlich aus paragenetisch gebildetem Coelestin besteht (Dr. Hans-Jürgen Förster, 12.09.2013, pers. Mitt.). Im Dünnschliff eines intensiv zementierten Sandsteins wurde etwa 1 Vol.-% Quarzzement in Form von syntaxialen Anwachs säumen gefunden. Poröse Proben enthalten einen wesentlich geringeren Gehalt an Zementen (Anhydrit, Eisenoxid, Anazim und Illit) von etwa 3-13 Vol.-%, wobei Illit als Alterationsprodukt besonders in Feldspäten oder als Porenfüllung (Abb. 5.8c) mit einem Gesamtgehalt bis 1-2 Vol.-% auftritt.

Eine Probe des porösen Sandsteins, welcher vier Jahre nach der CO₂-Injektion entnommen wurde, weist vereinzelt und insbesondere an Kalifeldspäten Lösungserscheinungen auf (Abb. 5.8e), was in den Reservoirsandsteinproben der ersten Erkundungsbohrungen des Standortes Ketzin nicht beobachtet wurde.

5.2.1.2 Überflutungsebenensedimente

Die mittlere Korngröße der Siltsteinprobe GM-24 beträgt etwa 50-80 µm und der Sandsteinprobe GM-25 ca. 60-90 µm. Die Sedimente sind oft dünnschichtig aufgebaut (Abb. 5.7) mit zwischengeschalteten, tonig-siltigen Lagen. Für die Sand- und Siltsteinproben wurden Dünnschliffporositäten von ca. 1-2 Vol.-% bestimmt. Die Proben zeichnen sich durch

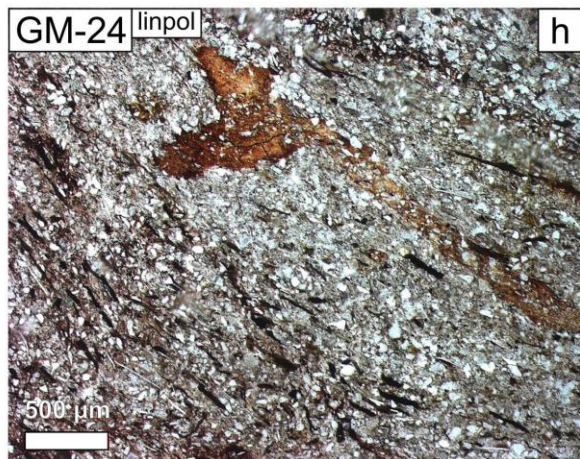
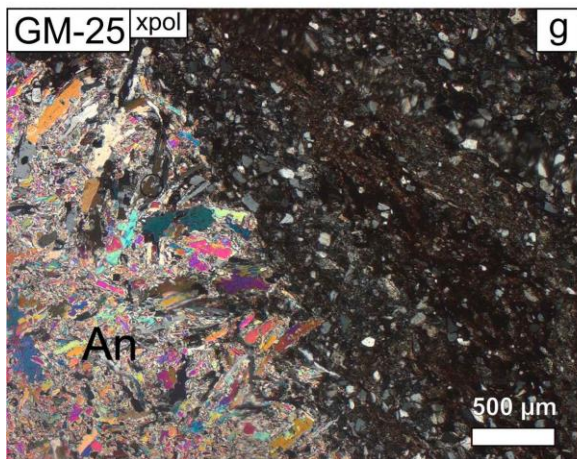
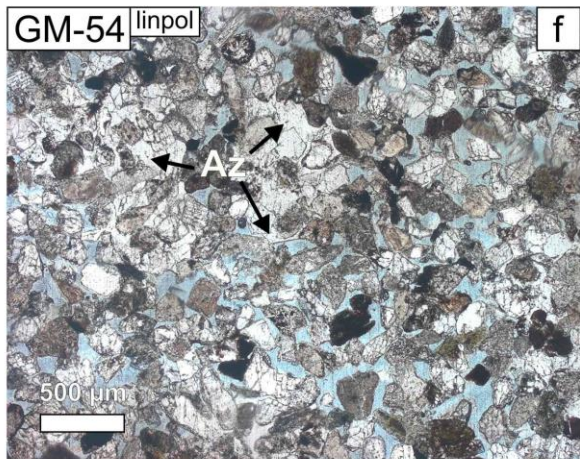
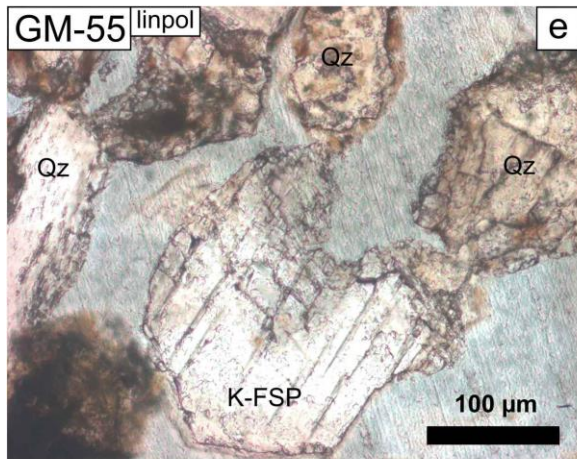
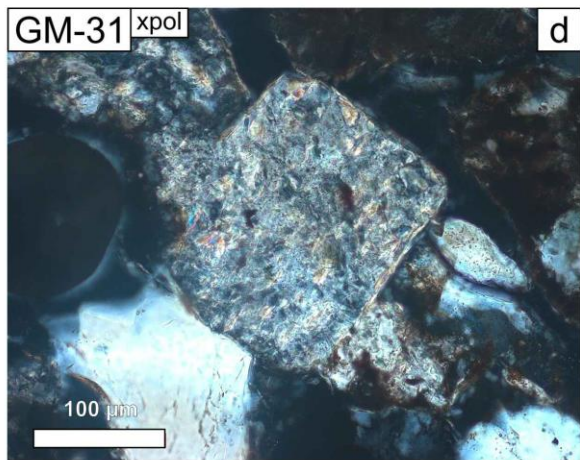
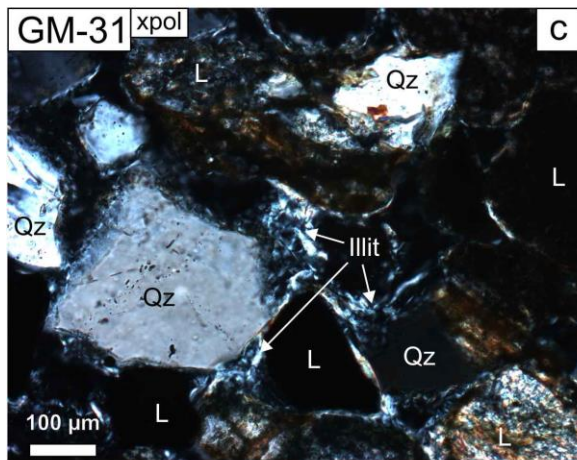
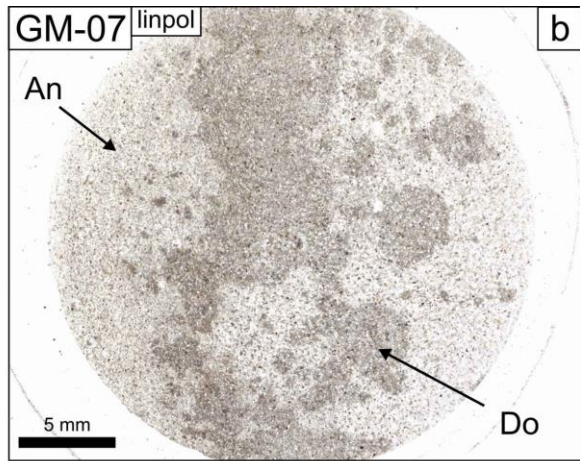
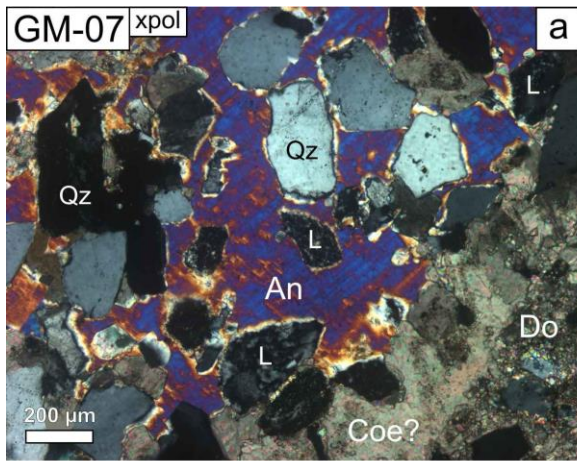


Abb. 5.8: *Mikrophotographien von Dünnschliffen der fluviatilen Sandsteine der Stuttgart-Formation, linear polarisiert (linpol) und mit gekreuzten Polarisatoren (xpol): (a) Sandstein mit Quarz (Qz), Lithoklasten (L) und poikillitischen Zementen aus Anhydrit (An), Dolomit (Do) und vermutlich Coelestin (Coe). (b) Makroskopisch fleckhaft verteilte Zementierung. (c) Maschenwerk aus Illit im Porenraum zwischen Quarzkörnern und Lithoklasten. (d) Annähernd vollständig alterierter, vermutlich serizitisierter/illitisierter Feldspat. (e + f) Reservoirsandstein vier Jahre nach dem Beginn der CO₂-Injektion. (e) Lösungserscheinung an einem Kalifeldspat. (f) Poröser Rinnensandstein mit dunkleren Gesteinsfragmenten und etwas Anzimid (Az). (g + h) Tonreiche Überflutungsebenensedimente. (g) Anhydritknolle (links) in einem Sandstein mit dunkler Tonmatrix. (h) Toniger Siltstein mit eingeregelt, eisenoxidreichen Klasten und eisenoxidhaltige, rötliche Lagen bzw. Nester.*

einen erhöhten Tonmatrixgehalt von ca. 15-26 Vol.-% aus. Authigene Minerale sind mit etwa 4-11 Vol.-% vertreten und umfassen überwiegend Anhydrit und Eisenoxid (Abb. 5.8h) sowie untergeordnet Anzimid und Chlorit (Tab. 5.1, Anhang IV.I). Anhydrit wurde in den Überflutungsebenensedimenten vor allem makroskopisch in Form von knolligen Konkretionen mit Durchmessern von wenigen Millimetern bis mehreren Zentimetern (Abb. 5.8g) oder kluffüllend beobachtet. In Probe GM-24 sind kleinskalige Faltenstrukturen zu erkennen (siehe Anhang III).

5.2.2 Petrographie der Exter-Formation

Es wurden insgesamt vier Dünnschliffe untersucht, die von vier Proben aus zwei jeweils 4-6 m mächtigen Sandsteinschichten aus dem unteren (GM-41 und GM-42) und mittleren (GM-38 und GM-39) Bereich der Gesteine der Exter-Formation stammen. Diese Sandsteinpakete werden durch eine etwa 20 m mächtige, überwiegend tonig-mergelige Schichtenfolge voneinander getrennt.

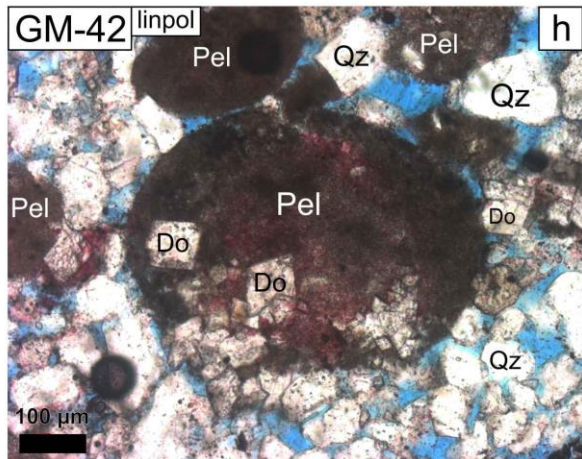
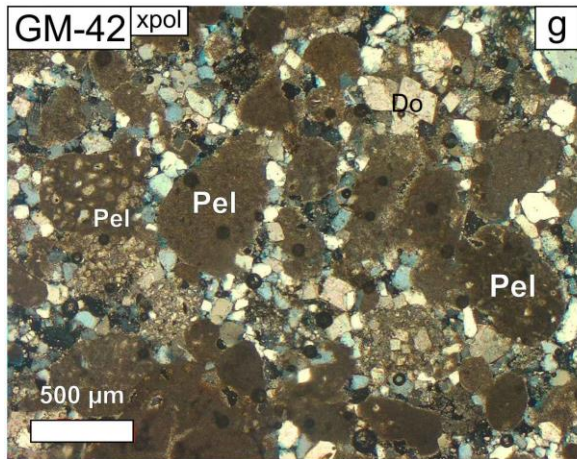
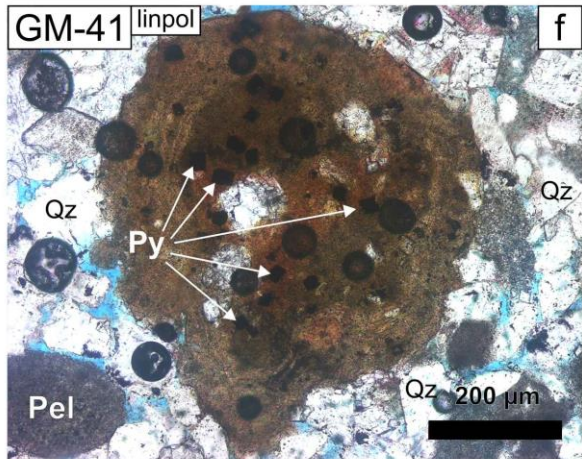
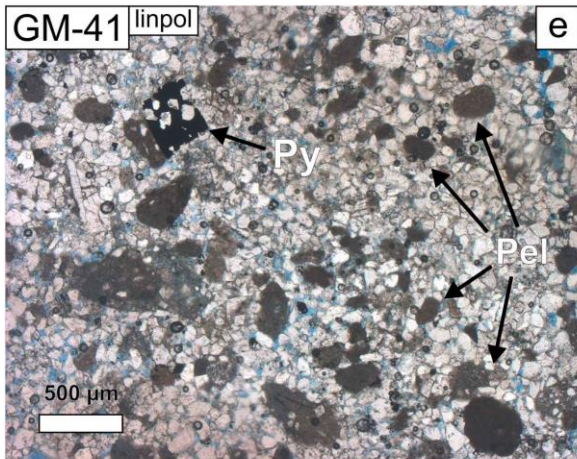
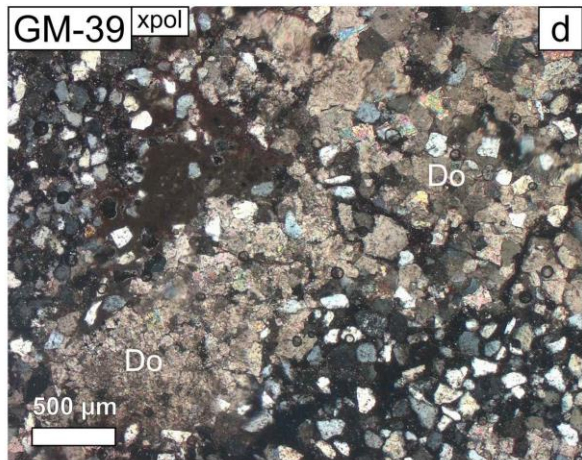
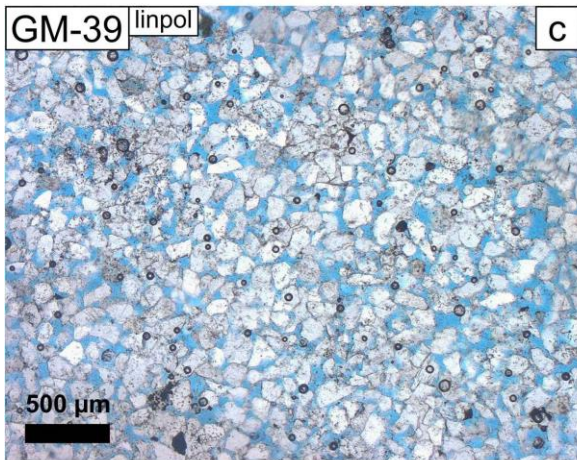
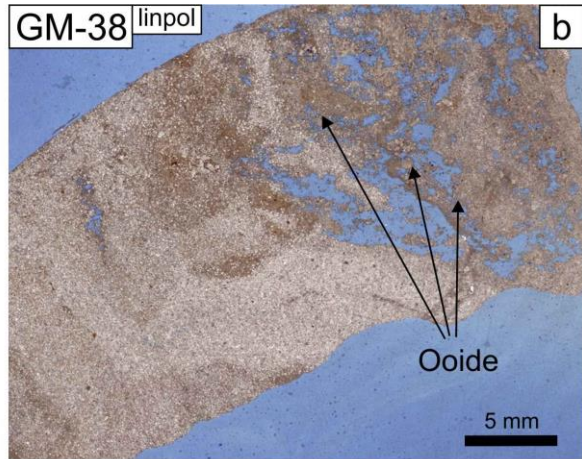
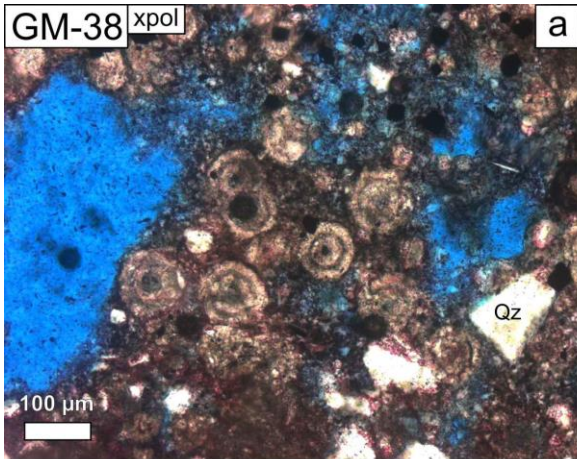
5.2.2.1 Unterer Sandstein

Die Proben des unteren Sandsteinpakets enthalten Quarzklasten (32-50 Vol.-%), karbonatische Intraecken-Lithoklasten (etwa 23-30 Vol.-%) und etwa 1-2 Vol.-% Feldspäte. Die Intraecken treten in Form von bräunlichen, mikritischen Peloiden auf, welche sich überwiegend aus Dolomit und Kalzit zusammensetzen (Abb. 5.9e, 5.9f, 5.9h). Intern können diese sowohl strukturlos, als auch gelegentlich zonar mit einem kalzitischem Nukleus auftreten oder enthalten eine variable Anzahl an siltigen Quarzkörnern. Neben den rundlichen Peloiden beinhaltet Probe GM-41 einige bräunlich-gelbliche, unregelmäßiger geformte Klasten mit schalenförmigem Aufbau (Abb. 5.9f). Die Peloiden sind meist gut bis sehr gut gerundeten und durch eine sehr heterogene Korngrößenverteilung (ca. 20-1900 µm) geprägt.

In peloidreichen Zonen kann dies eine mäßige bis schlechte Sortierung zur Folge haben (Abb. 5.9e, 5.9g). Die Ränder einiger größerer Peloiden können durch eingedrückte Quarzkörner deformiert sein. Die mittlere Korngröße der Quarze beträgt etwa 100-140 µm (Tab. 5.1). Die Quarzkörner sind eckig bis abgerundet und überwiegend durch Punkt- und Längskontakte miteinander verbunden. Im unteren Sandstein wurde eine Dünnschliffporosität von 8-13 Vol.-% verzeichnet. Die Sandsteine zeigen allgemein kaum intragranulare Porosität. In der unteren Sandsteinschicht sind authigene Karbonatzemente (6-26 Vol.-%), überwiegend aus Dolomit bestehend, und Pyrit (bis ca. 1 Vol.-%) insbesondere im Umfeld und innerhalb der Peloiden vertreten. Dabei ist der Dolomit oftmals in typischer Rhomboederform ausgebildet (Abb. 5.9g, 5.9h). Innerhalb der intergranularen Pyritkristalle können detritische, siltige Quarzkörner eingeschlossen sein

5.2.2.2 Oberer Sandstein

Der Quarzgehalt ist mit etwa 28-59 Vol.-% mit dem der unteren Sandsteine vergleichbar (Tab. 5.1). Die oberen Sandsteine besitzen dagegen einen wesentlich geringeren Gehalt an Karbonatklasten (2-4 Vol.-%), welches in Probe GM-38 in Form von Ooiden nachgewiesen wurde. In dieser Probe ist zudem eine karbonatische Matrix mit einem Anteil von ca. 28 Vol.-% zu beobachten. Probe GM-39 zeichnet sich durch einen etwas höheren Feldspatgehalt von ca. 10 Vol.-% aus. Die Quarze verfügen über eine mittlere Korngröße von ca. 100-130 µm und sind, ähnlich wie im oberen Sandstein, eckig bis abgerundet und überwiegend durch Punkt- und Längskontakte miteinander verbunden. Die Ooide weisen eine Korngröße von etwa 50-100 µm auf und sind unregelmäßig verteilt. Karbonatische Zemente treten vor allem in Form von sparitisch und mikritisch ausgebildetem Dolomit mit Gehalten von 6-26 Vol.-% auf (Tab. 5.1). Ein fleckhaft bzw. unregelmäßig verteilter Porenraum (ca. 10 Vol.-%) mit Großporen (Porendurchmesser > 1 mm) ist im unmittelbaren Umfeld der Ooide vorhanden (Abb. 5.9a, 5.9b). In den Abbildungen 5.9c und 5.9d der Probe GM-39 ist die zementationsbedingt unregelmäßig verteilte, aber generell recht hohe optische Porosität von etwa 22 Vol.-% zu sehen. Der obere Sandstein ist generell durch eine moderate bis gute Sortierung geprägt.



5.2 Ergebnisse und Diskussion – Petrographie und Palynologie

Abb. 5.9: Mikrophotographien der flachmarinen Sandsteine der Exter-Formation, linear polarisiert (linpol) und mit gekreuzten Polarisatoren (xpol). **Oberer Sandstein:** (a) Ooide im Umfeld von (b) unregelmäßig verteilten Großporen. (c) Überwiegend aus Quarz bestehender, poröser Sandstein und (d) dolomitisch (Do) zementierter Bereich derselben Probe. **Unterer Sandstein:** (e) Peloid führender (Pel) Sandstein mit idiomorphem, poikillitischem Pyritkristall (Py). (f) Konzentrisch aufgebauter, mikritischer Karbonatklast mit internen, idiomorphen Pyritkristallen neben Peloiden und Quarzkörnern (Qz). (g) Sandstein, teilweise stark Peloid führend und mit (h) kalzitischen (rosa), teilweise dolomitisierten Peloiden.

Tab. 5.1: Zusammenfassung der petrographischen Eigenschaften (Modalbestand und optische Porosität in Vol.-%) von geomechanisch getesteten Silt- und Sandsteinen (siehe Anhang IV.I). Die Lithologie ist farblich gekennzeichnet (orange: Sandstein, grün: Siltstein).

Stratigr.	Fazies	Probe	Q	Kf	Pl	L inkl. KI	Gl	Authigene Minerale (Zemente)					Matrix		Poro	Ø Korn- größe [µm]
								Anh	Do	Kal	Fe-Ox	Ana	Ton	Kar		
Exter-Fm.	flachmarin	GM-38	28	< 1	1	4	< 1	0	26	0	< 1	0	0	28	10	110-130
		GM-39	59	5	5	2	0	0	6	< 1	0	0	0	0	22	100-120
		GM-41	32	< 1	2	30	0	0	22	< 1	0	0	0	0	13	110-130
		GM-42	50	1	1	23	0	0	8	2	0	0	0	0	8	100-140
Stuttgart-Fm.	Flussrinne	GM-07	26	4	5	21	3	19	8	0	< 1	5	0	0	1	110-160
		GM-29	25	5	7	26	1	19	2	0	2	0	4	0	1	80-110
		GM-31 ¹	20	7	7	29	2	1	0	0	1	2	1	0	17	60-180
		GM-32 ¹	21	6	6	32	3	< 1	0	0	1	0	0	0	18	120-140
		GM-53	27	6	6	22	1	27	< 1	0	< 1	0	0	0	1	120-150
		GM-54 ²	24	7	8	21	1	8	0	0	3	2	0	0	18	130-160
		GM-55 ²	26	5	6	25	1	3	0	0	< 1	0	0	0	21	190-220
	Üb.	GM-24	26	3	4	23	3	1	0	0	3	0	26	0	1	50-80
	GM-25	27	2	8	24	3	6	0	0	4	1	15	0	1	70-90	

Stratigr.: Stratigraphie, Fm.: Formation, Üb.: Überflutungsebene, Q: Quarz (mono-, poly- & mikrokristallin), Kf: Kalifeldspat, Pl: Plagioklas, Gl: Glimmer, L inkl. KI: Lithoklasten inklusive karbonatische Intrabecken-Lithoklasten, Anh: Anhydrit, Do: Dolomit, Kalz: Kalzit, Fe-Ox: Eisenoxid, Ana: Analzim, Kar: Karbonat, Poro: optische Porosität, ¹ poröser Reservoirsandstein vor CO₂-Injektion, ² potentiell CO₂-beeinflusster Reservoirsandstein.

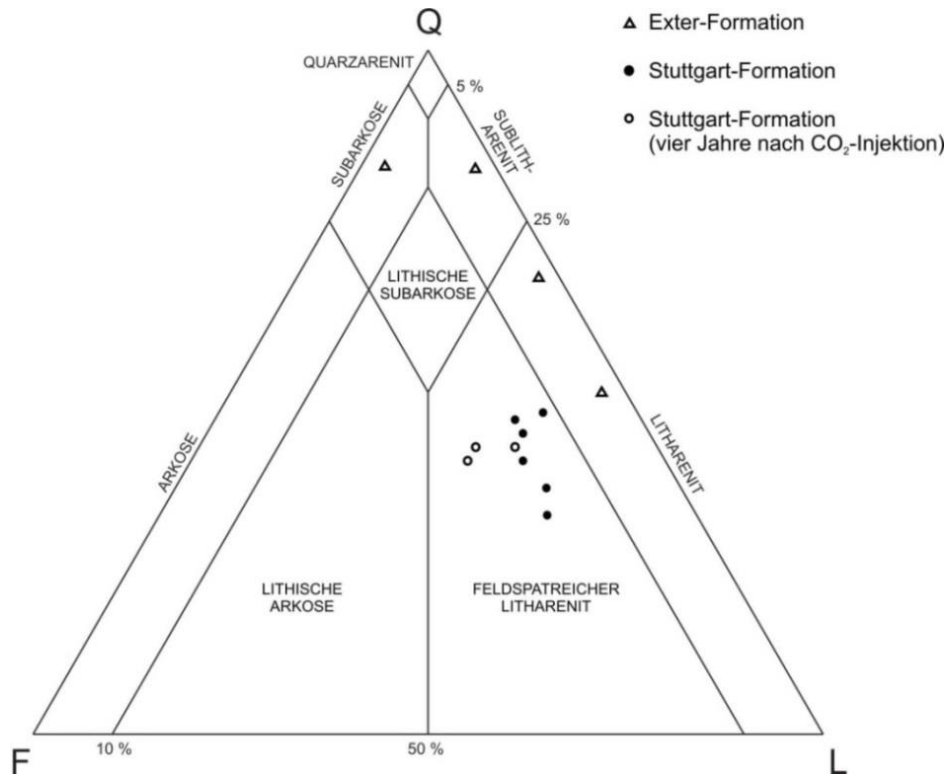


Abb. 5.10: Klassifikation der Sedimente der Stuttgart-Formation (vor und vier Jahre nach Beginn der CO₂-Injektion) und der Exter-Formation nach McBride (1963). Die Klassifizierung berücksichtigt den Gehalt an Quarz (Q: mono-, poly- und mikro-bzw. kryptokristallin), Feldspäte (F) und Lithoklasten (L).

5.2.3 Palynologische Analyse der Unteren Exter-Formation

Die sechs untersuchten Proben aus der unteren Hälfte der Exter-Formation (Bohrung P300) weisen kaum verwertbare Palynomorphen auf. Die angefertigten Streupräparate beinhalten fast ausschließlich opake Minerale, idiomorphe Pyrite und andere Schwerminerale (Abb. 5.11). Lediglich Probe GM-44 enthielt zwei *bisaccate* Pollen, eine Spore (*Deltoidospora* sp.), eine Alge (*Botryococcus* sp.) sowie eine bruchstückhafte Dinoflagellatenzyste.

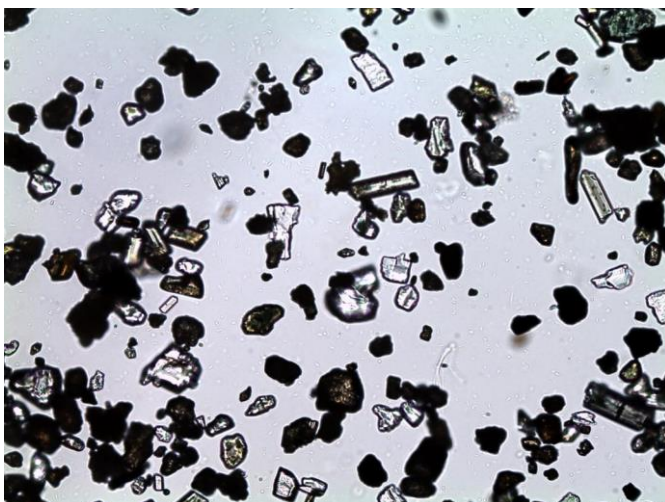


Abb. 5.11: Exemplarische Übersicht der Rückstände einer Probe der Exter-Formation nach palynologischer Aufbereitung. Zu sehen sind opake Minerale und Schwerminerale. Es wurden keine biostratigraphisch, relevanten Marker gefunden. Darstellung ca. 200-fach vergrößert.

5.2.4 Diskussion

5.2.4.1 Stuttgart-Formation

Die untersuchten Gesteine werden nach McBride (1963) als feldspatreiche Litharenite klassifiziert (Abb. 5.10). Diese Rinnen- und Überflutungsebenensedimente der Stuttgart-Formation sind überwiegend schwach bis moderat verfestigt, weisen jedoch lagenweise eine starke Zementierung auf. Vornehmlich Anhydrit, Dolomit und teilweise Anlazim treten in diesen Sedimentlagen gehäuft auf, welche nach Füchtbauer (1966, 1974) aufgrund der Anreicherung durch Eindampfung ein Indikator für aride Klimaverhältnisse sind. Zudem betonen die genannten vorherrschenden Zementminerale den maßgeblichen Einfluss des Ablagerungsmilieus für die Diagenese der Sandsteine (Füchtbauer, 1966). Nach Shukla et al. (2010) kam es in der klimatisch humidem Stuttgart-Formation zu jahreszeitlichen Trockenphasen. Die intensiven, poikilitischen Zementierungen innerhalb des Reservoirsandsteines sind wahrscheinlich als synsedimentäre bzw. frühdiagenetische Fällungsprodukte in der phreatischen Zone (Tucker, 1996) infolge dieser Trockenzeiten anzusehen und verdeutlichen deren saisonalen Charakter. Bei den beobachteten eisenoxidischen Mineralphasen handelt es sich nach Förster et al. (2010) um Hämatit, welcher ebenfalls frühdiagenetisch entstanden ist oder aus Böden eingetragen wurde.

Die Gesteine der Stuttgart-Formation besitzen eine unreife Zusammensetzung (teilweise hoher Tongehalt, geringer Rundungsgrad, reich an Gesteinsfragmenten), was einen geringen Aufarbeitungsgrad aufgrund eines raschen Transportes bzw. nahegelegenen Liefergebietes indiziert (Folk, 1974). Der hohe Tongehalt in den untersuchten Proben GM-24 und GM-25 deutet zudem auf eine Abnahme der Fließenergie hin, wie es für Überflutungsebenen im Umfeld mäandrierender Flussläufe typisch ist (Doyle & Sweet, 1995; Selley, 2000; Miall, 2014). Die gemeinsame Ablagerung von Bodenfracht und Suspensionsfracht bzw. sandigen und pelitischen Kornfraktionen geschieht üblicherweise abseits der Hauptrinne im Überflutungsbereich (*crevasse splay*) hinter dem Flussuferdamm (*Levee*) (Miall, 2014; siehe auch Kapitel 2.1.5.2). Bei diesen Proben handelt es sich entsprechend der Korngrößenklassifizierung nach DIN EN ISO 14688 um einen feinsandigen Siltstein bzw. einen siltigen Feinsandstein. Die übrigen Proben der Stuttgart-Formation werden anhand ihrer mittleren Korngrößen als Fein- bis Mittelsandsteine klassifiziert. Diese Korngrößenverteilung und die in den Bohrkernen beobachteten Schichtungsmuster in den Sandsteinen lassen auf eine aquatische Ablagerung im unteren Strömungsregime mit Fließgeschwindigkeiten von etwa 0,2-0,6 m/s schließen (Simons et al., 1965; Stow, 2005). Die beobachtete Gefügeeinregelung

unterstreicht den fluviatilen Charakter der Sedimentgesteine. Nach Norden & Frykman (2013) befindet sich die Region des Standortes Ketzin in einem rinnendominierten Bereich eines fluviatilen Systems (siehe Kapitel 2.1.5).

Aufgrund mangelnder Aufschlussverhältnisse sind petrographische Studien zu den Gesteinen der Stuttgart-Formation im NEDB rar (siehe auch Kapitel 2.2). Eine erste umfassende mineralogisch-geologische Reservoircharakterisierung der Stuttgart-Formation für den Standort Ketzin wurde von Förster et al. (2010) vorgenommen. Mittels polarisationsmikroskopischer Verfahren und weiterer physikalischer Verfahren, wie Röntgendiffraktometrie und Mikrosondenanalytik wurden granulometrische und mineralogische Sedimenteigenschaften bezüglich des detritischen und authigenen Mineralbestandes, des Modalbestandes, der Textur, der Porosität und der geochemischen Ausprägung ermittelt. Die petrographische Untersuchung der vorliegenden Arbeit bestätigt im Wesentlichen die Resultate von Förster et al. (2010), welche das Reservoirgestein als moderat bis gut sortiertes, feinkörniges, unreifes Sediment fluviatilen Ursprungs innerhalb eines heterogen aufgebauten Systems beschreiben. Ferner wurden in der Studie von 2010 geringe Gehalte an authigen gebildeten Feldspat (0-1,3 Vol.-%) und Halit (0-3 Vol.-%) sowie ein deutlich höherer Anteil an detritischem Plagioklas von 11,3-18,0 Vol.-% ermittelt. Der Grund für die mit 5-8 Vol.-% unterrepräsentierten Plagioklase in der vorliegenden Studie ist wahrscheinlich die geringe Korngröße. Von einem beträchtlichen Anteil der Plagioklaskörner liegt diese unterhalb der Breite der Zwillingslamellen, welche ein entscheidendes Erkennungsmerkmal im Dünnschliff darstellen. Dies verhindert eine dünnschliffmikroskopische Identifizierung der Plagioklase als solche (Dr. Robert Schöner, 14.11.2012, pers. Mitt.). Der Halit wird als Resultat der Evaporation des Formationsfluids nach der Kernentnahme und der Probenpräparation angesehen (Förster, et al. 2010; Fischer et al., 2013). Mit optischer Mikroskopie nur schwer oder nicht klassifizierbare Lithoklasten wurden durch Förster et al. (2010) mit einem Gehalt von 2,3-9,3 Vol.-% angegeben und in chemischen Analysen als stark alterierte, illitische und chloritische Körner, oxidierte Klasten und sehr feinkörnige Lithoklasten beschrieben, welche vermutlich feinkörnige (meta-)sedimentäre oder vulkanische Klasten, eventuell auch stark alterierte Feldspäte repräsentieren. In der vorliegenden Studie besitzen diese nicht näher klassifizierten, vermutlich vergleichbaren Lithoklasten einen Anteil von 5-9 Vol.-%. Des Weiteren wurden in der früheren Studie akzessorische Schwermineralen, wie Zirkon, Fluorapatit, Monazit, Turmalin, Granat, Chalkopyrit und weitere Eisen-Titan-Mineralen identifiziert. Förster et al. (2010) beschreiben für die Überflutungsebenen-Sedimente einen wesentlich geringeren Gehalt an detritischer Tonmatrix bis 3 Vol.-%, im Vergleich zur

vorliegenden Studie mit Werten bis 15-26 Vol.-% (Tab. 5.1). Wahrscheinlich sind diese unterschiedlichen Ergebnisse der natürlichen Heterogenität der Sedimentzusammensetzung in diesem fluviatilen System geschuldet. Die in den Gesteinen der Stuttgart-Formation beobachteten Chloritkörner werden von Füchtbauer (1974) als ein Umwandlungsprodukt von Biotit beschrieben, welcher sich wiederum aus Glaukonit bildete.

Mit Hilfe der *Pulsed-Neutron-Gamma*-Methode (PNG) haben Baumann et al. (2014) die CO₂-Sättigung im Reservoir am Standort Ketzin in repetitiven Messungen über die Projektlaufzeit ermittelt. Die Ergebnisse indizieren die Anwesenheit von CO₂ in der Injektionsbohrung Ktzi 201 bis in 650 m Tiefe. Die Auswertung seismischer Messungen und Ergebnisse aus dynamischen Fluidfluss-Simulationen durch Ivanova et al. (2013) bestätigen diese CO₂-Ausbreitung. Kempka & Kühn (2013) beschreiben anhand von dynamischen Simulationen auf der Grundlage umfangreicher Überwachungsmessungen des CO₂-Speichers (interpretierte 3D-Seismikdaten, elektrische Widerstandstomographie und Bohrlochmessungen) eine vertikale Ausbreitung der CO₂-Fahne bis in eine Tiefe von etwa 658 m an der Injektionsbohrung Ktzi 201. Die porösen Reservoirsandsteinproben GM-54, GM-55 und MLU-11 aus der 25 m entfernten Bohrung Ktzi 203 befinden sich demnach im Einflussbereich des injizierten Kohlenstoffdioxids. Die übrigen Proben aus dieser Bohrung sind aufgrund von geringen Porositäten (hervorgehend aus Dünnschliffanalysen bzw. lithologischen Beschreibungen) wahrscheinlich nicht mit CO₂ in Kontakt geraten oder stammen aus einer noch größeren Tiefe, unterhalb der CO₂-Fahne. Die vereinzelt Lösungerscheinungen an Feldspäten in den porösen Sandsteinproben GM-54 und GM-55 beeinflussen die Porosität unwesentlich und sind mit Beobachtungen von Bock et al. (2013) vereinbar, welche ebenfalls die Reservoirsandsteine des Standortes Ketzin petrographisch untersuchte und keine wesentlichen mineralogischen und granulometrischen Veränderungen feststellte. Die in der vorliegenden Arbeit erzielten Ergebnisse sind darüber hinaus mit den Resultaten von Fischer et al. (2011, 2013) und Marbler et al. (2012) vergleichbar. In diesen Studien wurden Reservoirsandsteine der Stuttgart-Formation des Standortes Ketzin bzw. Sandsteine des Buntsandsteins in Hochdruckzellen unter kontrollierten In-situ-Bedingungen (T = 40°C und P_f = 5,5 MPa bzw. T = 100°C und P_f = 10 MPa) einem CO₂-angereichertem künstlichen Formationsfluid ausgesetzt. Die in der vorliegenden Studie beobachteten Phänomene der Feldspatlösung können daher potentiell als eine Folge der CO₂-Injektion angesehen werden. Nach Kempka et al. (2014b) der Effekt von Mineralalterationen erst bei Langzeit-betrachtungen (hunderte Jahre und mehr) für die Reservoir- und Deckgebirgsintegrität von Bedeutung.

Die in Probe GM-31 beobachtete Turbation (Abb. 5.7) wird als Spurenfossil bzw. Bioturbation interpretiert. Es handelt sich wahrscheinlich um eine Weidespur bzw. einen Grabgang eines im Sediment lebenden Organismus (Reineck & Singh, 1975). Die unregelmäßige bzw. gezackte Turbation in Probe GM-24 ist möglicherweise als Trockenriss (Hydroturbation) zu deuten. Diese Schrumpfungsrisse sind typisch für tonreiche Sedimente, in denen die Tonminerale durch Wasserabgabe an Volumen verlieren (van Loon, 2009) und sind mit den besagten saisonalen Trockenzeiten in der zweiten Hälfte der Stuttgart-Formation (Shukla et al., 2010) vereinbar.

5.2.4.2 Exter-Formation

Nach McBride (1963) werden die Gesteine der Exter-Formation als Subarkose, Sublitharenit (oberer Sandstein) und Litharenite (unterer Sandstein) klassifiziert. Anhand der Korngrößenverteilung in den Dünnschliffen lassen sich die Proben nach DIN EN ISO 14688 als Feinsandsteine einordnen. Im unteren Sandstein kommt aufgrund der heterogenen Peloidgröße ein Grobsandanteil hinzu. Die mature Zusammensetzung der untersuchten Sandsteine (kein detritischer Ton, hoher Quarzgehalt bzw. kaum andere Extrabecken-Lithoklasten) der Exter-Formation weist auf einen hohen Aufarbeitungsgrad infolge eines distalen Liefergebietes (Folk, 1974). Vermutlich ist ein Teil des karbonatischen Zementes als rekristallisierte Matrix anzusprechen. Unterschiedliche Ursachen können zur Entstehung der beschriebenen Peloiden aus der Unteren Exter-Formation geführt haben. Biogene Peloiden werden als Resultat von Verdauungsprozessen makroskopischer Organismen oder von Karbonatfällung unter bakterieller Beteiligung beschrieben (Chafetz, 1986; Boggs, 2009). Fäkalpellets sind dabei typisch für Karbonatschlamm-sedimente und Ablagerungen im Bereich der Deltafront (Stanley & Pimmel, 1989; Boggs, 2009). Jedoch weisen Fäkalpellets meist eine gleichförmige Größe und gute Sortierung auf (Boggs, 2009), wohingegen die Peloiden im Sandstein der Exter-Formation eine sehr heterogene Korngrößenverteilung besitzen. Innerhalb und in der Umgebung dieser Peloiden wurde idiomorph geformter, authigener Pyrit beobachtet, welcher mit der Zersetzung von organischem Material durch sulfatreduzierende Bakterien assoziiert werden kann (Berner, 1982; Gluyas, 1984). Eine biogene Bildung der beobachteten Peloiden wird daher als möglich angesehen. Meist werden Peloiden jedoch als Bestandteile von Karbonatsedimenten beschrieben. Ruppel & Loucks (2011) haben dolomitisierte Peloiden in subtidal abgelagerten Quarzsanden in einem Karbonatplattformssystem während eines Meeresspiegeltiefstandes beschrieben, was in der optischen Erscheinungsform im Dünnschliff dem hier beschriebenen Sandstein stark ähnelt. Die beobachteten Peloiden könnten daher das

Resultat einer Resedimentierung von karbonatischen Ablagerungen darstellen. Die Ooide, welche in Probe GM-38 beobachtet wurden, indizieren ebenfalls eine Bildung unter flachmarinen Bedingungen (Bathurst, 1971, 1974). Anhand des Schichtenverzeichnisses der Tiefbohrung P 13/73 (siehe Kapitel 3.1) werden sowohl der untere als auch der obere Sandstein der Unteren Exter-Formation bzw. dem Unterrhät zugeordnet und entsprechen somit dem Postera-Sandstein. Der lithostratigraphische Gliederungsversuch des Lias-Rhät-Komplexes in dieser Bohrung wird jedoch im Bohrungsbericht als problematisch beschrieben und ist wiederum an die Ergebnisse der Tiefbohrung Groß Ziethen 1/73 angelehnt. Die beobachteten petrographisch-faziellen Gesteinscharakteristika und die vorliegenden Daten (Appel, 1981; Franz & Wolfgramm, 2008; Barth et al., 2012; Fischer et al., 2011, 2013; Barth et al., 2013) indizieren, dass sich das Ablagerungsmilieu am Standort Ketzin während der Unteren Exter-Formation wahrscheinlich im Verzahnungsbereich von epikontinentalen, flachmarinen Ablagerungen bzw. Playasedimenten und siliziklastischem Sedimenteintrag aus Flüssen oder Schwemmfächern befindet. Im angrenzenden nördlichen Teilbereich des NEDB wird der Postera-Sandstein der Unteren Exter-Formation von Franz & Wolfgramm (2008) faziell einem terminalen fluvialen Schwemmfächersystem aus alternierenden Rinnensandsteinen und pedogen überprägten Playasedimenten zugeordnet.

Keine der beobachteten palynologischen Formen ist von biostratigraphischer Bedeutung. Die Dinoflagellatenzyste stammt vermutlich aus dem höheren Jura und wird als Verunreinigung angesehen. Die planktonische Grünalge *Botryococcus* ist vom Ordovizium bis in die Gegenwart zu finden (Martin-Closas, 2003). Rezent wurde diese sowohl in nährstoffarmen wie auch nährstoffreichen Süß-, Brack- und Salzwasservorkommen (Teiche, dauerhafte und ephemere Seen, Reservoirs) weltweit nachgewiesen. Fossile Spuren lassen sich in Shungit (Algenkohle), Braunkohle und Ölschiefer finden (Aaronson et al., 1983; Metzger & Largeau, 1999; Taylor et al., 2009 und enthaltene Referenzen). *Botryococcus* ist folglich im terrestrischen Stillwassermilieu anzusiedeln. Die Farnspore *Deltoidospora* wird ebenfalls mit kohlebildenden Ablagerungen und Sumpflandschaften assoziiert. Die gefundenen Pollen werden Koniferengewächsen zugeordnet und sind in Ablagerungen von karbonischen bis rezenten Alters anzutreffen (Drive, 1962). In Anbetracht der geringen Anzahl an Palynomorphen und den für diese Formen beschriebenen Ökosysteme sowie des weitreichenden biostratigraphischen Spektrums sind die beobachteten Exemplare vermutlich als synsedimentärer Eintrag oder Verunreinigung durch den Bohrungsprozess anzusehen. Die stratigraphische Grenzziehung und vorgenommene Untergliederung der Exter-Formation wurde anhand von lithologischen Merkmalen vorgenommen und kann allenfalls als eine

Abschätzung angesehen werden. Die untersuchten rhätischen Ablagerungen sind überraschend arm an Palynomorphen (Heunisch, C., 06.11.2014, pers. Mitt.) und sollten in weiterführenden mikropaläontologischen Analysen an zusätzlichem Gesteinsmaterial untersucht werden, um eine genaue biostratigraphische Einordnung zu ermöglichen.

Grundsätzlich ist für die Anfertigung von Dünnschliffen hinreichendes Probenmaterial nötig. Falls keine Bohrkernkerne zur Verfügung stehen, sollte in zukünftigen Studien die Verwendbarkeit von Analogaufschlussmaterial oder Bohrklein geprüft werden.

5.3 Geomechanische Testergebnisse

Im folgenden Abschnitt werden die Durchschnittswerte der geomechanischen Versuchsergebnisse aus triaxialen, uniaxialen und Brazilian-Tests abgehandelt. Uniaxiale und Brazilian-Tests wurden dabei nur an GM-Proben durchgeführt. Eine vollständige Auflistung aller Einzeltestergebnisse sowie der Mittelwerte mit Standardabweichungen befindet sich im Anhang V.

5.3.1 Kohäsion und Winkel der inneren Reibung

Der Reibungswinkel und die Kohäsion wurden anhand der Konstruktion des Bruchkriteriums nach Mohr-Coulomb für die GM- und die MLU-Proben ermittelt (Abb. 5.12, siehe Anhang V.III). Da bei den MLU-Proben ein Porenfluiddruck angewendet und gemessen wurde bzw. die Untersuchung unter gesättigten und undrainierten Bedingungen stattfand, sind die angegebenen Ergebnisse als Effektivwerte ausgegeben (siehe Anhang V.IIIb).

Weser-Formation

Es wurden zwei Tonsiltsteine (MLU-14 und MLU-16) der Weser-Formation aus der Bohrung Ktzi 203 triaxial getestet, woraus Effektivwerte des Reibungswinkels von 8,2-16,6° und der Kohäsion von 7,4-10,0 MPa resultieren (Abb. 5.13).

Stuttgart-Formation

Für stark verfestigte GM-Sandsteinproben wurden Reibungswinkel von 30,0-37,0° und Kohäsionswerte von 29,0-49,4 MPa ermittelt (Abb. 5.13). Poröser Reservoirsandstein besitzt vor dem CO₂-Speicherbetrieb Reibungswinkel von 4,1-4,4° und Kohäsionswerte von

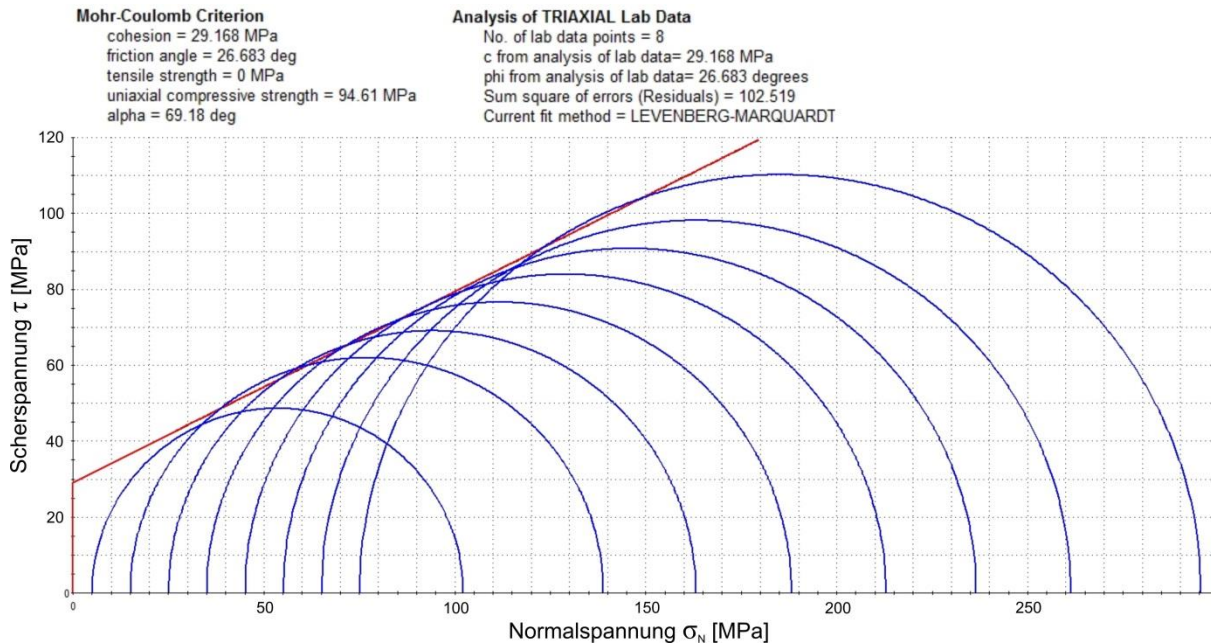


Abb. 5.12: Graphische Auswertung eines Triaxialtests im Mohr-Diagramm, beispielhaft anhand der Sandsteinprobe GM-38-3 der Exter-Formation (ohne Porenfluidruck).

19,3-20,9 MPa. Die Analogprobe GM-55 aus der Bohrung Ktzi 203 zeigt nach der CO₂-Injektion vergleichbare Werte von 4,3° und 18,8 MPa.

An der Triaxialanlage der Martin-Luther-Universität Halle können sowohl Innen- als auch Außendruckmessungen vorgenommen werden (siehe Anhang V.IIIb). Die hier beschriebenen Effektivwerte der Kohäsion und des Reibungswinkels wurden für alle MLU-Proben auf Grundlage der Außendruckmessung bestimmt, wobei generell nicht zwischen Proben vor und nach dem Beginn der CO₂-Speicherung unterschieden wird, da ausschließlich Sandsteinprobe MLU-11 eine geeignete Teufenlage und Lithologie aufweist, um potentiell von CO₂ durchflutet worden zu sein. Die Tonsiltsteine der MLU-Proben besitzen effektive Reibungswinkel von 3,8-23,7° und effektive Kohäsionswerte von 7,0-16,6 MPa (Abb. 5.13). Das Testergebnis der Probe MLU-2 wird in der weiteren Analyse außer Acht gelassen, da der ermittelte Reibungswinkel von 0,1° nicht reproduzierbar war und als unwahrscheinlich niedrig erscheint. Die effektiven Bruchparameter der getesteten Siltsteine zeigen ähnliche Werte von 4,0-21,8° und 6,6-11,0 MPa. Der poröse und der stark zementierte Rinnensandstein aus der Bohrung Ktzi 203 verfügt über effektive Reibungswinkel von 10,0° bzw. 22,5° und effektive Kohäsionswerte von 9,5 MPa bzw. 25 MPa. Die Werte der effektiven Bruchparameter, insbesondere des Reibungswinkels, zeigen für die verschiedenen Lithologien eine vergleichbare Bandbreite. Lediglich die stark zementierte Probe MLU-15 hebt sich durch einen erhöhten Kohäsionswert hervor (Abb. 5.13).

Exter-Formation

Die karbonatisch gebundenen Sandsteine der Exter-Formation besitzen Reibungswinkel von 23,0-31,7° und Kohäsionswerte von 17,4-28,5 MPa (Abb. 5.13).

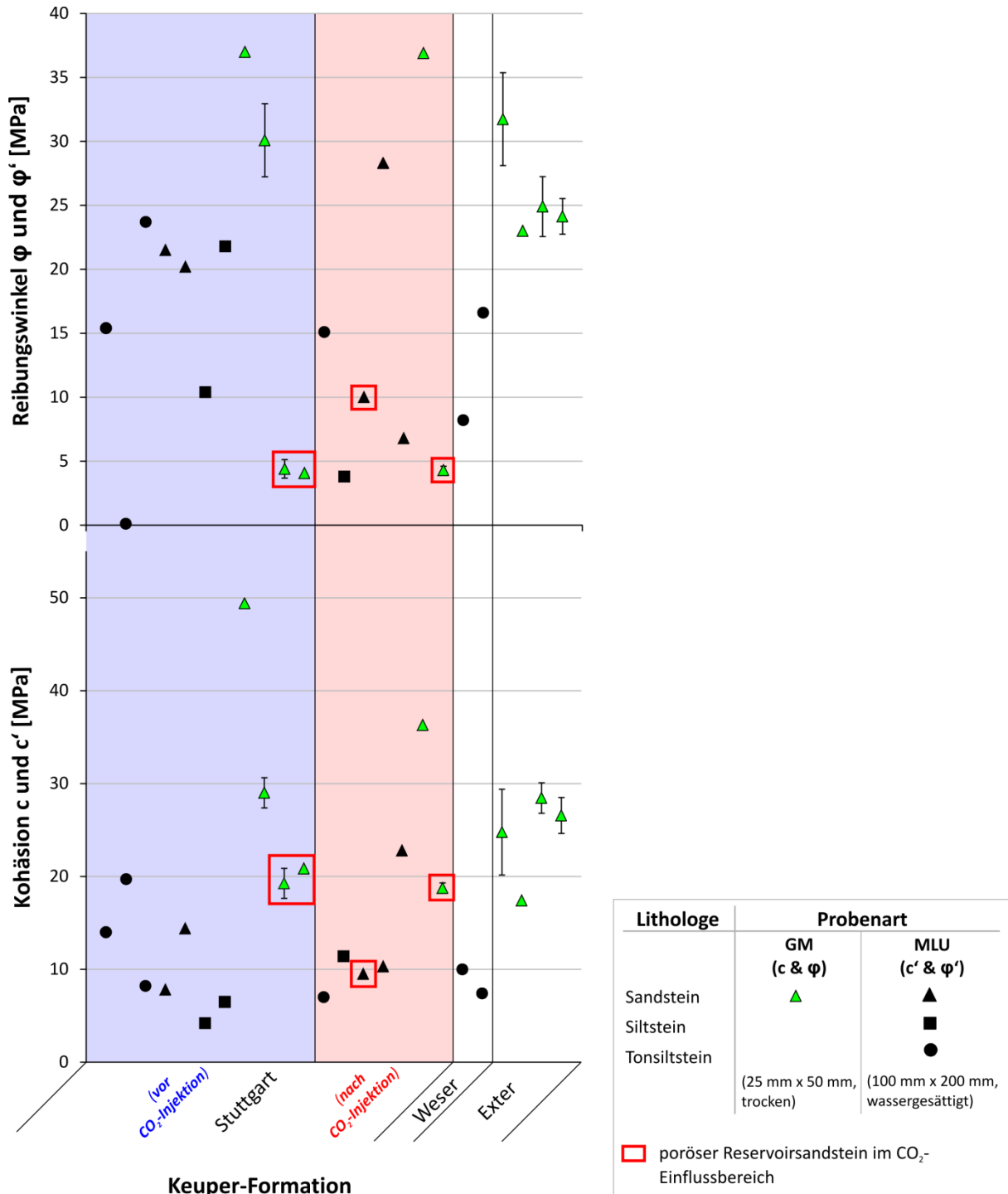


Abb. 5.13: Lithostratigraphisch geordnete Übersicht der mittleren triaxialen Testergebnisse. Bei Mehrfachtests ist die Standardabweichung (Balken) angegeben. Bei den Ergebnissen der MLU-Proben (schwarz) handelt es sich um Effektivwerte.

5.3.2 Uniaxiale Druckfestigkeit und Young-Modul

Der folgende Abschnitt beinhaltet uniaxiale Druckfestigkeitswerte, welche für die GM-Proben direkt aus Uniaxialtests bestimmt und zusätzlich, aus Vergleichsgründen sowohl für GM- als auch MLU-Proben, indirekt über die Bruchparameter c und φ (GM) bzw. c' und φ' (MLU) nach Fjaer et al. (2008) hergeleitet wurden (siehe Kapitel 2.4.1). Entsprechend werden im Folgenden die direkte Druckfestigkeit σ_c und die indirekte Druckfestigkeit σ_{ci} bzw. die effektive indirekte Druckfestigkeit σ_{ci}' unterschieden.

Weser-Formation

Die effektive indirekte Druckfestigkeit σ_{ci}' der Tonsiltsteinproben MLU-14 und MLU-16 wurde aus triaxialen Testergebnissen hergeleitet und beträgt 19,8-23,1 MPa (Abb. 5.14).

Stuttgart-Formation

Es wurden überwiegend poröse und stark zementierte Rinnensandsteine uniaxial getestet. Die stark zementierten Sandsteine besitzen mittlere direkte Druckfestigkeiten σ_c von 70,1-126,4 MPa und Young-Modul-Werte von 16,8-26,0 GPa. Für stark verfestigte Sandsteinproben wurden aus den Bruchparametern indirekte Druckfestigkeiten berechnet, welche zwischen 55,5 MPa (σ_{ci}' , MLU-15) und 198,1 MPa (σ_{ci} , GM-07) variieren (Abb. 5.14). Poröse Rinnensandsteine, welche vor und nach dem Beginn der CO₂-Injektion entnommen wurden, weisen untereinander sehr ähnliche σ_c -Werte von 9,8 MPa (GM-31) und 9,0 MPa (GM-55) und ebenso vergleichbare Young-Modul-Werte von 1,5 GPa (GM-31) und 1,2 GPa (GM-55) auf. Die indirekte Druckfestigkeit schwankt für poröse Sandsteine zwischen 22,6 MPa (σ_{ci}' , MLU-11) und 44,8 MPa (σ_{ci} , GM-32). Repräsentativ für die Überflutungsebenensedimente wurde an Sandsteinprobe GM-25 die direkte Druckfestigkeit mit einem Wert von 18,4 MPa und einem Young-Modul von 2,8 GPa ermittelt. Die triaxial getesteten MLU-Proben umfassen weitere Proben der Überflutungsebenensedimente, für welche effektive indirekte Druckfestigkeitswerte von 18,2-36,7 MPa (Tonsiltsteine) und 10,1-24,0 MPa (Siltsteine) ermittelt wurden. Des Weiteren wurden in Uniaxialtests für eine poröse und zwei stark zementierte Rinnensandsteinproben die Poissonverhältnisse bestimmt. Hierbei ergaben die Tests an porösem Sandstein (GM-31) ein mittleres Poissonverhältnis von 0,28 und für die stark verfestigten Sandsteine (GM-07 und GM-29) Werte von 0,29 und 0,24 (siehe Anhang V.I).

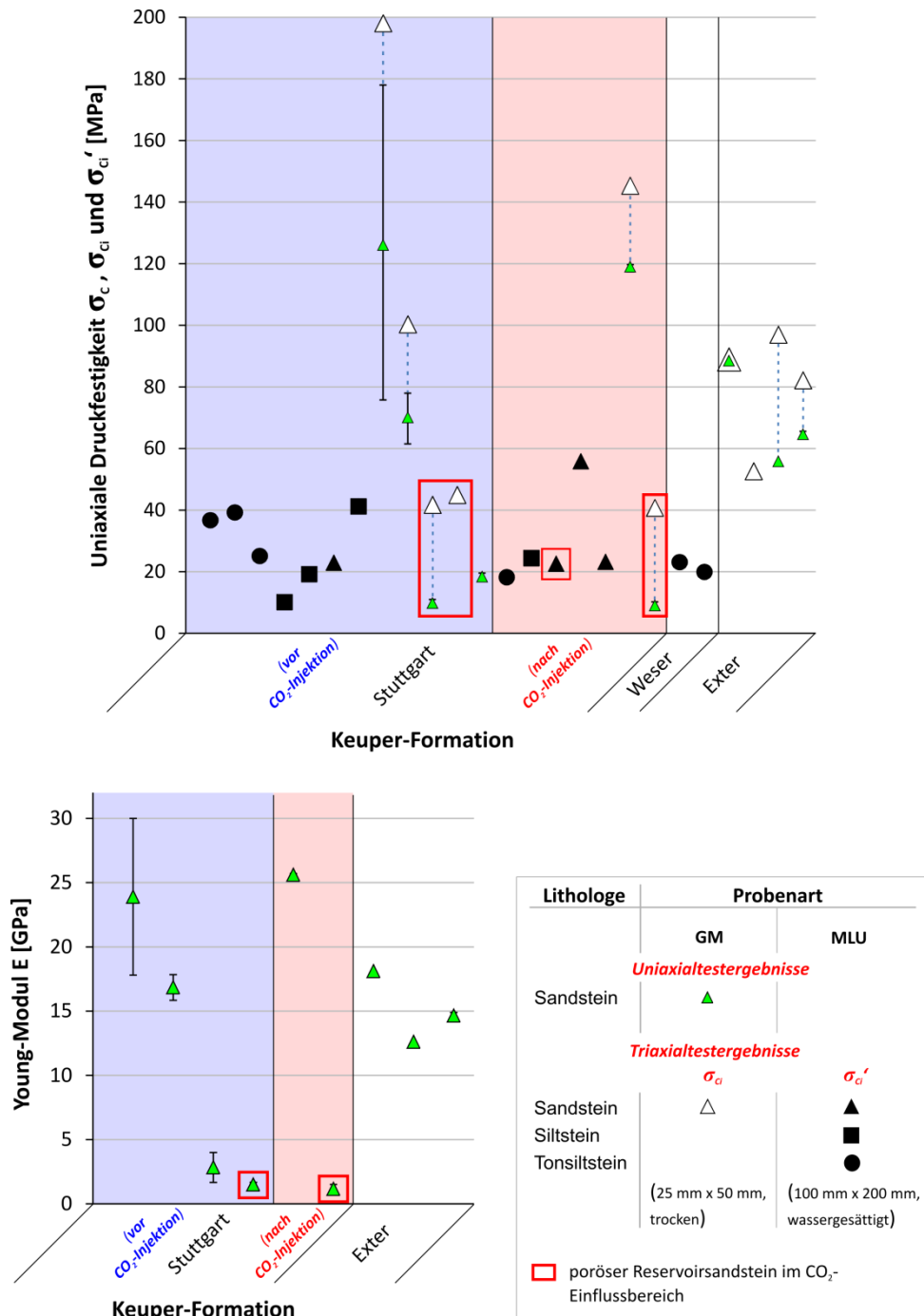


Abb. 5.14: Übersicht der Uniaxialtestergebnisse (σ_c und E , grün) zusammen mit den indirekten uniaxialen Druckfestigkeiten σ_{ci} bzw. σ_{ci}' , berechnet aus den Mittelwerten von c und φ (GM-Proben, weiß) bzw. c' und φ' (MLU-Proben, schwarz). Den uniaxialen Testergebnissen sind die Rechenwerte aus Triaxialtests durch eine gestrichelte Linie zugeordnet bzw. sind diese übereinander geplottet.

Exter-Formation

Die direkten Druckfestigkeitswerte liegen für die Sandsteine der Exter-Formation zwischen 55,8 MPa und 88,5 MPa (Abb. 5.14, Tab 5.2). Dabei zeigen die unteren Sandsteine eine etwas geringere uniaxiale Festigkeit als die oberen. Die ermittelten Werte für den Young-Modul betragen 12,6-18,1 GPa. Die indirekten uniaxialen Druckfestigkeiten der Sandsteine der Exter-Formation betragen 52,6-88,5 MPa.

Für die GM-Proben liegen sowohl direkte als auch indirekte Druckfestigkeiten vor, womit sich σ_c und σ_{ci} miteinander vergleichen lassen. Die indirekte Druckfestigkeit σ_{ci} ist dabei meist deutlich höher als die direkt in Uniaxialtests ermittelten Druckfestigkeit σ_c . Lediglich die Ergebnisse der Probe GM-38 zeigen eine herausragende Übereinstimmung (Abb. 5.15).

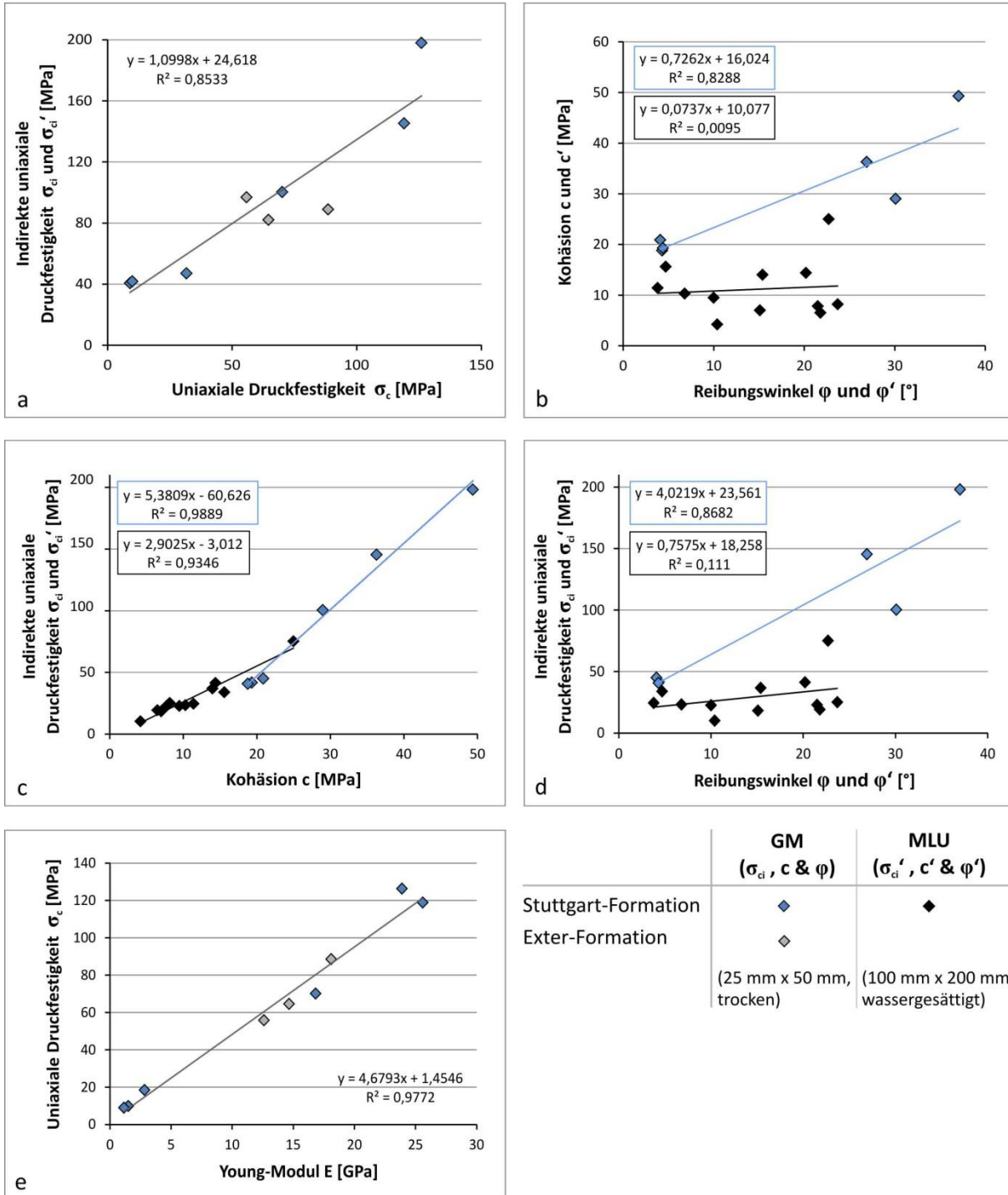


Abb. 5.15: Zusammenhang zwischen (a) der direkten und indirekten uniaxialen Druckfestigkeit anhand von GM-Proben und Wechselbeziehungen zwischen (b) Kohäsionwerten und Reibungswinkeln und zwischen indirekten Druckfestigkeiten und (c) der Kohäsion bzw. (d) dem Reibungswinkel anhand von GM- und MLU-Proben der Stuttgart-Formation. (e) Wechselbeziehung zwischen der direkten uniaxialen Druckfestigkeit und dem Young-Modul.

Die Wechselbeziehung zwischen σ_c und σ_{ci} bzw. σ_{ci}' zeigt dennoch eine gute positive Korrelation (Abb. 5.15a) und ermöglicht bzw. erleichtert somit die qualitative Bewertung der triaxialen Bruchparameter untereinander. Werden die triaxialen Testergebnisse der GM- und der wassergesättigten MLU-Proben der Stuttgart-Formation verglichen, so lassen sich für die MLU-Proben sowohl niedrigere σ_{ci}' - und c' -Werte als auch eine geringere Variabilität des effektiven Reibungswinkels im Vergleich zu den trocken getesteten GM-Proben feststellen (Abb. 5.15b, c, d). Für beide Probenserien nimmt mit steigender Kohäsion die indirekte Druckfestigkeit zu, wobei eine schnellere Zunahme von σ_{ci} (GM) gegenüber σ_{ci}' (MLU) zu verzeichnen ist (Abb. 5.15c). Des Weiteren steigt für die GM-Proben der Reibungswinkel mit zunehmender indirekter Druckfestigkeit und Kohäsion deutlich an, während die Zunahme des effektiven Reibungswinkels der MLU-Proben nur einen geringen Einfluss auf σ_{ci}' und c' hat (Abb. 5.15b und 5.15d). Aus diesen Zusammenhängen lässt sich insgesamt eine bessere Korrelation von σ_{ci} mit c als mit ϕ ableiten, was auf Gleichung (6) nach Fjaer et al. (2008) (siehe Kapitel 2.4.1) zurückgeführt werden kann und sich die Kohäsion als maßgebend für die (indirekte) Druckfestigkeit herausstellt. Abbildung 5.15e veranschaulicht den Zusammenhang von direkter uniaxialer Druckfestigkeit und dem Young-Modul. Es zeigt sich eine sehr gute Korrelation zwischen diesen Parametern, was wiederum die enge Wechselbeziehung von Festigkeit und Steifigkeit betont.

5.3.3 Zugfestigkeit

Grabfeld-Formation

In Brazilian-Tests wurde an einer Tonsiltsteinprobe (GM-27) eine Zugfestigkeit von 1,3 MPa ermittelt (Abb. 5.16). Aufgrund der aufwändigen Testkörperherstellung mit Tonsiltstein wurden jedoch keine weiteren Geomechaniktests an dieser Lithologie durchgeführt.

Stuttgart-Formation

Die indirekte Zugfestigkeit σ_t variiert für intensiv zementierten Sandsteine (GM-07, GM-29 und GM-53) zwischen 5,6 MPa und 10,7 MPa. Poröser Reservoirsandstein, der vor dem CO₂-Speicherbetrieb entnommen wurde (GM-31), besitzt eine durchschnittliche Zugfestigkeit von 1,4 MPa. Nach vierjähriger Speicherung von Kohlenstoffdioxid betragen die Zugfestigkeitswerte von Reservoirsandsteinen aus der Bohrung Ktzi 203 (GM-54 und GM-55) etwa 0,4-2,0 MPa. Für tonhaltige Sand- und Siltsteinproben der Überflutungsebenensedimente (GM-24 und GM-25) wurden mittleren σ_t -Werte von etwa 1,5-2,1 MPa ermittelt (Abb. 5.16).

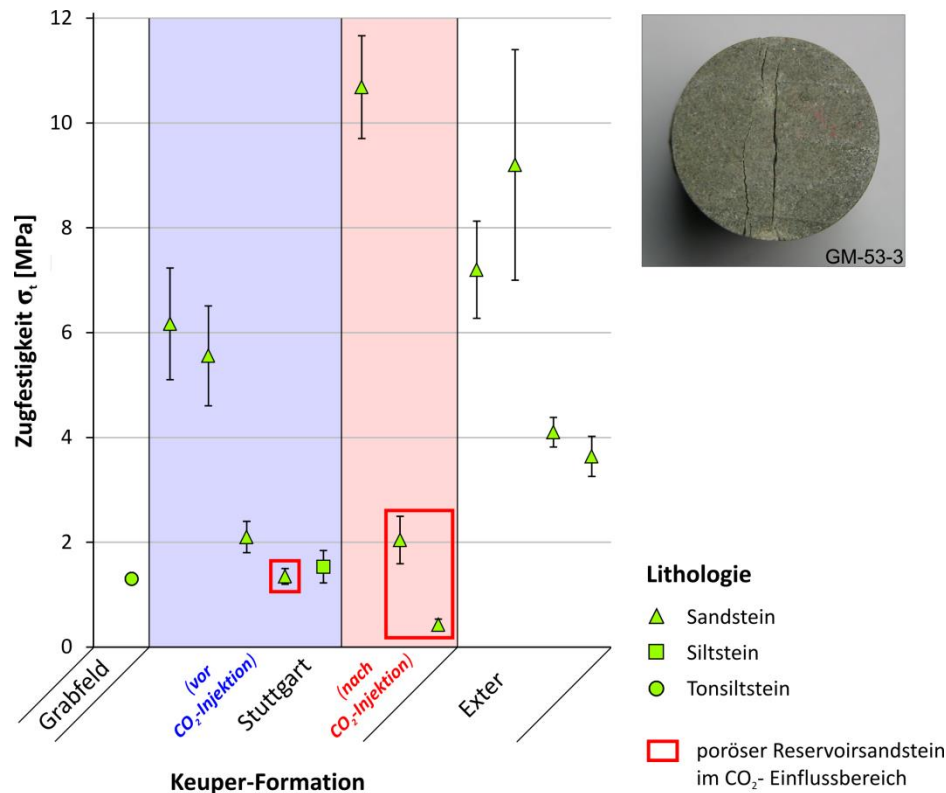


Abb. 5.16: Übersicht der indirekten Zugfestigkeit aus Spaltzugversuchen (Brazilian-Tests) an keuperzeitlichen Sedimentgesteinen mit einer Abbildung des Bruchmusters eines erfolgreichen Versuchs an anhydritisch zementiertem Sandstein.

Exter-Formation

Die getesteten Sandsteine weisen eine bimodale Verteilung von Zugfestigkeitswerten auf. Die Proben der oberen Sandsteineinheit verfügen über mittlere Werte von 7,2-9,2 MPa. Für die unteren bzw. unterhätischen Sandsteinproben wurden niedrigere Zugfestigkeiten von 3,6-4,1 MPa ermittelt (Abb. 5.16).

5.3.4 Bruchmuster

Nach uniaxialen Belastungen treten in den Sandsteinen der Stuttgart-Formation Zugrisse etwa parallel zur Belastungsrichtung (*axial splitting*) und (konjugierte) Scherbrüche auf, welche meist zum vollständigen Zerschneiden führten (Abb. 5.17). Insbesondere in festen Gesteinen ist ein Abplatzen der Zylinderwand und die Bildung von konisch geformten Testkörperenden zu beobachten (Abb. 5.17: GM-29). In porösem Reservoirsandstein sind Scherbrüche teilweise nur unvollständig ausgebildet (Abb. 5.17: GM-31). Nach triaxialen Belastungstests zeigt dieses Gestein der Stuttgart-Formation, mit den geringsten ermittelten Festigkeitsparametern, mitunter keine erkennbaren Brüche (Abb. 5.17: GM-32). In intensiv anhydritisch zementierten Proben entstanden hingegen spröde Scherbrüche. In den Sandsteinen der Exter-

Formation sind Scherbrüche als häufigstes Bruchmuster zu beobachten. Zudem zeigt ein Versuchskörper der Probe GM-42 eine anomale Bruchfläche, welche etwa orthogonal zur axialen Belastungsrichtung orientiert ist (Abb. 5.17: GM-42). Die pelitischen MLU-Proben weisen plastische Deformationen und Scherbrüche auf. Die anhydritisch zementierte Probe MLU-15 zeigt eine Hybridform aus Zugrissen und Scherbrüchen. In Probe MLU-11 sind zwei flachwinklige ($10-15^\circ$) Scherflächen erkennbar. Anders als bei Probe GM-42 verlaufen diese Brüche offensichtlich entlang von Schrägschichtungsstrukturen (Abb. 5.17).



Abb. 5.17: Verschiedene Bruchmuster von zylindrischen Sand- und Tonsiltsteinproben unterschiedlicher Größe (GM: 25 mm x 50 mm, MLU: 100 mm x 200 mm) nach triaxialer und uniaxialer Belastung. Bei den trockenen getesteten GM-Proben wurde ein gleichmäßig steigender Manteldruck angewendet. Probe MLU-8 wurde unter sinkendem Porendruck und konstantem Manteldruck getestet, die Versuche an den Proben MLU-11 und MLU-15 beinhalteten steigenden Manteldruck ohne Anwendung eines Porendruckes.

5.3.5 Diskussion

Die Geomechaniktests wurden überwiegend an den Sedimentgesteinen der Stuttgart-Formation durchgeführt. Hierbei wurden für pelitische Überflutungsebenensedimente und poröse Rinnensandsteine niedrige Messergebnisse und für intensiv zementierte Rinnensandsteine deutlich höhere Werte ermittelt. Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit offenbaren neben der lithologischen Heterogenität der Stuttgart-Formation (Förster et al., 2008) eine außerordentliche Diversität in den geomechanischen Testergebnissen, insbesondere innerhalb des Speichersandsteins. Des Weiteren konnten keine signifikanten Änderungen im mechanischen Verhalten der porösen Reservoirsandsteine nach vierjähriger CO₂-Speicherung festgestellt werden. Bedeutende Festigkeitskontraste bestehen zwischen schwach und intensiv zementierten Rinnensandsteinen innerhalb der oberen Stuttgart-

Formation und sind daher auf frühdiagenetische Prozesse zurückzuführen, welche für dieses Gestein beschrieben wurden (siehe Kapitel 2.2.1 und 5.2). Die Gegenüberstellung der Testergebnisse der vorliegenden Arbeit mit Referenzwerten anderer Studien zu analogen Lithologien (ungeachtet der Lithostratigraphie) soll eine globale Einordnung der Testergebnisse ermöglichen und das teilweise außerordentlich breite Spektrum der ermittelten Geomechanikparameter verdeutlichen (Tab. 5.2-5.7).

5.3.6.1 Uniaxial- und Brazilian-Disc-Tests

Für verschiedene Sandsteine lässt sich anhand von Referenzstudien ein Druckfestigkeitsspektrum von 20-235 MPa angeben (Tab. 5.3). Die mittleren Messwerte für die Sandsteine der Stuttgart-Formation schwanken stark (9,0-126,0 MPa) und lassen sich in der Festigkeitsklassifizierung nach Price & de Freitas (2009) als moderat schwach bis sehr fest einstufen, wobei die Sandsteine der Exter-Formation eine wesentlich geringere Variationen aufweisen und generell als fest bezeichnet werden können (Abb. 5.18). Tabelle 5.4 zeigt eine Reihe von Vergleichswerten für den E-Modul von Sandsteinen mit einer Bandbreite von 1,0-29,9 GPa. In Anbetracht dieser Werte zeigen die getesteten Sandsteine der Stuttgart-Formation eine sehr variable Steifigkeit. Das Spektrum für typische Poissonverhältnisse von Sandsteinen umfasst nach Gercek (2009) etwa 0,05 bis 0,4. Demnach können die mittleren Poissonzahlen der Sandsteine der Stuttgart Formation als durchschnittlich eingestuft werden (Tab. 5.5). An einem Tonstein der Weser-Formation des Standortes Ketzin wurde von Mutschler et al. (2009) ein Poissonverhältnis von 0,13 ermittelt, welcher nach der Klassifikation nach Gercek (2009) als niedriger Wert eingeordnet wird. Jedoch zeigen die Messergebnisse der vorliegenden Studie auch für einzelne Proben mitunter starke Schwankungen der Poissonzahlwerte (siehe Anhang V.I und V.II). Dies ist bei den Proben GM-29 und GM-31 zu verzeichnen und gilt daher sowohl für feste als auch inkompetente Sandsteine. Anhand dieser Testergebnisse ist kein Zusammenhang zwischen der Steifigkeit bzw. Gesteinsfestigkeit und der richtungsabhängigen Deformierbarkeit nach Poisson (1829) erkennbar. Nach Gretener (2003, und enthaltene Referenzen) sind hingegen niedrige Poissonwerte (0,05-0,2) typisch für Gesteine mit einer hohen Festigkeit. Eine Zunahme des spröden Bruchverhaltens bzw. der Steifigkeit (E-Modul) wurde andererseits von Rickman et al. (2008) bei steigenden Poissonwerten beobachtet. Zhang & Bentley (2005) geben vielmehr den Tongehalt, den Porenraumanteil oder die Risskonzentration in einem Gestein als wesentliche Einflussfaktoren auf das statische Poissonverhältnis an. Burshtein (1968) nennt

darüber hinaus den Grad der Wassersättigung als Steuergröße. Die deutlichen Schwankungen in den Poissonzahlen einzelner Proben der vorliegenden Studie sind möglicherweise der Messmethode und der damit verbundenen Ermittlung der Querdehnung geschuldet, wobei in Uniaxialtests die laterale Deformation lediglich im mittleren Bereich des zylindrischen Testkörpers gemessen wird (siehe Kapitel 4.4.1). Die Reibung der Testkörperendflächen mit den Druckplatten verhindert allerdings eine gleichmäßige laterale Deformation und bewirkt eine fassförmige Deformation des Testkörpers (*barreling*) (siehe Kapitel 2.4.1). Daher kann nicht von einer umfassenden Beschreibung der Testkörperdeformation gesprochen werden, was die beobachteten Unterschiede in den Poissonwerten einer Probe zu Folge haben könnte. Die Referenzwerte der Zugfestigkeit von Sandsteinen aus *Brazilian*-Tests variieren zwischen 0,48 MPa und 10,2 MPa (Tab. 5.2). Die Ergebnisse der Spaltzugversuche an Sandsteinen der Stuttgart-Formation umfassen daher mit Werten von 0,48-10,7 MPa nahezu das gesamte Spektrum an lithotypischen Zugfestigkeitswerten. Die höchsten Werte wurden an geringporösen, stark anhydritisch zementierten Sandsteinen der Stuttgart-Formation und porösen, dolomitisch zementierten Sandsteinen der Exter-Formation ermittelt. Die Zugfestigkeit des getesteten Pelitgesteins der Grabfeld-Formation ist mit Hinblick auf das Referenzspektrum nach Peng & Zhang (2007) als gering zu bewerten (Tab. 5.2).

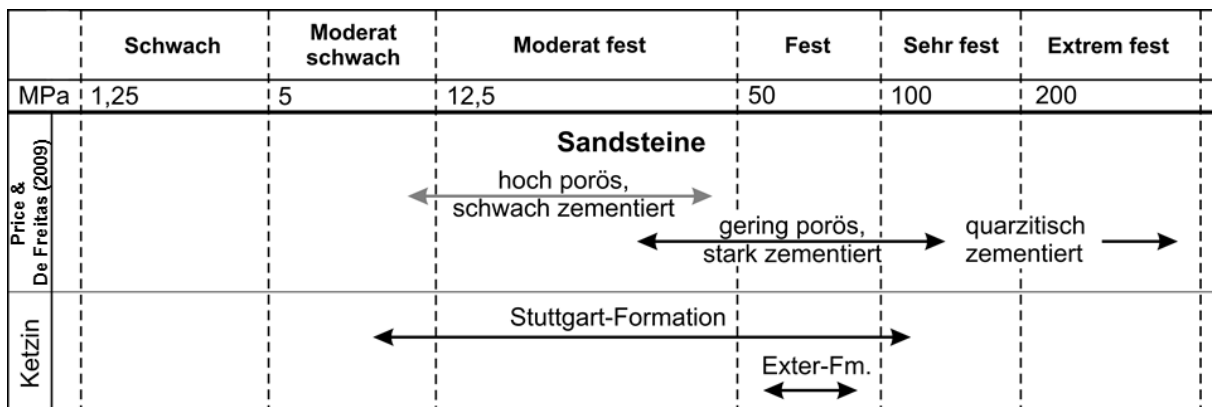


Abb. 5.18: Klassifizierung der Druckfestigkeit von Sandsteinen nach Price & de Freitas (2009) und dem Spektrum der uniaxialen Testergebnisse von Kernmaterial des Standortes Ketzin.

5.3.6.2 Triaxialtests

Gemessen an Referenzwerten (25,0-46,2°, Tab. 5.6), umfassen die Reibungswinkel der GM-Sandsteinproben der Stuttgart-Formation mit Werten von 4,1-37,0° sowohl relativ hohe als auch extrem niedrige Werte. Die Kohäsion ist dagegen als moderat bis relativ hoch einzuschätzen (Tab. 5.7). Obwohl die Werte zum Winkel der inneren Reibung innerhalb eines Aufschlusses eine leichte natürliche Variabilität aufweisen können (Sabatini, 2004),

schwanken innerhalb der Sandsteine der Stuttgart-Formation die Messergebnisse erheblich. Die Sandsteine der Exter-Formation zeigen im Vergleich zu den Gesteinen der Stuttgart-Formation wesentlich homogenere Testergebnisse mit moderaten Werten für den Reibungswinkel und die Kohäsion (Tab. 5.6).

Bei der Bestimmung der Bruchparameter der MLU-Proben wurde besonderes Augenmerk auf die Außendruckmessungen gelegt. Bisherige Erfahrungen mit der verwendeten triaxialen Anlage der Martin-Luther-Universität Halle haben gezeigt, dass die Außendruckmessung zumeist zuverlässiger Daten liefert (siehe Kapitel 4.4.1). In den Außendruckmessungen sind zwar mehr Reibungseffekte des Prüfsystems enthalten, doch hysteretische Effekte, welche mit der Innendruckmessung einhergehen, werden umgangen bzw. ausgeblendet (Lempp, C., 20.06.2013, pers. Mitt.). Die Einzelergebnisse der Innen- und Außendruckmessungen sind im Anhang V.IIIb zu finden. Im Vergleich zu Literaturdaten (Tab. 5.6 und 5.7) weisen die getesteten Sedimentgesteine extrem niedrige bis moderate Werte auf. Die Endflächenbearbeitung mit Gipsdeckeln an den MLU Proben sollte einen vernachlässigbaren Einfluss auf die triaxialen Messergebnisse haben. Die Anwendung von Schmiermitteln oder weichen Endkappen, zur Reduzierung der Endflächenreibung, bewirkt das Herbeiführen bzw. die Steigerung von Zugspannungen normal zur axialen Belastung (Wawersik, 1968; Brady & Brown, 2004). Die Steifigkeit des angewendeten Hartformgipses ist jedoch vergleichbarer mit jener von Stahl, als mit der Steifigkeit, der getesteten Sedimentgesteine (Lempp, C., 28.11.2013, pers. Mitt.). Daher sollten Zugspannungseffekte an den MLU-Proben nicht wesentlich gesteigert werden. Zudem haben Wawersik & Fairhurst (1970) in zahlreichen Kompressionsversuchen keine anomalen Festigkeitsunterschiede, infolge von Endflächeneffekten durch Testkörperendkappen, festgestellt.

Bei den porösen Bereichen des Reservoirsandsteines der Stuttgart-Formation handelt es sich um sehr gering konsolidiertes Material, wohingegen genetisch verwandte, jedoch infolge einer (früh-)diagenetischen Modifikation stark zementierte Lagen, hohe Festigkeiten aufweisen. Ebenfalls niedrige Festigkeiten sind bei den Überflutungsebenensedimenten zu verzeichnen. Ferrill & Morris (2003) schildern eine Variation des Einfallswinkels einer Abschiebungsfläche aufgrund verschiedener Reibungswinkel innerhalb der Schichtenfolge. Mechanisch schwache Schichten neigen demzufolge zur Ausbildung flacher Scherflächen, wohingegen kompetente Lagen steilere, dilatative Verwerfungen aufweisen. In der Stuttgart-Formation wäre demnach besonders in den stark zementierten Sandsteinen mit hydraulisch leitfähigen Brüchen zu rechnen. Jedoch ist in den Bohrkernen zu erkennen, dass dilatative

Tab. 5.2: Zugfestigkeitswerte [MPa] siliziklastischer Sedimentgesteine des Standortes Ketzin und anderer Studien.

Lithologie	Zugfestigkeit σ_c [MPa]					
	Siegesmund & Sneathlage (2011)	Goodman (1989)	Chen et al. (1998)	Whittles et al. (2002)	Pariseau (2006)	Peng & Zhang (2007)
Sandstein	2,8-8,7	1,2-8,1	0,5-1,2	-	7,1-10,2	1,8-10,7
Siltstein	-	3,0	-	1,4-5,0	-	1,2-9,2
Tonsiltstein	-	-	-	-	-	0,3-7,9
					Exter-Formation	Stuttgart-Formation
					3,6-9,2	0,4-10,7
					-	1,5
					-	-
					-	1,3

Tab. 5.3: Druckfestigkeitswerte aus Uniaxialtests [MPa] an Sandsteinen des Standortes Ketzin und von weiteren Studien.

Lithologie	Uniaxiale Druckfestigkeit σ_c [MPa]			Neue Ergebnisse (Ketzin) Exter-Formation	Stuttgart-Formation
	Goodman (1989)	Cargill & Shakoore (1990)	Kahraman (2001)		
Sandstein	72,4-214,0	31,3-235,3	20,1-149,2	55,8-88,5	8,9-126,4
			109,0		
			32,7-149,8		
			Siegesmund & Sneathlage (2011)		

Tab. 5.4: s-Moduls [GPa] von Sandsteinen des Standortes Ketzin und von Vergleichsstudien.

Lithologie	YoungModul E [GPa]			Neue Ergebnisse (Ketzin) Exter-Formation	Stuttgart-Formation
	Lama & Vutukuri (1978)	Palmström & Singh (2001)	Fjaer et al. (2008)		
Sandstein	1,0-29,9	28,0	0,4-10,0	14,7-18,1	1,2-25,6
			11,4-19,4		
			5,3-18,4		
			Siegesmund & Sneathlage (2011)		
			Price & De Freitas (2009)		

Tab. 5.5: Poissonzahlen von Sandsteinen der Stuttgart-Formation des Standortes Ketzin und Sandsteinen von Vergleichsstudien.

Lithologie	Poissonzahl ν			Neue Ergebnisse (Ketzin) Stuttgart-Formation
	Goodman (1989)	Gercek (2006)	Zoback (2007)	
Sandstein	0,11-0,46	0,05-0,4	~0,125	0,05-0,45

Tab. 5.6: Reibungswinkel $[\circ]$ siliziklastischer Sedimentgesteine des Standortes Ketzin und anderer Studien.

Lithologie	Barton (1973)	Goodman (1989)	Hajdarwish & Shakoor (2006)	Jaeger et al. (2007)	Peng & Zhang (2007)	Reibungswinkel ϕ $[\circ]$			
						GM	Stuttgart-Formation	MLU (Effektivwerte)	
Sandstein	25,0-35,0	27,8-45,2	-	-	33,4-39,2	24,1-31,7	4,1-37,0	-	7,0-28,0
Siltstein	-	-	22,0-35,8	27,0-34,0	39,0-40,0	-	-	-	4,0-21,8
Tonsiltstein	-	14,4	13,2-29,6	20,0-27,0	31,8-41,5	-	-	-	8,2-16,6

Tab. 5.7: Kohäsionswerte [MPa] von keuperzeitlichen Sedimentgesteinen des Standortes Ketzin und anderer Studien.

Lithologie	Kohäsion c [MPa]						Neue Ergebnisse (Ketzin)				
	Goodman (1989)	Sheng & Reddish (2005)	Hajdarwish & Shakoor (2006)	Pariseau (2006)	Peng & Zhang (2007)	Zoback (2007)	Zang & Stephansson (2010)	GM	Stuttgart-Formation	MLU (Effektivwerte)	
Sandstein	8,0-27,2	10,3-18,7	-	0-70,0	1,91-13,7	~12,0-19,0	37,0	24,8-28,5	18,8-49,4	-	7,8-16,6
Siltstein	-	-	0,5-6,3	-	1,25-2,4	-	-	-	-	-	4,2-11,0
Tonsiltstein	38,4	-	0,7-3,7	-	0,14-8,4	~0,9-25,0	-	-	-	7,4-10,0	7,0-15,6

Klüfte oftmals anhydritisch verfüllt sind. Die Sandsteine der Exter-Formation zeigen überwiegend moderate Werte in den Geomechanikparametern mit sehr hohen Zugfestigkeiten für den oberen Sandstein. In der vorliegenden Studie werden erstmals die Reservoirgesteine der Stuttgart-Formation des Speicherstandortes Ketzin mittels experimenteller Hochdruckanalysen umfassend geomechanisch charakterisiert.

Gegenüberstellung der GM- und MLU- Testergebnisse

Sowohl Reibungswinkel als auch Kohäsion weisen für die GM-Proben (4,1-37,0°; 18,8-49,4 MPa) höhere Maximalwerte als für die MLU-Proben (7,0-28°; 7,8-16,6 MPa) der Stuttgart-Formation auf. Dieser Trend wird durch den Vergleich der indirekten uniaxialen Druckfestigkeiten (GM: 40,4-198,9 MPa; MLU: 22,6-75,1 MPa) bestätigt. Ein wesentlicher Unterschied in den Triaxialtestbedingungen am GFZ Potsdam und an der Martin-Luther-Universität Halle besteht in der Probengröße. Eine Reihe von Studien belegt eine Abnahme der Gesteinsfestigkeit mit zunehmender Probengröße (Hawkes & Mellor, 1970; Paterson & Wong, 2005, und enthaltene Referenzen). Auch bei einer Minimierung der Endflächenreibung bleibt eine Variation der Gesteinsfestigkeit erhalten, was Delenk (2011) auf Volumeneffekte zurückführt. Eine höhere Anzahl an Gesteinsdefekten in größeren Testkörpern wird als eine Ursache für reduzierte Festigkeitswerte beschrieben (Bieniawski & van Heerden, 1981; Brady & Brown, 2004). Die Anzahl der Defekte wird hierbei als proportional zur Probengröße betrachtet, wobei ein Länge/Durchmesser-Verhältnis von mindestens 2:1 zu wählen ist, da mit abnehmender Probenlänge die uniaxiale Druckfestigkeit zunimmt (Chakravarty, 1963; Hobbs, 1964; Mogi, 1966; Hawkes & Mellor, 1970). Einige weitere Studien beschreiben den Größeneffekt hingegen als gering bis vernachlässigbar (Pratt et al., 1971; Pratt et al., 1972; Bieniawski & van Heerden, 1975, Cook & Heard, 1981; Pinto da Cunha, 1990). Anhand von triaxialen Tests wurde nachgewiesen, dass sich der Maßstabeffekt reduziert, wenn ein Umschließungsdruck angewendet wird (Habib & Bernai, 1966; Habib & Vouille, 1966; Bernaix, 1969). Die höheren Festigkeitsparameter der GM-Proben gegenüber den vierfach größeren MLU-Proben lassen sich vermutlich nur teilweise durch das größere Probenvolumen erklären.

Ein weiterer bedeutender Unterschied zwischen den GM- und MLU-Proben ist die Fluidsättigung bzw. der Porenfluiddruck. Die Anwendung eines Porenfluiddruckes führt im Allgemeinen zu einer Herabsetzung der Druckfestigkeit bzw. der Differentialspannung und fördert bruchhaftes Gesteinsverhalten (Baud et al., 2000; Jeng et al., 2004; Lempp et al., 2010). In zahlreichen geomechanischen Versuchsreihen wurde eine Reduzierung der Druckfestigkeit an wasser- und CO₂-gesättigten gegenüber trockenen Gesteinsproben

registriert, wobei der Grad des Festigkeitsverlustes lithologieabhängig ist (Simpson & Fergus, 1968; Iphar & Gökten, 2003; Marbler et al., 2012). Für Sandsteine wurde unter wassergesättigten Bedingungen eine Festigkeitsabnahme von 10-25 % verzeichnet (Colback & Wiid, 1965; Broch, 1979; Goodman, 1989; Vásárhelyi & Ván, 2006; Erguler & Ulusay, 2009; Thompson, 2010). Die Abnahme der Festigkeit von fluidgesättigten Gesteinen wird auf niedrigere kohäsive Kräfte, infolge einer Herabsetzung der freien Oberflächen-energie der Gesteinspartikel durch das Fluid, zurückgeführt (Vutukuri, 1974; Sheng & Reddish, 2005). So zeigen sich auch für die Kohäsion und daraus folgend für die berechnete uniaxiale Druckfestigkeit der wassergesättigten MLU-Proben mehrheitlich niedrigere Werte als bei den trockenen GM-Proben (Abb. 5.14). Für den Winkel der inneren Reibung wurden hingegen in den MLU-Proben mehrheitlich (bzw. bei Ausschluss der stark zementierten Proben) höhere Werte erzielt. Li et al. (2012) beobachtete ebenfalls geringere Werte für den Reibungswinkel und die uniaxiale Druckfestigkeit in wassergesättigten Meta-Sandsteinen. Zudem wurde ein Anstieg der Kohäsion präsentiert, was hingegen widersinnig erscheint, da diese positiv mit der Druckfestigkeit korreliert (siehe Kapitel 5.3.2). Der Sättigungseffekt wird als ein bedeutender Faktor angesehen, welcher zu den beobachteten geomechanischen Unterschieden zwischen den GM-Proben und den MLU-Proben geführt hat. Die Ergebnisse der gesättigten MLU-Proben vermitteln dabei einen besseren Eindruck der mechanischen Eigenschaften des ungestörten Gebirges unter bergfeuchten bzw. In-situ-Bedingungen.

Die niedrigeren Festigkeitsparameter der MLU-Proben gegenüber den GM-Proben resultieren wahrscheinlich aus einer Kombination von verschiedenen Probengrößen und Sättigungsgraden. Im Vergleich zu den Festigkeitseigenschaften der MLU-Proben weisen die Testergebnisse der GM-Proben eine größere Bandbreite auf. Die Gegenüberstellung der indirekten Druckfestigkeiten von trockenen (40,4-198,1 MPa) und wassergesättigten (22,6-75,1 MPa) Sandsteinen der Stuttgart-Formation offenbart dabei etwa doppelt so hohe Werte für die trockenen, kleineren GM-Proben. Allerdings umfassen die MLU-Proben lediglich drei Sandsteine und geben daher nur einen eingeschränkten Blick auf das Festigkeitsspektrum dieser Lithologie. Welchen Anteil die Einflussfaktoren Sättigung und Probengröße an der Festigkeitsunterschieden letztendlich besitzen, lässt sich in dieser Studie nicht im Detail klären. Es sollten weitere Versuche durchgeführt werden, um den geomechanischen Einfluss dieser Parameter gezielt zu untersuchen.

5.3.6.3 Vergleich der Laborergebnisse mit Log-basierten Geomechanikparametern

Für die Bohrung Ktzi 201 werden von Sinha et al. (2010) Log-basierte Geomechanikparameter angegeben (Abb. 5.19, siehe auch Kapitel 2.4.4). In Abbildung 5.19

sind diese mit den experimentellen Ergebnissen der vorliegenden Studie nebeneinander dargestellt. Die Log-basierten Werte sind für den Young-Modul, die uniaxiale Druckfestigkeit und den Reibungswinkel mittels verschiedener, nicht näher erläuteter, empirischer Korrelationen bestimmt worden. Die Zugfestigkeit ist mit einem Zehntel der uniaxialen Druckfestigkeit angegeben. Die hochdruckexperimentellen Werte der stark zementierten Sandsteinprobe GM-29 zeigen generell bessere Übereinstimmungen mit den Werten von Sinha et al. (2010) als jene der schwach verfestigten Silt- und Sandsteine. Darüber hinaus stimmen die aus triaxialen Testergebnissen berechneten bzw. indirekten uniaxialen Druckfestigkeiten mit den empirischen Angaben besser überein als mit den Messwerten aus Uniaxialtests. Die experimentellen Reibungswinkel dieser Studie (~ 4-21°) sind mehrheitlich deutlich niedriger als die Log-basierten Werte (ca. 32-35°) für die entsprechenden Tiefenbereiche.

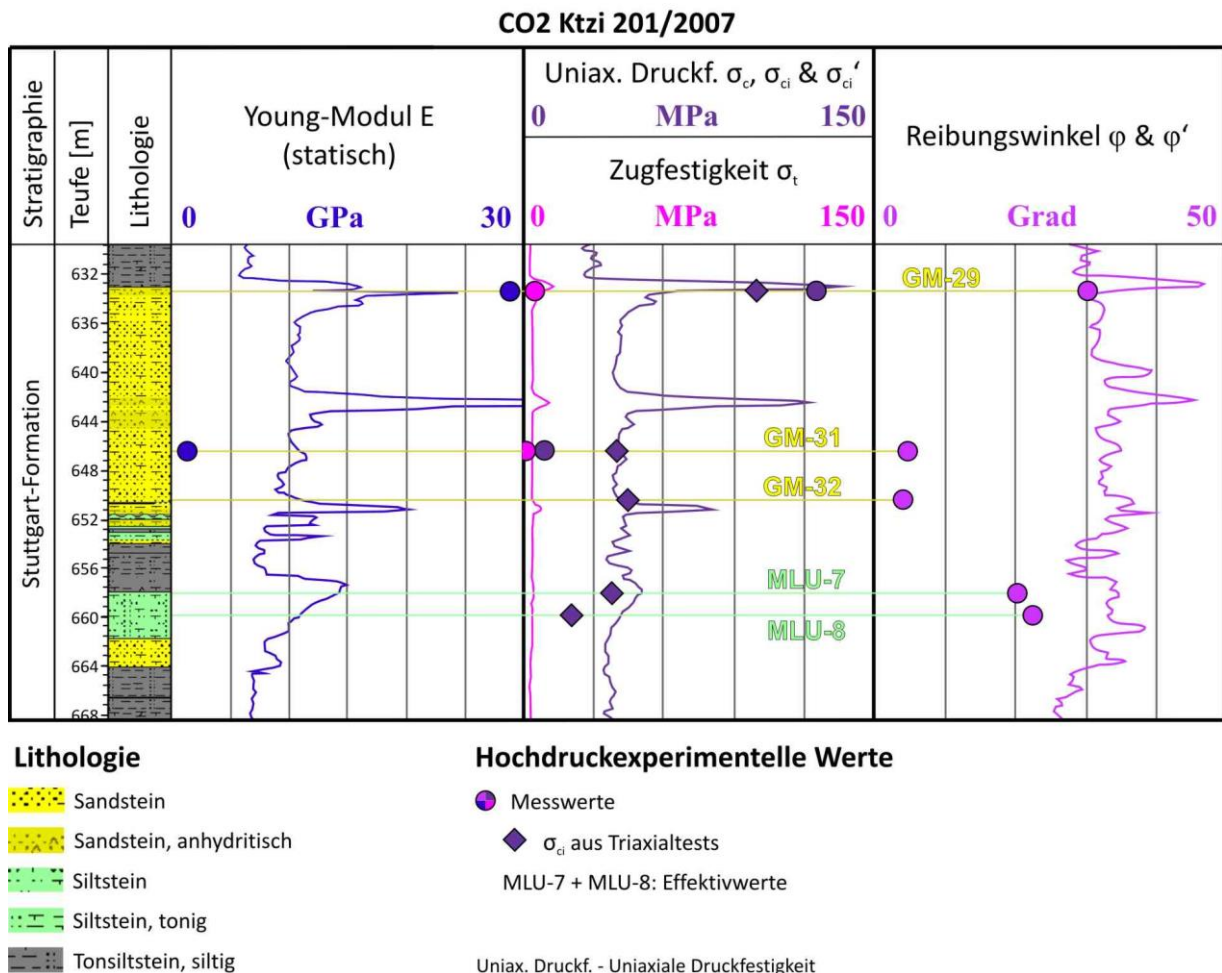


Abb. 5.19: Graphen der Log-basierten Geomechanikparameter aus Sinha et al. (2010) gegenüber der experimentellen Messergebnisse dieser Studie für die Bohrung Ktzi 201. Die experimentellen Werte der uniaxialen Druckfestigkeit sind aus uniaxialen (Kreis) und triaxialen (Diamantsymbol) Kompressionsversuchen ermittelt worden.

5.3.6.4 Der Einfluss von Textur und Lithofazies

Die verschiedenen triassischen Sedimentgesteine reagieren sehr unterschiedlich auf mechanische Beanspruchung, wie die Bruchmuster in Abbildung 5.17 veranschaulichen. Relativ weicher, poröser Sandstein der Stuttgart-Formation (Abb. 5.17: GM-32) zeigt nach triaxialen Tests mitunter keine sichtbaren Brüche an, was darauf deutet, dass unter den angewendeten Drücken ein beträchtlicher Anteil der Deformation in Form von Kompaktion bzw. plastisch abläuft. Dem gegenüber reagiert der stark anhydritisch zementierte Reservoirsandstein (Abb. 5.17: GM-53) deutlich spröder mit der Ausbildung klarer Scherbrüche. Die senkrecht zur axialen Belastung orientierte Bruchfläche in einem Testkörper der Probe GM-42 (Abb. 5.17) wird als Kompaktionsband gedeutet, welches infolge des Zerbrechens von Körnern und Porenkollaps entlang von Spannungskonzentrationen in typischerweise hochporösen Gesteinen entsteht. Derartige Brüche werden mit einer Porositäts- und Permeabilitätsreduktion assoziiert und rufen bei größerer Ausdehnung bzw. im Verband eine Permeabilitätsanisotropie hervor (Aydin, 1978; Mollema & Antonellini, 1996; Bessinger et al., 1997; Vajdova et al., 2004; Das et al., 2011). Haimson & Lee (2004) beobachteten dieses Phänomen ebenfalls in porösen Sandsteinen mit einer homogenen mineralischen Zusammensetzung, wie es bei den untersuchten Sandsteinen der Exter-Formation der Fall ist. Neben plastischen Deformationen der überwiegend pelitischen MLU-Proben ist ebenfalls der Scherbruch ein häufiger Versagensmechanismus. Probe MLU-15 zeigt dabei Anzeichen eines hybriden Extensionsscherbruches (Eisbacher, 1996). Poröser Reservoirsandstein (MLU-11) weist Brüche entlang der Schrägschichtung auf, was bei diesem Gefügebruch einen Zusammenhang von druckbedingter Entfestigung und den sedimentären Strukturen nahelegt. Ein derartiger Gefügebruch kann sich nur ausbilden, wenn der belastete Testkörper einen hinreichenden Anteil der entsprechenden Sedimentstruktur, z.B. Schrägschichtungsblätter, enthält. Gefügebrüche sollten daher eine Funktion der Probengröße bzw. der Dimension der Sedimentstrukturen sein. Die uniaxial getesteten Sandsteine reagieren in Abhängigkeit von der Lithofazies und der diagenetischen Überprägung mit Spaltbrüchen, Scherbrüchen oder unregelmäßig geformten Bruchmustern. Neben den oberhalb beschriebenen texturellen Faktoren soll des Weiteren der Einfluss von starker Zementierung in Rinnensandsteinen auf die mechanischen Gesteinseigenschaften betrachtet werden. Diese stark verfestigten Sandsteinlagen sind sowohl in Haupttrinnensedimenten als auch in geringmächtigen (~ 0,5 m), bodenfrachtdominierten Sandsteinlagen innerhalb der Überflutungsebenensedimente zu beobachten (Norden, 2007), welche als Überflutungsrinnen (*crevasse channel*) gedeutet werden (siehe auch Kapitel 5.2.4.1). Die frühdiagenetische Zementierung und der Tongehalt,

und damit die Gesteinsfestigkeit, sind daher an die kleinräumigen Fazieswechsel innerhalb des mäandrierenden Flusssystem der Stuttgart-Formation gebunden (siehe auch Kapitel 2.1.5.2). Richtungsabhängige Unterschiede in den mechanischen Eigenschaften von Sedimentgesteinen sind meist auf Korneinregelungen, (Mikro-)Brüche, Foliation, oder (kleinräumige) Schichtungsmerkmale bzw. lithologische Kontraste zurückzuführen (Goodman, 1989; Fjaer et al., 2008, Price & de Freitas, 2009). Siegesmund und Sneathlage (2011) beschreiben zudem diagenetische Prozesse (z.B. Mineralalteration, Zementierung) infolge der tiefen Versenkung als eine mögliche Ursache für Anisotropien. Die frühe Diagenese in den Sandsteinen der Stuttgart-Formation hat eine räumlich sehr definierte bzw. lagenförmige Zementierung zur Folge. Das geomechanische Verhalten der getesteten Sedimentgesteine der Stuttgart-Formation ist infolge dessen in Abhängigkeit sowohl von der Lithofazies als auch der diagenetischen Überprägung, im Sinne einer „frühdigenetischen Schichtung“, zu betrachten und als hoch variabel einzuschätzen. Die geomechanischen Unterschiede zwischen den Pelitgesteinen und den porösen Rinnensandsteinen der Stuttgart-Formation sind hingegen recht gering (siehe Abb. 5.19). Für weiterführende Modellierungen sollten die lithofaziell hervorgerufenen Unterschiede in den Geomechanikparametern in (bestehende) geologische Modelle (siehe Kapitel 2.1.5.2: Abb. 2.8 und Norden & Frykman, 2013) integriert werden, um das mechanische Verhalten eines heterogenen Speichers, wie die Stuttgart-Formation am Standort Ketzin, eingehender zu untersuchen.

5.3.6.5 Geomechanische Aspekte zur CO₂-Speicherung am Standort Ketzin

Baumann et al. (2014) haben gezeigt, dass das injizierte Kohlenstoffdioxid am Standort Ketzin bis in eine Tiefe von 650 m (P_f : 6,2-7,8 MPa, T : ~35 °C) vorgedrungen ist. Die geomechanischen Messergebnisse von porösen Reservoirsandsteinen (21-25 Vol.-% Quarz) aus diesem CO₂-Einflussbereich indizieren keine nennenswerten Änderungen in den geomechanischen Parametern vor und vier Jahre nach dem Beginn der CO₂-Injektion. Ojala (2011) behandelte Bentheimer- und *Castlegate*-Sandsteine mit einer reifen Zusammensetzung (70-95 % Quarz) unter In-situ-Bedingungen von 80 °C und 25 MPa Porenfluiddruck über eine Dauer von einer Woche mit CO₂-gesättigtem Salzwasser. Die Ergebnisse der anschließend durchgeführten *Brazilian*-Tests zeigen keine bedeutende Zugfestigkeitsänderung infolge eines möglichen CO₂-Einflusses an. Marbler et al. (2012) setzten Sandsteine des Buntsandsteins und Rotliegenden (60-75 Vol.-% Quarz) unter In-situ-Bedingungen von 100 °C und 10 MPa Fluiddruck superkritischem Kohlenstoffdioxid aus. Die Proben wurden nach 12-35 Tagen triaxial belastet. Aus den Ergebnissen der mechanischen Tests gehen reduzierte Festigkeiten

von CO₂-behandelten gegenüber CO₂-unbehandelten Sandsteinproben hervor. Die Resultate der oberhalb aufgeführten Studien indizieren eine Zunahme der mineralogisch-geomechanischen Veränderungen mit steigender Temperatur, wobei der Standort Ketzin im unteren Druck-Temperatur-Bereich anzusiedeln ist. Die Maturität bzw. der Gehalt an stabilen, detritischen Mineralen (z.B. Quarz) scheint von zweitrangiger Bedeutung zu sein. Da das CO₂ am Standort Ketzin vor der Injektion auf Reservoirtemperatur erwärmt wurde (Möller et al., 2014), sind mögliche thermische Effekte ebenso vernachlässigbar.

Anhydrit stellt einen bedeutenden mineralogisch-petrographischen Faktor in der Zusammensetzung der Keupersedimente, so auch des Reservoirs innerhalb der Stuttgart-Formation und deren Deckgebirge dar. Geochemische und geomechanische Auswirkungen infolge einer CO₂-Anhydrit-Wechselwirkung wurden jedoch von Hangx et al. (2010) als gering beschrieben. Bei der geomechanischen Betrachtung des Speichergesteins am Standortes Ketzin ist diese Fluid-Gesteins-Wechselwirkung daher von untergeordneter Bedeutung und erlaubt im Rückschluss einen positiven Einfluss des omnipräsenten Anhydrits auf die Integrität des Speichersystems. Darüber hinaus ist intakter Anhydrit nahezu impermeabel (Bennion & Bachu, 2007) und stellt daher ein geeignetes Abdeckgestein dar.

Weder die im Reservoirbereich vorherrschenden Spannungsbeträge mit niedrigen Differenzspannungen (Sinha et al., 2010) noch die überschaubare Druckerhöhung bzw. die geringen Injektionsraten können eine Bruchbildung hervorrufen. Kempka et al. (2014a) kamen anhand hydromechanischer Modellierungen ebenfalls zu diesem Ergebnis und präsentieren für das Gesteinsversagen unter den Druckbedingungen in der Stuttgart-Formation ein kohäsionsloses Material mit einem Reibungswinkel unterhalb von 6°, was den Werten der vorliegenden Studie nahe kommt und einem extrem schwach konsolidierten Material entspricht. Folgende hypothetische Überlegungen sollen dennoch angeführt werden. Die stark schwankenden Festigkeiten der untersuchten Gesteine der Speicherformation lassen sich in Bezug auf das Bruchverhalten (Entstehung und Reaktivierung) aus verschiedenen Blickwinkeln betrachten. Es stellt sich die Frage, wie sich die unterschiedlich stark verfestigten Sandsteine bei hohen Differenzspannungen bzw. hohem Fluiddruck gegenseitig beeinflussen und als Gesteinsverband reagieren. Geringe Gesteinsfestigkeiten bzw. schwach konsolidierte Sandsteine bewirken ein relativ rasches Gesteinsversagen oder eine Tendenz zu plastischer Deformation (Wang et al., 2013). In diesem Zusammenhang könnten wiederum die lagenweise stark zementierten und hochfesten Sandsteinschichten als stabilisierender Faktor zum Tragen kommen. Jedoch sind diese Lagen recht geringmächtig (etwa 0,5-1,5 m) im Vergleich zum gesamten Reservoirsandstein (9-20 m). Bisherige Studien zur Heterogenität

von Reservoirsandsteinen widmen sich vorwiegend lithofaziellen, lithostratigraphischen oder petrophysikalischen Aspekten (u.a. Mohaghegh et al., 1994; Lengler et al., 2010; Morad et al., 2010; Fan, 2014). Die vorliegende Studie präsentiert anhand der Reservoirgesteine der Stuttgart-Formation erstmals eine geomechanisch hochdifferenzierte Speicherformation. Diese sehr diskrete und überaus variable Festigkeitsverteilung, wie sie im Reservoirsandstein der Stuttgart-Formation vorliegt, sollte in weiterführenden Studien eingehender untersucht werden. Die Auswirkungen der variablen Festigkeitseigenschaften auf die Horizontalspannungen sind Gegenstand der Spannungsfeldanalyse im Kapitel 5.5.

5.4 Wechselbeziehungen zwischen geomechanischen und petrographischen Parametern

In diesem Kapitel werden einige petrographische Eigenschaften von GM-Proben den geomechanischen Parametern (σ_c , σ_{ci} , σ_t , ϕ , c und E) gegenüber gestellt. Hierfür werden dünnschliffmikroskopisch relativ einfach zu bestimmende Eigenschaften, wie Porosität, Zementierung sowie der Gehalt an Quarz und Lithoklasten betrachtet, da diese bereits für Sandsteine als geomechanisch relevante Faktoren beschrieben wurden (Pittman & Larese, 1991; Barnabe et al., 1992; Ulusay et al., 1994; Jeng et al., 2004; Zorlu et al., 2004). In den folgenden Diagrammen zeigen die schwarzen Trendlinien Korrelationen ohne Ausreißerwerte und rote Trendlinien beinhalten diese. Die Art der Regression, linear oder exponentiell, wurde entsprechend des besten Wertes des Bestimmtheitskoeffizienten R^2 gewählt. Es ist anzumerken, dass die statistische Signifikanz der Wechselbeziehungen aufgrund der geringen Probenanzahl von neun bis zwölf als gering einzuschätzen ist. Es sind jedoch mehr oder weniger deutliche Trends zu beobachten.

5.4.1 Porosität

Es lassen sich gute, inverse Korrelationen zwischen den geomechanischen Parametern und der Porosität feststellen (Abb. 5.20). Die in dieser Studie bestimmten Dünnschliffporositätswerte der tonreichen Überflutungsebenensedimente (GM-24 und GM-25, in Abb. 5.20 orange markiert) sind mit etwa 1 Vol.-% extrem gering und passen nicht zur Korrelation der übrigen Porositäten mit Geomechanikparametern. Daher wurden zusätzlich Bohrlochmessergebnisse der Totalporosität von etwa 20 % (Förster et al., 2010) mit einbezogen, um dünnschliffmikroskopisch nicht erfassbare Kleinstporen im Tonanteil zu berücksichtigen.

Probe GM-39 (Abb. 5.20: rot markiert) fügt sich sehr gut in den Trend der inversen Korrelation zwischen Porosität und Kohäsion bzw. der berechneten uniaxiale Druckfestigkeit σ_{ci} ein, stellt aber bei der Gegenüberstellungen von Porosität und Reibungswinkel bzw. Zugfestigkeit einen Ausreißer dar. Bei der schwarzen Trendlinie in diesen Diagrammen (Abb. 5.20) ist diese Probe in der Regression nicht berücksichtigt, woraus sich deutlich höhere Bestimmtheitskoeffizienten von etwa 0,71-0,83 ergeben. Unter Einbezug des Ausreißers sinkt R^2 auf bis zu 0,32.

5.4.2 Zementierung

Die Zementierung umfasst die wesentlichen authigen gebildeten Minerale (Anhydrit, Dolomit, Analcim; siehe Kapitel 5.2). Der Zementgehalt der untersuchten Sedimentgesteine schwankt zwischen etwa 1 Vol.-% und 32 Vol.-% und korreliert generell positiv mit den geomechanischen Eigenschaften (Abb. 5.21). Bei der Betrachtung aller Messwerte werden R^2 -Werte von 0,74-0,88 erzielt, wobei sich Probe GM-39 (Abb. 5.21: rot markiert) zumeist sehr gut in die bestehenden Trends einfügt, jedoch bei der Gegenüberstellung von Zementgehalt und Zugfestigkeit wiederum einen Ausreißer darstellt ($R^2 = 0,48$). Unter Ausschluss dieses Ausreißers ergibt sich ein recht hoher Wert für den Bestimmtheitskoeffizienten von etwa 0,77.

5.4.3 Quarz- und Lithoklastengehalt

Der Gehalt an Quarz und Lithoklasten spiegelt zwei Fraktionen des detritischen Mineralbestandes wider. Der Quarzgehalt setzt sich aus Mono- und Polyquarzen zusammen. Mikro- und kryptokristalline Quarzkörner stellen Hornsteinfragmente (*Chert*) dar und werden den Lithoklasten zugeordnet. Für die nachfolgende Auswertung werden poröse bzw. teilweise Tonmatrix führende (blau) und stark zementierte Proben (ohne nennenswerten Matrixgehalt, rosa) unterschieden (Abb. 5.22 und 5.23).

Lithoklastengehalt

Die Ergebnisse werden aufgrund der unterschiedlichen Gesteinszusammensetzung auf zwei Weisen betrachtet. Werden die Proben, mit Ausnahme jener mit einem Lithoklastenanteil geringer als 5 %, in Ihrer Gesamtheit betrachtet, so zeigt sich eine negative Korrelation zwischen dem Lithoklastenanteil und den geomechanischen Parametern. Hierbei weisen stark zementierte Proben generell höhere Festigkeitswerte als poröse Gesteine auf. Poröse Proben mit sehr niedrigem Lithoklastengehalt scheinen hierbei nicht dem beobachteten Trend zu

folgen. Die zweite Betrachtungsweise konzentriert sich auf die unterschiedlichen Wechselbeziehungen zwischen porösen bzw. stark zementierten Proben und den Geomechanikparametern, welche in Abbildung 5.22 durch zwei verschiedene Trendlinien hervorgehoben sind. Dabei ist für poröse Proben ein geringerer Einfluss des Lithoklastengehaltes auf die Geomechanikparameter zu beobachten. Stark zementierte Proben zeigen im Vergleich zu porösen Gesteinen mit abnehmendem Lithoklastenanteil einen deutlich stärkeren Anstieg der geomechanischen Parameterwerte. Anhand der Daten lässt sich für poröse Proben kaum Einfluss des Lithoklastengehaltes auf die Kohäsion bzw. die indirekte Druckfestigkeit ableiten.

Quarzgehalt

Für den Quarzanteil lässt sich keine eindeutige Korrelation mit einem einheitlichen und nachvollziehbaren Trend mit den Geomechanikparametern feststellen. Vielmehr ist, mit Ausnahme von zwei quarzreichen Proben, eine starke Variation der Festigkeitswerte bei ähnlichem Quarzgehalt zu beobachten. Es liegen generell niedrige Bestimmtheitskoeffizienten zwischen 0,03 und 0,54 vor. Die stark zementierten Proben heben sich auch hier durch deutlich höhere Werte der geomechanischen Parameterwerte hervor (Abb. 5.23).

Abschließend lässt sich feststellen, dass die Porosität und die Zementierung einen weitaus stärkeren Einfluss auf die geomechanischen Parameter besitzen als es für den Quarz- und Lithoklastenanteil der Fall ist, wonach in primäre und sekundäre Einflussfaktoren unterschieden werden kann. Die Zementierung bewirkt für die Wechselbeziehung zwischen geomechanischen Parametern und den sekundären Faktoren eine deutliche Separation, wobei zwei erkennbare Trends für den Lithoklastengehalt hervortreten.

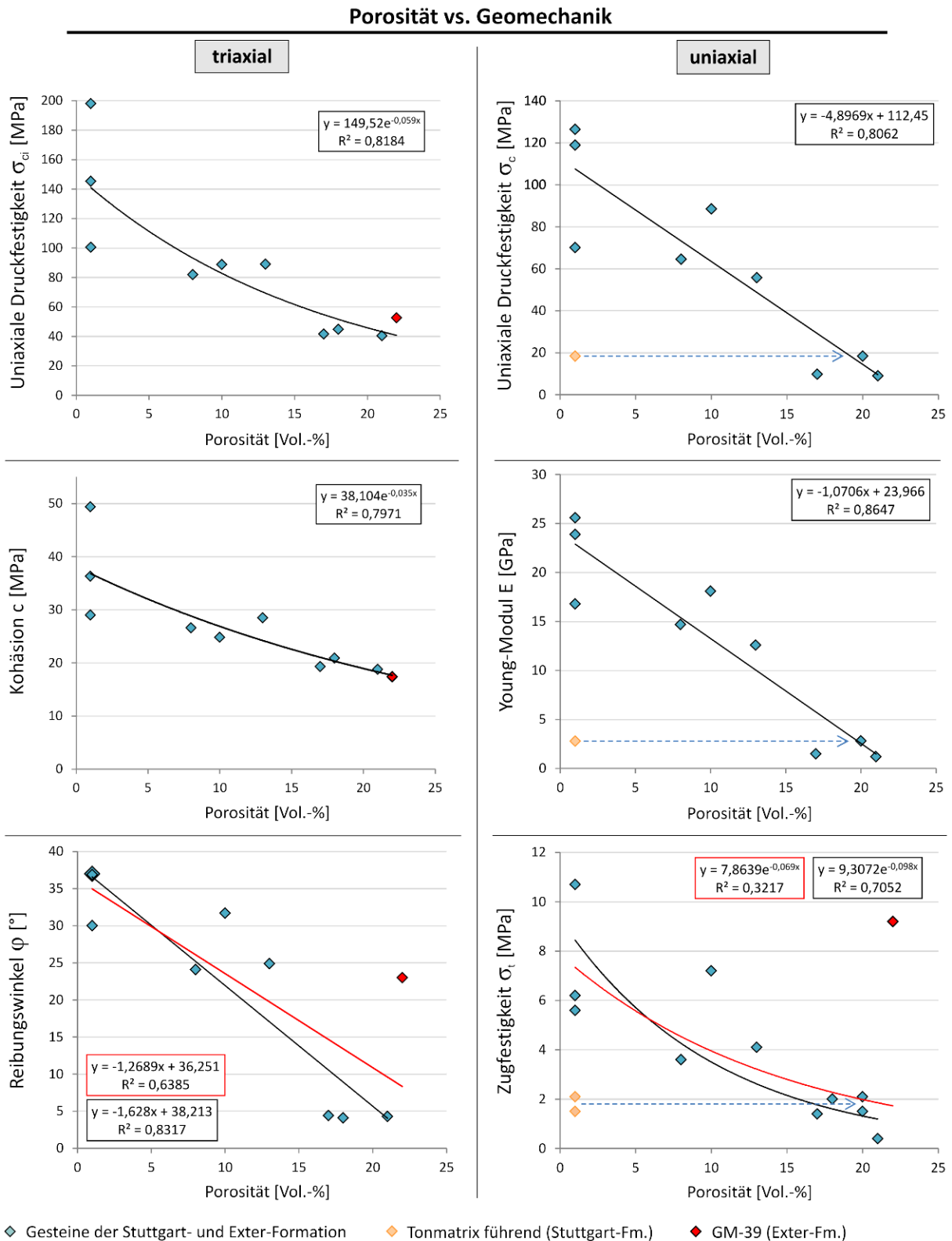


Abb. 5.20: Gegenüberstellung der Porosität und der Geomechanikparameter nach (links) triaxialen und (rechts) uniaxialen Testergebnissen. Rote Trendlinien: Regression mit Probe GM-39, schwarze Trendlinien: Regression ohne Probe GM-39. Rote Markierung: GM-39. Orange Markierung: Dünnschliffporositäten der Überflutungsebenensedimente GM-24 und GM-25, der gestrichelte Pfeil verweist auf approximierten Totalporositäten (nach Förster et al., 2010).

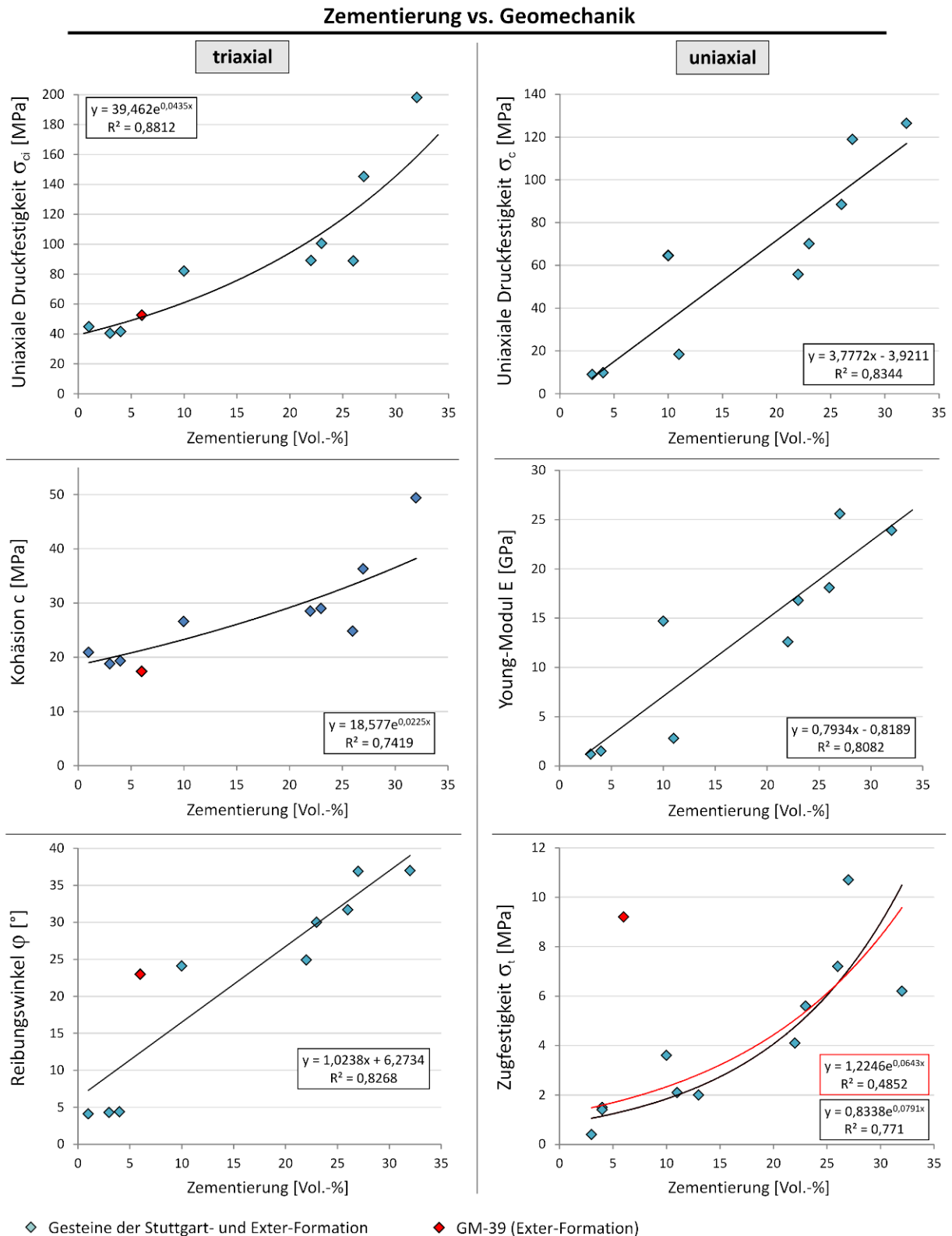


Abb. 5.21: Gegenüberstellung der Zementierung und der geomechanischen Eigenschaften nach (links) triaxialen und (rechts) uniaxialen Testergebnissen. Rote Trendlinien: Regression mit Probe GM-39, schwarze Trendlinien: Regression ohne Probe GM-39. Rote Markierung: GM-39.

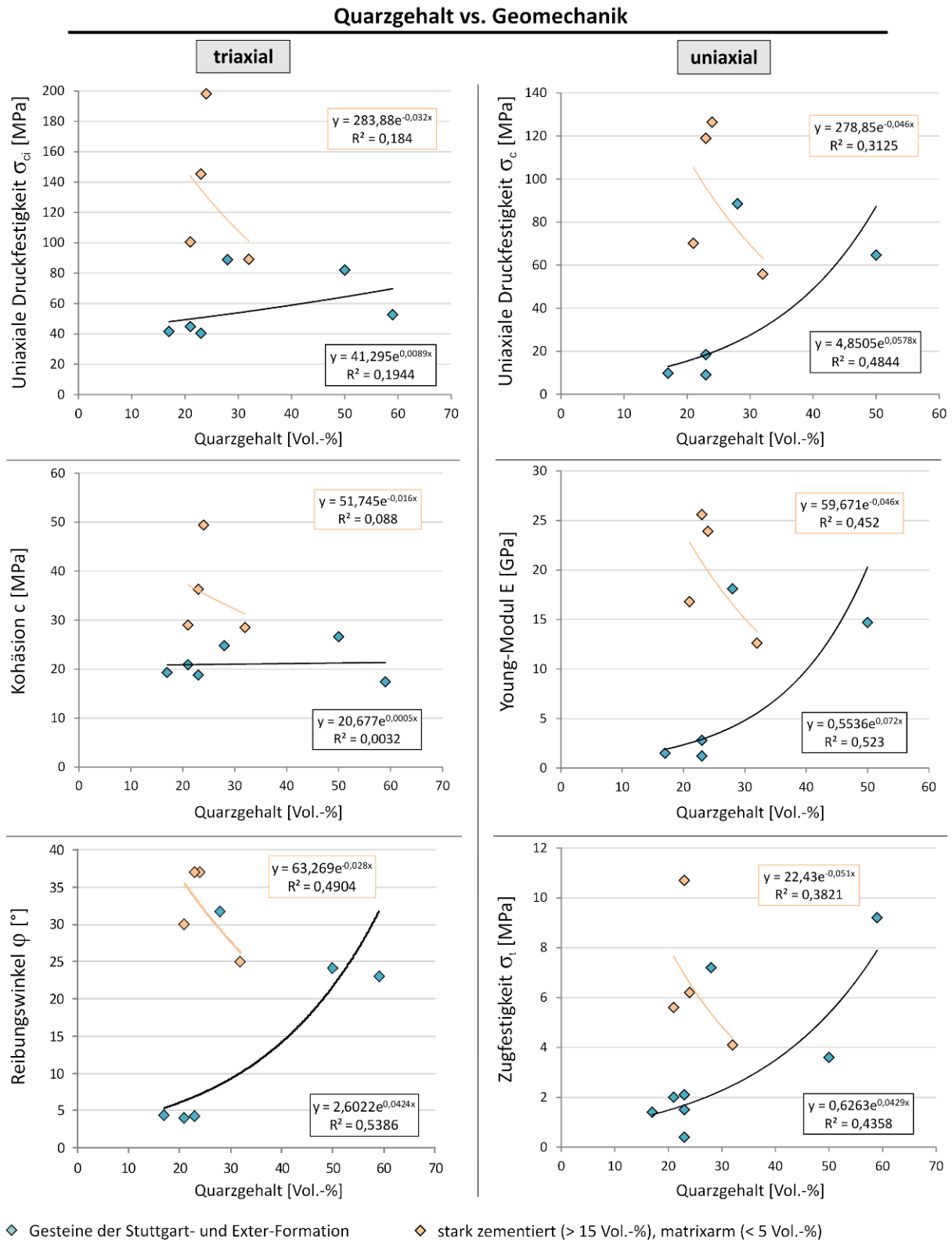


Abb. 5.22: Vergleich von Lithoklastengehalt und geomechanischen Eigenschaften der Sedimentgesteine des Standortes Ketzin. Die rosafarbenen Werte markieren Proben, die mehr als 15 Vol.-% Zementierung und relativ wenig Matrix (weniger als 5 Vol.-%) enthalten.

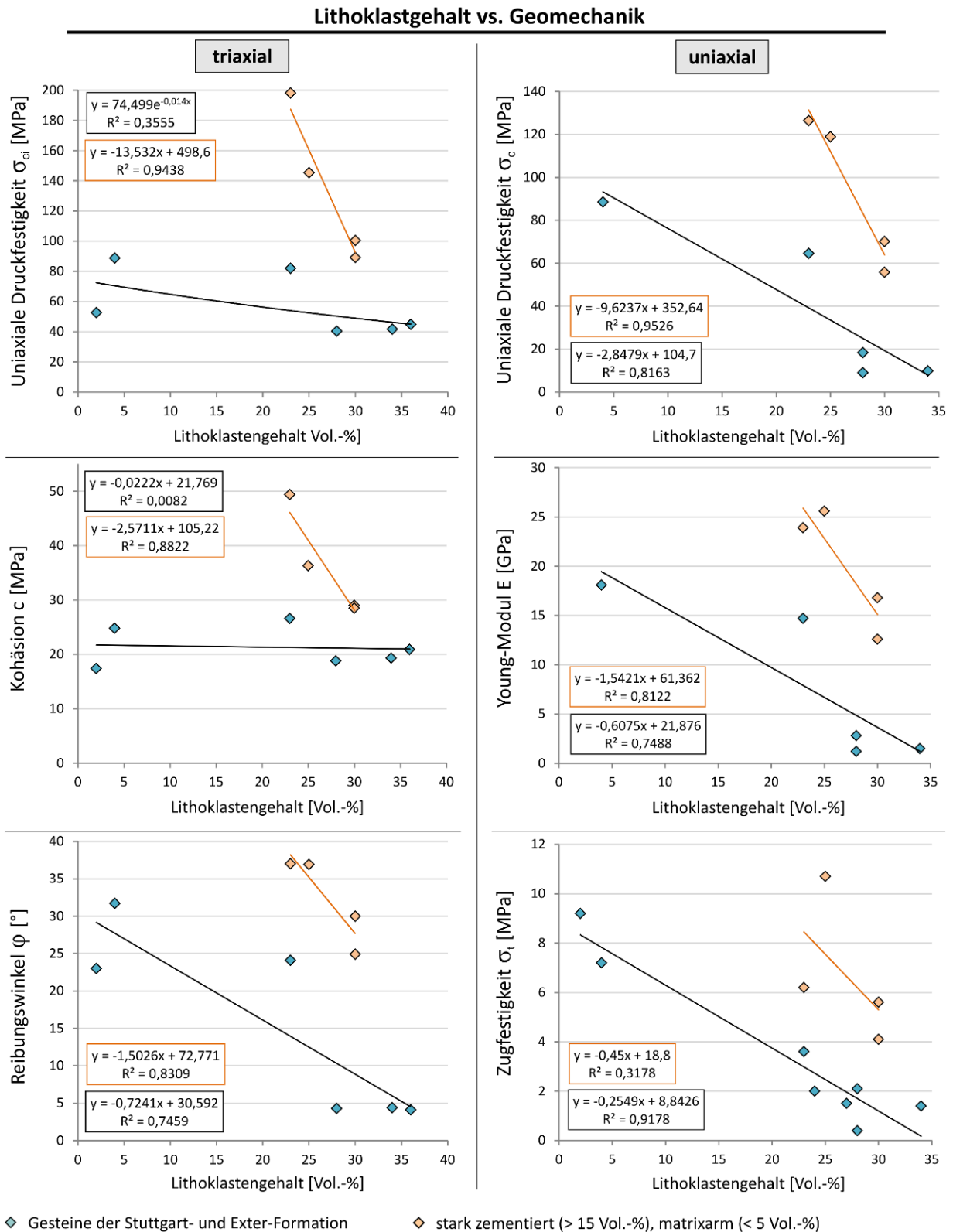


Abb. 5.23: Vergleich von geomechanischen Laborwerten und dem Quarzgehalt. Rosafarbene Markierungen stellen stark zementierte (> 15 Vol.-%) Proben mit geringem Matrixgehalt (< 5 Vol.-%) dar.

5.4.4 Diskussion

Zahlreiche Studien widmeten sich der Ableitung von geomechanischen Eigenschaften aus petrographischen Parametern (u.a. Shakoor & Bonelli, 1991; Barnabe et al. 1992; Ulusay et al., 1994; Bell & Lindsay, 1999; Jeng et al., 2004; Zorlu et al., 2004; Chang et al., 2006; Fahimifar & Soroush, 2007; Zorlu et al., 2008; Soroush & Tokhmechi, 2010; Heidari et al., 2013.). Es wird angegeben, dass eine Reihe petrographischer Eigenschaften die Gesteinsfestigkeit kontrollieren. Zu diesen zählen u.a. die Korngröße und -form, die Art und Dichte der Kornkontakte, der Matrixgehalt, die Porosität, die Zementierung, die Packungsdichte sowie der Quarz- und Lithoklastenanteil.

Die Wechselbeziehung zwischen Zementierung und geomechanischen Parametern weist in der vorliegenden Studie die besten Korrelationen auf. Dabei lässt sich mit zunehmender Zementierung eine steigende Gesteinsfestigkeit feststellen, was mit Beobachtungen von Shakoor & Bonelli (1991) und Barnabe et al. (1992) übereinstimmt. Hinsichtlich des mechanischen Gesteinsverhaltens ist hierbei der Gehalt gegenüber der Art der Zementierung das bestimmende Element (Bell, 2007). Für die Porosität sind vergleichbar gute Korrelationen mit den Geomechanikparametern zu beobachten. Der geomechanische Einfluss der Porosität ist weitgehend unbestritten und korreliert generell negativ mit den geomechanischen Parametern (Ulusay et al., 1994; Jeng et al., 2004; Chang et al., 2006; Pomonis et al., 2007; Heidari et al., 2013). Jedoch scheint diese Korrelation zwischen Porosität und Geomechanikparametern sensibel auf den Tongehalt zu reagieren, sofern Dünnschliffporositäten genutzt werden. Aufgrund der geringen Partikelgröße der Tonfraktion in den Überflutungsebenensedimenten ($< 2 \mu\text{m}$) ist von einer optisch nicht erfassbaren Nanoporosität auszugehen, welche üblicherweise Werte von 5-50 % erreicht (Pearson, 1999). Auf der Grundlage von Neutron-Neutron-Logs (NN) wurden im Teufenbereich der getesteten Überflutungsebenensedimente Totalporositäten von ca. 20 % und effektiven Porositäten von etwa 1-5 % ermittelt (Förster et al., 2010; Norden et al., 2010). Die in der vorliegenden Studie dünnenschliffmikroskopisch ermittelten Porositätswerte der tonigen Proben von etwa 1 Vol.-% sind demnach am ehesten mit der effektiven Porosität vergleichbar. Stimmige Wechselbeziehungen zwischen der Porosität und den geomechanischen Parametern von tonreichen Sedimenten sind allein durch optische Verfahren kaum realisierbar. Es empfiehlt sich hierfür die Verwendung der Totalporosität aus geophysikalischen Messungen, wie die NN oder nuklearmagnetische Resonanz (NMR), um auch die Nanoporosität im Tonanteil zu erfassen (Kenyon, 1997). Fjaer et al. (2008) zeigen, dass mit zunehmendem Tongehalt in Sandsteinen eine Abnahme des Reibungswinkels eintritt. Zudem beschreiben Fahimifar &

Soroush (2007) den Tongehalt für Gesteine mit Druckfestigkeiten bis 50 MPa als einen festigkeitsreduzierenden Faktor. Die Ergebnisse der vorliegenden Studie lassen hingegen einen solchen Einfluss nicht erkennen. Der tonreiche Sandstein der Überflutungsebenenfazies besitzt sogar eine etwas höhere uniaxiale Druck- und Spaltzugfestigkeit (18,4 MPa / 2,1 MPa) als poröse Rinnensandsteine ohne nennenswerten Tonanteil (9,0-9,8 MPa / 0,4-1,4 MPa). Da lediglich die Proben GM-24 und GM-25 einen nennenswerten Tongehalt von 15-25 Vol.-% aufweisen, wurde keine umfassendere Gegenüberstellung bezüglich der Wechselbeziehung von Festigkeitseigenschaften und dem Tongehalt vorgenommen. Für den Quarz- und Lithoklastenanteil können keine bzw. schlechtere Korrelationen mit Bruchparametern festgestellt werden, was zumindest teilweise der geringen Variabilität der Quarz- und Lithoklastenanteile geschuldet ist. Insbesondere der Quarzanteil scheint sich unwesentlich auf das Bruchverhalten der untersuchten Gesteine auszuwirken, was mit Beobachtungen von Bell (1978) und Ulusay et al. (1994) vereinbar ist. Mehrere Studien beschrieben hingegen für Sandsteine eine positive Korrelation zwischen dem Quarzgehalt und σ_c (Gunsallus & Kulhawy, 1984; Bell & Lindsay, 1999; Zorlu et al., 2004). Es zeigen sich in dieser Studie negative Korrelationen für den Lithoklastengehalt, welcher somit die Gesteinsfestigkeit beeinflusst. Pittman & Larese (1991) konnten experimentell ebenfalls nachweisen, dass Lithoklasten generell eine geringere Festigkeit als Quarz oder Feldspäte besitzen und festigkeitsreduzierend wirken. In den Sedimentgesteinen der Stuttgart-Formation beeinflussen primär die Porosität und die Zementierung das mechanische Gesteinsverhalten. Der Lithoklasten- und der Quarzgehalt sind hier als sekundäre Faktoren zu bezeichnen. In der vorliegenden Studie konnte zudem gezeigt werden, dass der Einfluss des Quarz- und Lithoklastengehaltes durch die Zementierung überlagert wird und vorhandene, wenn auch schwache, Wechselbeziehungen verschleiert werden können (Abb. 5.22 und 5.23). Grundsätzlich wird gezeigt, dass die Bestimmung der Zementierung und Porosität eine einfache Methode darstellt, um gesteinsmechanische Eigenschaften abzuleiten und diese ggf. mit geophysikalischen Messergebnissen abzugleichen. Nach Meng et al. (2006) werden die geomechanischen Eigenschaften eines Sedimentgesteins erheblich durch die Ablagerungsprozesse innerhalb eines Milieus kontrolliert, was sich durch verschiedene Lithofaziestypen beschreiben lässt.

Neben dem optisch nur schwer festzustellenden Tongehalt sind kleinskalige, lithologische Heterogenitäten eine weitere potentielle Fehlerquelle zur Einschätzung des Bruchverhaltens mittels petrographischer Parameter. Hierbei kann es dazu führen, dass ein angefertigter Dünnschliff nicht für die gesamte Probe repräsentativ ist, welche geomechanisch getestet

wurde. Trotz dieser Unsicherheiten und der recht niedrigen Probenzahl ist ein Zusammenhang zwischen der Porosität/Zementierung und der Gesteinsfestigkeit deutlich erkennbar und untermauert die Ergebnisse früherer Studien. So ist mit abnehmender Porosität und zunehmendem Zementierungsgehalt ein Anstieg der Gesteinsfestigkeit zu verzeichnen. Die Betrachtung der Gegenüberstellungen von Geomechanikparametern und dem Lithoklasten- bzw. Quarzgehalt wird dagegen durch die eher geringe Variation dieser petrographischen Eigenschaften erschwert und ist mit Vorbehalt zu bewerten. Weiterführende Untersuchungen sollten sich den beschriebenen Wechselbeziehungen und der Trendseparation für die sekundären petrographischen Faktoren widmen. Der Zusammenhang von intensiver Zementierung und dem Auftreten von Rinnensandsteinen deutet zudem auf eine lithofazielle Steuerung von geomechanischen Parametern hin. Eine lithofazielle Untergliederung des Ablagerungsmilieus könnte mittels geologischer Modellierung beitragen, eine räumliche Verteilung der geomechanischen Eigenschaften abzubilden.

5.5 Spannungsfeldanalyse

Das Verhalten von Störungen ist abhängig von den Magnituden der Hauptspannungen und der Raumlage der Hauptspannungsachsen. Für den Großteil des NDB einschließlich des Standortes Ketzin wird von einer etwa senkrecht orientierten maximalen Hauptspannung σ_1 ausgegangen (Röckel & Lempp, 2003; Sinha et al., 2010; Ouellet et al., 2011). Die Eingrenzung des vorherrschenden Spannungsregimes basiert auf regionalen Daten und strukturgeologischen Merkmalen. So wurde für das NDB überwiegend ein rezentes Abschiebungsregime ($\sigma_v > \sigma_{Hmax} > \sigma_{hmin}$) beschrieben (Hecht et al., 2003; Bjørlykke et al., 2010). Zudem werden salztektonische Aufdomungen, wie die Ketzin-Antiklinale, zumeist von Dehnungsphänomenen mit Abschiebungsstrukturen begleitet (Dietrich, 1989; Lohr et al., 2007). Die Versatzmuster der ENE-WSW bis E-W orientierten Störungen innerhalb der Ketzin-Antiklinale besitzen ebenfalls einen Abschiebungscharakter, weshalb auch für den Standort Ketzin von einem Abschiebungsregime ausgegangen wird. Das folgende Kapitel soll eine Vergleichsstudie zu den *Sonic-Log*-basierten Daten von Sinha et al. (2010) und damit einen alternativen methodischen Ansatz für die Bestimmung der horizontalen Hauptspannungen darstellen. Auf Grundlage des Reibungsgleichgewichtes und nach dem Prinzip der limitierenden Spannungen (Peška & Zoback, 1995) werden nachfolgend die horizontalen Hauptspannungen ermittelt.

5.5.1 Limitierende Horizontalspannungen

Die limitierenden Horizontalspannungen lassen sich unter Voraussetzung des Reibungsgleichgewichtes (Jaeger et al., 2007) aus dem Verhältnis der Hauptspannungen herleiten, welches den Reibungskoeffizienten μ und den Fluiddruck P_f erfordert (Peška & Zoback, 1995). Nach Byerlee (1978) besitzen flache Krustenbereiche mit Normalspannungen unterhalb 200 MPa, wie es für die Stuttgart-Formation am Standort Ketzin der Fall ist, einen μ -Wert von 0,85. Aus den triaxialen Testergebnissen der Reservoir- und Deckgebirgsgesteine des Standortes Ketzin wurden weitere Reibungskoeffizienten ermittelt. Die Extremwerte dieser Ergebnisse wurden an den schwach verfestigten, inkompetenten ($\mu_i = 0,07$) und den stark zementierten, kompetenten Sandsteinen ($\mu_k = 0,75$) der oberen Stuttgart-Formation bestimmt. Die Variation des Fluiddruckes umfasst den initialen ($P_{fmin} = 6,2$ MPa) und injektionsbedingt erhöhten Reservoirdruck ($P_{fmax} = 7,8$ MPa) innerhalb der Stuttgart-Formation in einer Teufe von 640 m (Kempka & Kühn, 2013). Für diese Teufe wurde mit Hilfe des Dichte-Logs der Bohrung Ktzi 200 eine durchschnittliche Gesteinsdichte von 2294 kg/m^3 ermittelt, woraus sich eine Vertikalspannung σ_v von 14,4 MPa ergibt. Diese Parameter werden im Folgenden genutzt, um in unterschiedlichen Szenarien die Magnituden der horizontalen Hauptspannungen in der Stuttgart-Formation abzuschätzen. Die Horizontalspannungen können mit Hilfe eines Spannungspolygons illustriert werden, welches die potentiell möglichen Spannungsverhältnisse in Abhängigkeit von dem Reibungskoeffizienten und dem Fluiddruck anzeigt (Moos & Zoback, 1990; Peška & Zoback, 1995).

5.5.1.1 Horizontalspannungen bei initialem Reservoirdruck P_{fmin}

Für die Erstellung der Spannungspolygone in Abbildung 5.24 wird ein initialer Porenfluiddruck P_{fmin} von 6,2 MPa (Kempka & Kühn, 2013) angewendet. Den nachfolgenden Berechnungen liegt das Verhältnis der limitierenden Hauptspannungen nach Peška & Zoback (1995) zugrunde:

$$\frac{\sigma_1 - P_{fmin}}{\sigma_3 - P_{fmin}} = \left(\sqrt{\mu^2 + 1} + \mu \right)^2.$$

Die Herleitung der horizontalen Hauptspannungen erfolgt zunächst anhand der experimentell ermittelten Reibungskoeffizienten μ_i und μ_k :

$\mu_j = 0,07$ (schwach verfestigte Sandsteine)

$$\frac{\sigma_1 - P_{fmin}}{\sigma_3 - P_{fmin}} = \left(\sqrt{0,07^2 + 1 + 0,07} \right)^2 = 1,15$$

$$\sigma_1 - P_{fmin} = 1,15 \sigma_3 - 1,15 P_{fmin}$$

$$\sigma_1 + 0,15 P_{fmin} = 1,15 \sigma_3 \quad | P_{fmin} = 0,43 \sigma_v$$

$$\sigma_1 + 0,06 \sigma_v = 1,15 \sigma_3$$

Aus dieser Berechnung gehen die auf die Vertikalspannung normierten Horizontalspannungen hervor, welche die limitierenden Werte im Spannungspolygon bilden:

$$\sigma_{hmin} = \sigma_v \rightarrow \sigma_{Hmax} \leq 1,09 \sigma_v$$

$$\sigma_{Hmax} = \sigma_v \rightarrow \sigma_{hmin} \geq 0,92 \sigma_v$$

Aus dem Spannungspolygon (Abb. 5.24) lassen sich für die Spannungsverhältnisse eines Abschiebungssystems ($\sigma_v > \sigma_{Hmax} > \sigma_{hmin}$) folgende horizontale Hauptspannungen entnehmen:

Abschiebungsregime:

$$\sigma_{Hmax} \leq 0,96 \sigma_v$$

$$\sigma_{hmin} \geq 0,92 \sigma_v$$

$\mu_k = 0,75$ (stark zementierte Sandsteine)

$$\frac{\sigma_1 - P_{fmin}}{\sigma_3 - P_{fmin}} = \left(\sqrt{0,75^2 + 1 + 0,75} \right)^2 = 4$$

$$\sigma_1 - P_{fmin} = 4 \sigma_3 - 4 P_{fmin}$$

$$\sigma_1 + 3 P_{fmin} = 4 \sigma_3 \quad | P_{fmin} = 0,43 \sigma_v$$

$$\sigma_1 + 1,29 \sigma_v = 4 \sigma_3$$

$$\text{für } \sigma_{hmin} = \sigma_v \rightarrow \sigma_{Hmax} \leq 2,71 \sigma_v$$

$$\text{für } \sigma_{Hmax} = \sigma_v \rightarrow \sigma_{hmin} \geq 0,57 \sigma_v$$

Abschiebungsregime:

$$\sigma_{Hmax} \leq 0,79 \sigma_v$$

$$\sigma_{hmin} \geq 0,57 \sigma_v$$

Die nachfolgende Abschätzung der Horizontalspannungen liegt gemäß Byerlee (1978) einem Reibungskoeffizienten von 0,85 zugrunde:

$\mu = 0,85$ (Byerlee, 1978)

$$\frac{\sigma_1 - P_{fmin}}{\sigma_3 - P_{fmin}} = \left(\sqrt{0,85^2 + 1} + 0,85 \right)^2 = 4,68$$

$$\sigma_1 - P_{fmin} = 4,68 \sigma_3 - 4,68 P_{fmin}$$

$$\sigma_1 + 3,68 P_{fmin} = 4,68 \sigma_3 \quad | P_{fmin} = 0,43 \sigma_v$$

$$\sigma_1 + 1,58 \sigma_v = 4,68 \sigma_3$$

$$\text{für } \sigma_{hmin} = \sigma_v \rightarrow \sigma_{Hmax} \leq 3,1 \sigma_v$$

$$\text{für } \sigma_{Hmax} = \sigma_v \rightarrow \sigma_{hmin} \geq 0,55 \sigma_v$$

Abschiebungsregime:

$$\sigma_{Hmax} \leq 0,77 \sigma_v$$

$$\sigma_{hmin} \geq 0,55 \sigma_v$$

5.5.1.2 Horizontalspannungen bei maximalem Injektionsdruck P_{fmax}

Die Abschätzung der Horizontalspannungen bei erhöhtem Formationsdruck von maximal 7,8 MPa während des CO₂-Speicherbetriebes (Kempka & Kühn, 2013) erfolgt analog zur Herleitung der initialen Spannungsverhältnisse. Nachfolgend werden die Horizontalspannungen auf der Grundlage dieses Formationsdruckes und der bereits aufgeführten Reibungskoeffizienten hergeleitet. Die resultierenden Spannungspolygone sind in Abbildung 5.25 dargestellt.

$\mu_i = 0,07$ (schwach verfestigte Sandsteine)

$$\frac{\sigma_1 - P_{fmax}}{\sigma_3 - P_{fmax}} = \left(\sqrt{0,07^2 + 1} + 0,07 \right)^2 = 1,15$$

$$\sigma_1 - P_{fmax} = 1,15 \sigma_3 - 1,15 P_{fmax}$$

$$\sigma_1 + 0,15 P_{fmax} = 1,15 \sigma_3 \quad | P_{fmax} = 0,54 \sigma_v$$

$$\sigma_1 + 0,08 \sigma_v = 1,15 \sigma_3$$

$$\sigma_{hmin} = \sigma_v \rightarrow \sigma_{Hmax} \leq 1,07 \sigma_v$$

$$\sigma_{Hmax} = \sigma_v \rightarrow \sigma_{hmin} \geq 0,94 \sigma_v$$

Abschiebungsregime:

$$\sigma_{Hmax} \leq 0,79 \sigma_v$$

$$\sigma_{hmin} \geq 0,57 \sigma_v$$

$\mu_k = 0,75$ (stark zementierte Sandsteine)

$$\frac{\sigma_1 - P_{fmax}}{\sigma_3 - P_{fmax}} = \left(\sqrt{0,75^2 + 1 + 0,75} \right)^2 = 4$$

$$\sigma_1 - P_{fmax} = 4 \sigma_3 - 4 P_{fmax}$$

$$\sigma_1 + 3 P_{fmax} = 4 \sigma_3 \quad | P_{fmax} = 0,54 \sigma_v$$

$$\sigma_1 + 1,62 \sigma_v = 4 \sigma_3$$

$$\sigma_{hmin} = \sigma_v \rightarrow \sigma_{Hmax} \leq 2,38 \sigma_v$$

$$\sigma_{Hmax} = \sigma_v \rightarrow \sigma_{hmin} \geq 0,66 \sigma_v$$

Abschiebungsregime:

$$\sigma_{Hmax} \leq 0,79 \sigma_v$$

$$\sigma_{hmin} \geq 0,57 \sigma_v$$

$\mu = 0,85$ (Byerlee, 1978)

$$\frac{\sigma_1 - P_{fmax}}{\sigma_3 - P_{fmax}} = \left(\sqrt{0,85^2 + 1 + 0,85} \right)^2 = 4,68$$

$$\sigma_1 - P_{fmax} = 4,68 \sigma_3 - 4,68 P_{fmax}$$

$$\sigma_1 + 3,68 P_{fmax} = 4,68 \sigma_3 \quad | P_{fmax} = 0,54 \sigma_v$$

$$\sigma_1 + 1,99 \sigma_v = 4,68 \sigma_3$$

$$\sigma_{hmin} = \sigma_v \rightarrow \sigma_{Hmax} \leq 2,69 \sigma_v$$

$$\sigma_{Hmax} = \sigma_v \rightarrow \sigma_{hmin} \geq 0,64 \sigma_v$$

Abschiebungsregime:

$$\sigma_{Hmax} \leq 0,79 \sigma_v$$

$$\sigma_{hmin} \geq 0,57 \sigma_v$$

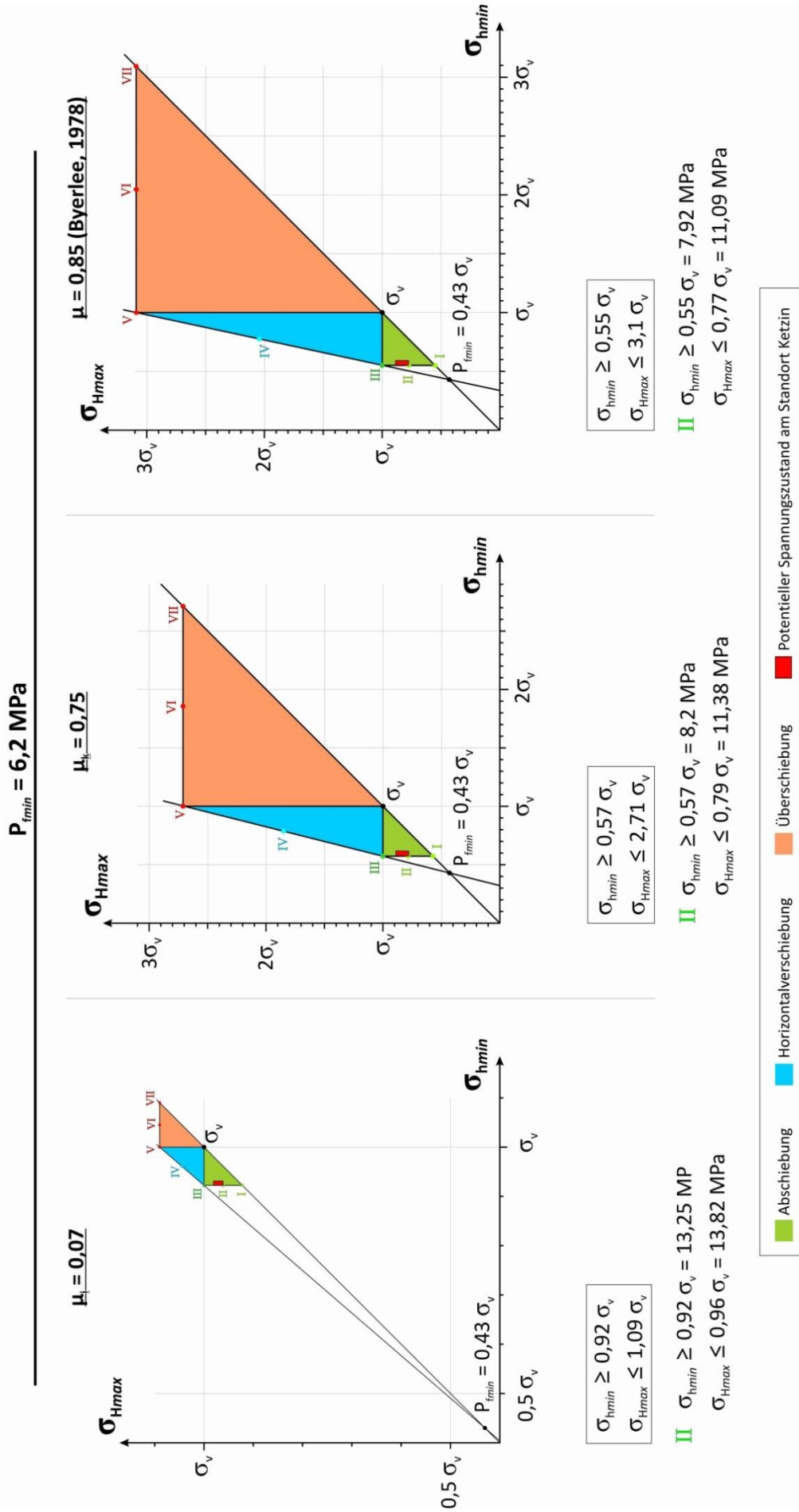


Abb. 5.24: Potentielle Horizontalspannungen für den Reservoirbereich der Stuttgart-Formation (640 m u. GOK) bei initialem Porenfluiddruck $P_{fmin} = 6,2 \text{ MPa}$ (Kempka & Kühn, 2013) und unterschiedlichen Reibungskoeffizienten auf der Grundlage des Reibungsgleichgewichtes nach Peška & Zoback (1995). Die Spannungen sind auf σ_v normalisiert. Die römischen Ziffern I-VII geben spezifische Spannungsregime bzw. Spannungsverhältnisse an (siehe Kapitel 2.4.2). II: Abschiebungsregime.

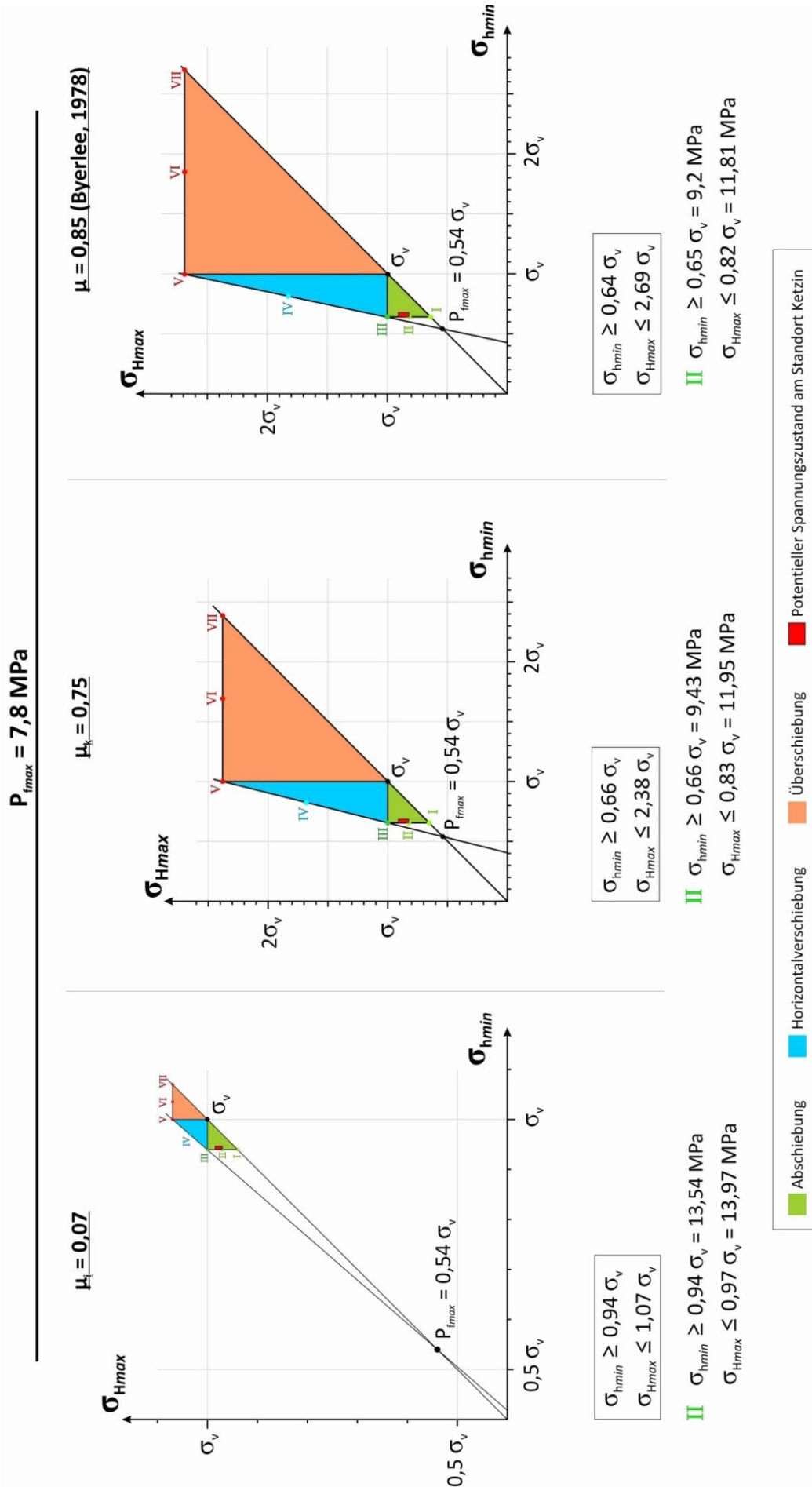


Abb. 5.25: Spannungspolygone für die möglichen Horizontalspannungen im Reservoirbereich der Stuttgart-Formation (640 m u. GOK) bei maximalem Porenfluiddruck $P_{fmax} = 7,8 \text{ MPa}$ (Kempka & Kühn, 2013) und unterschiedlichen Reibungskoeffizienten μ auf der Grundlage des Reibungsgleichgewichtes (nach Peška & Zoback, 1995). Die Spannungen sind auf σ_v normalisiert. Die römischen Ziffern I-VII geben spezifische Spannungsregime bzw. Spannungsverhältnisse an (siehe Kapitel 2.4.2). II: Abschiebungsregime.

5.5.2 Der rezente Spannungszustand in der Stuttgart-Formation und das Bruchverhalten der Reservoirgesteine unter In-situ-Bedingungen

Die Vertikalspannung σ_v beträgt für die Reservoirtiefe in der Stuttgart-Formation 14,4 MPa. In dieser Tiefe beträgt der Reservoirdruck unter initialen Druckbedingungen 6,2 MPa und erreichte einen Maximalwert von 7,8 MPa (Kempka & Kühn, 2013). Der Gegenüberstellung der Spannungsszenarien in Tabelle 5.8 ist zu entnehmen, dass bei der Abschätzung der limitierenden Spannungen (nach Peška & Zoback, 1995) die Variation des Fluiddrucks P_f einen wesentlich geringeren Einfluss auf die Magnituden der Horizontalspannungen ausübt als der Unterschied im Reibungskoeffizient μ . Der S_i -Spannungszustand (Tab. 5.8: grünlich) basiert auf dem kleinsten, ermittelten Reibungskoeffizienten ($\mu_i = 0,07$) und wird damit den schwach verfestigten, inkompetenten Sandsteinen zugeordnet. In den stark zementierten, kompetenten Sandsteinen mit dem höchsten, ermittelten Reibungskoeffizienten ($\mu_k = 0,75$) herrschen die S_k -Spannungskonfigurationen vor (Tab. 5.8: rötlich). Die Spannungszustände S_i und S_k liegen aufgrund der Wechsellagerungsverhältnisse innerhalb der Sandsteine der Stuttgart-Formation unmittelbar nebeneinander, in einer alternierenden Abfolge vor. Zum Vergleich sind in Tabelle 5.8 die mittleren Horizontalspannungsmagnituden von Sinha et al. (2010) aufgeführt (grau). Das folgende Kapitel 5.6 behandelt das Verhalten der Störungen der Region um Ketzin im Kontext der genannten Konfigurationen des rezenten Spannungsfeldes. Ein weiterer wichtiger Aspekt im Zusammenhang mit geologischen Speicherprojekten betrifft das Bruchverhalten der Gesteine im rezenten Spannungsfeld. Die Gegenüberstellung der effektiven Spannungszustände ist im Mohr-Diagramm in Abbildung 5.26 dargestellt. Darin sind die Mohr-Kreise mit der größten und kleinsten effektiven Hauptspannung der hergeleiteten Spannungskonfigurationen (rötlich gestrichelt und grünlich gepunktet) und von Sinha et al. (2010) (grau) zu sehen. Diese Darstellung der Effektivspannungen liegt den Fluiddruckangaben von Kempka & Kühn (2013) zugrunde. Die größte effektive Differenzspannung ($\sigma_1' - \sigma_3'$) ist für das Spannungsszenario S_{kmin} , innerhalb der stark zementierten Sandsteine, zu verzeichnen. Dem gegenüber liegt innerhalb der schwach verfestigten Sandsteine eine wesentlich geringere Differenzspannung vor. Anhand der Bruchkriterien der Proben MLU-6 und GM-07 ist ersichtlich, dass sich die ermittelten Spannungskonfigurationen sowohl in den kompetenten als auch in den inkompetenten Bereichen der Stuttgart-Formation im stabilen Bereich des Mohr-Diagramms befinden und somit unter den angewendeten Injektionsdrücken keine Bruchbildung wahrscheinlich ist (Abb.5.26). Es wäre eine Fluiddruckerhöhung um etwa 41 MPa bzw. 48 MPa nötig, um

5.5 Ergebnisse und Diskussion - Spannungsfeldanalyse

Tab. 5.8: Auflistung der Magnituden der absoluten horizontalen Hauptspannungen für den Standort Ketzin. Basierend auf dem Konzept der limitierenden Spannungen (Peška & Zoback, 1995) werden bei variierenden Reibungskoeffizienten (μ_i und μ_k) und Porenfluiddrücken (P_{fmin} und P_{fmax}) und einer Vertikalspannung σ_v von 14,4 MPa verschiedene Spannungskonfigurationen unterschieden: S_{imin} , S_{imax} , S_{kmin} und S_{kmax} . Grau: Mittelwerte von Sinha et al. (2010) (basierend auf Sonic-Bohrlochmessungen). Die kleinsten Hauptspannungen $\sigma_{hmin} = \sigma_3$ sind im Mohr-Diagramm in Abbildung 5.24 entsprechend der farblichen Kennzeichnung dargestellt.

		$P_{fmin} = 6,2 \text{ MPa}$	$P_{fmax} = 7,8 \text{ MPa}$
$\mu_i = 0,07$	$\sigma_{Hmax} \leq$	S_{imin} 13,82 MPa	S_{imax} 13,97 MPa
	$\sigma_{hmin} \geq$	13,25 MPa	13,54 MPa
$\mu_k = 0,75$	$\sigma_{Hmax} \leq$	S_{kmin} 11,38 MPa	S_{kmax} 11,95 MPa
	$\sigma_{hmin} \geq$	8,2 MPa	9,43 MPa
Sinha et al. (2010)	$\sigma_{Hmax} =$	13,8 MPa	
	$\sigma_{hmin} =$	12,9 MPa	

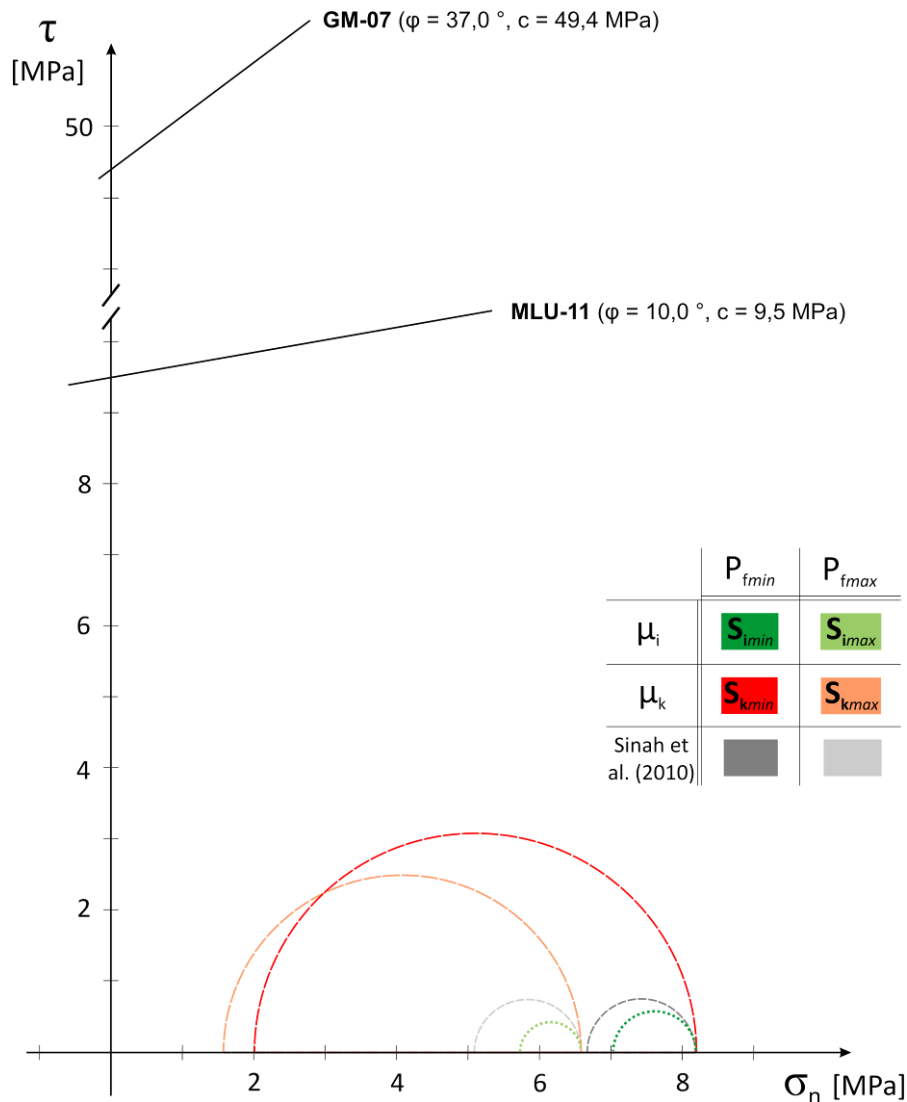


Abb. 5.26: Die Bruchgeraden der Proben MLU-11 und GM-07 repräsentieren das Spektrum des Gesteinsversagens der Sandsteine der Stuttgart-Formation. Die Spannungszungszustände innerhalb der Sandsteine (rote und grüne Mohr-Kreise) basieren auf dem Konzept der limitierenden Spannungen (Peška & Zoback, 1995). Sinha et al. (2010) ermittelten Spannungsdaten (grau) aus Sonic-Log-Messungen. $P_{fmin/max}$: minimaler/maximaler Fluiddruck. $\mu_{i/k}$: minimaler/maximaler Reibungskoeffizient.

Gesteinsversagen hervorzurufen. Die Spannungswerte zeigen, dass in den inkompetenten Sandsteinlagen geringere effektive Differenzspannungen bzw. höhere Horizontalspannungen vorliegen. Darüber hinaus ist anhand der Ergebnisse dieser Studie zu erkennen, dass bei erhöhtem Fluidruck ebenfalls geringere Differenzspannungen vorliegen (Tab. 5.8, Abb. 5.26). Die dargestellten Effektivwerte von Sinha et al. (2010) zeigen für unterschiedliche Fluiddrücke hingegen identische Differenzspannungen (Abb. 5.26). Es ist davon auszugehen, dass in den Sandsteinen der Stuttgart-Formation mit den porösen und zementierten Lagen durch die stark schwankenden Reibungskoeffizienten eine Spannungsanisotropie vorliegt. Die stark zementierten Sandsteine sind an Rinnenfazies innerhalb der oberen Stuttgart-Formation gebunden, womit die Spannungsanisotropie lithofaziell determiniert ist.

Im Spannungsverhältnisdiagramm sind die Spannungen innerhalb der schwach (grün) und der stark verfestigten Sandsteine der Stuttgart-Formation (rot) aufgetragen (Abb. 5.27). Darin zeigen die Variablen K und R unterschiedliche Spannungsverhältnisse an. T_{Smax} beschreibt für die Werte 0,5 und 1,0 die dominierenden Spannungszustände innerhalb der Erdkruste (Byerlee, 1978). Die Spannungsunterschiede in den inkompetenten Sandsteinen (S_i) sind angesichts dieser T_{Smax} -Schwellenwerte als äußerst niedrig bzw. nicht repräsentativ für krustale Spannungen einzuschätzen. Dagegen befinden sich die Spannungsverhältnisse des

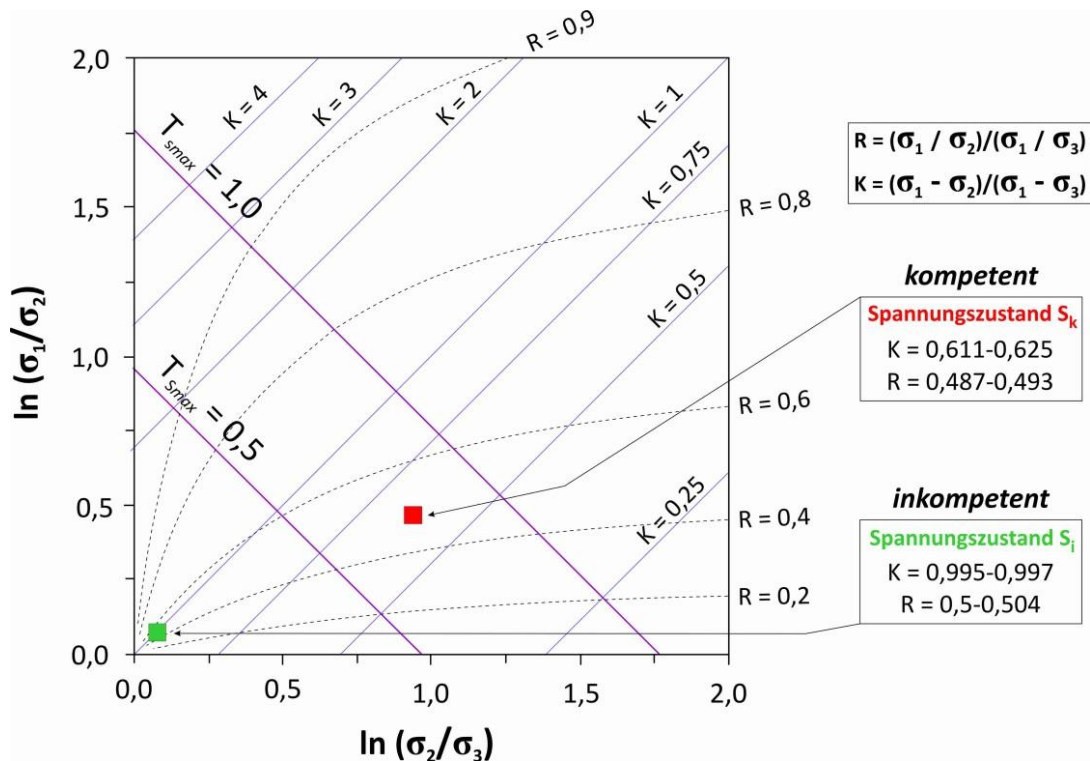


Abb. 5.27: Spannungsverhältnisdiagramm: K und R geben verschiedene Spannungsverhältnisse an, T_{Smax} stellt für optimal orientierte Störungsflächen die maximale Scherungstendenz dar und markiert für die Werte 0,5 und 1,0 die wahrscheinlichsten Spannungszustände in der Erdkruste (Byerlee, 1978). Die inkompetenten Sandsteine (grün) befinden sich im unteren und die stark zementierten Sandsteine (rot) im oberen Bereich von T_{Smax} .

Spannungszustandes der kompetenten Sandsteine (S_k) im oberen Bereich zwischen diesen Werten (Abb. 5.27) und stellen demzufolge einen angemessenen und auf das gesamte Störungsmodell besser übertragbaren Spannungszustand dar.

5.5.3 Die Spannungsfeldorientierung im Untersuchungsgebiet

Neben den Spannungsmagnituden ist die Orientierung des rezenten Spannungsfelds für eine umfassende Spannungsfeldanalyse von fundamentaler Bedeutung. Die Orientierung des Spannungsfeldes, welche an Salzaufdomungstrukturen (Kissen und Diapire) beobachtet wurde, besitzt zum Kern der Aufdomung für σ_{Hmax} eine radiale und für σ_{hmin} eine tangentielle Ausrichtung (Dusseault et al., 2004; Brandes et al., 2013). Die Orientierung des Spannungsfeldes am Standort Ketzin, welche nach Sinha et al. (2010) ca. 151° beträgt, fügt sich gut in ein derartiges, hypothetisches Spannungsmuster ein. (Abb. 5.28). Das im Untersuchungsgebiet angewendete, E-W orientierte Spannungsfeld entspricht der mittleren Spannungsorientierung des übergeordneten Norddeutschen Beckens (NDB) (Röckel & Lempp, 2003; Lempp & Lerche, 2006). Daraus kann abgeleitet werden, dass das Messergebnis von Sinha et al. (2010) offenbar ein lokal begrenztes Spannungsfeld darstellt.

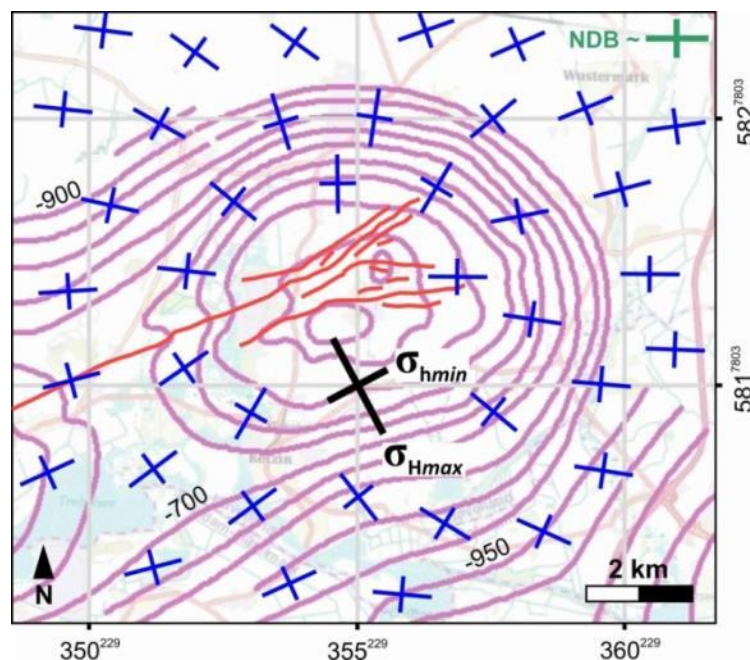


Abb. 5.28: Spannungsfeldorientierung in der Stuttgart-Formation am Standort Ketzin von Sinha et al. (2010) (schwarz) und ein hypothetisches Spannungsfeld (blau), wie es für Salzaufdomungen beschrieben wurde und radial angeordnete σ_{Hmax} beinhaltet (nach Dusseault et al., 2004; Brandes et al., 2013). Violette Isobathen markieren die Form der Ketzin-Antiklinale (Quelle: VEB Geophysik Leipzig, 1962), rote Lineamente zeigen Störungsspuren. Die mittlere Spannungsfeldorientierung im Norddeutschen Becken (NDB) ist etwa E-W (dunkelgrün, nach Röckel & Lempp, 2003; Lempp & Lerche, 2006). (Koordinatensystem: WGS 1984, Zone 33N)

5.5.4 Diskussion

Der Reservoirbereich in der Stuttgart-Formation wird lithologisch von sehr schwach verfestigten Sandsteinen mit extrem niedrigen Reibungswinkeln bzw. -koeffizienten dominiert, woraus eine sehr niedrige Differenzspannung resultiert. Dies geht auch aus den Spannungsmagnituden von Sinha et al. (2010) (initiale Reservoirdruckbedingungen) hervor, welche mit Teilergebnissen der vorliegenden Studie vergleichbar sind und schließlich die Anwendbarkeit des Konzeptes der limitierenden Spannungen nach Peška & Zoback (1995) bekräftigt. Innerhalb der stark zementierten Sandsteinlagen ist aufgrund höherer Reibungswinkel eine höhere Differenzspannung zu erwarten, was im Gesteinsverband wiederum eine deutliche Spannungsanisotropie verursacht. In der vorliegenden Studie wurde gezeigt, dass in Gesteinsschichten mit verschiedenen Festigkeiten unterschiedliche Spannungskonfigurationen vorherrschen. Im Allgemeinen nimmt die Spannungsanisotropie mit zunehmender Tiefe ab (Amadei et al., 1988), welche folglich für flache Krustenbereiche mit heterogenen lithologischen und geomechanischen Eigenschaften, wie im Fall der untersuchten Gesteine des Standortes Ketzin, typisch ist. Lokale Geomechanikparameter (Reibungskoeffizient) und Druckbedingungen sowie eine Eingrenzung des vorherrschenden Spannungsregimes (*World Stress Map*, strukturgeologische Analyse) ermöglichen eine recht zuverlässige Abschätzung der Horizontalspannungen. Schließlich konnte in der Gegenüberstellung der experimentellen Bruchparameter mit den ermittelten Spannungszuständen gezeigt werden, dass für den Zeitraum des Speicherbetriebes keine Bruchbildung absehbar ist. Die Vertikalspannung für die Reservoirtiefe in der Stuttgart-Formation (640-648 m u. GOK) beträgt in Übereinstimmung mit den Daten von Sinha et al. (2010) 14,4 MPa. Auf der Grundlage von Bohrlochmessdaten zur Scherwellenausbreitung im Bereich der inkompetenten Reservoirsandsteine werden in dieser früheren Studie die mittleren Magnituden der horizontalen Hauptspannungen vor dem CO₂-Speicherbetrieb mit 13,8 MPa (σ_{Hmax}) und 12,9 MPa (σ_{Hmin}) beziffert, wobei σ_{Hmin} mittels Formationsdrucktestergebnissen (*Leak-Off-Test*) validiert wurde (Sinha et al., 2010). In der vorliegenden Arbeit wurde mit Hilfe des experimentellen Reibungskoeffizienten der inkompetenten Sandsteine von 0,07 (μ_i) und bei initialem Reservoirdruck eine gute Übereinstimmung mit diesen Werten erzielt. Der empirische Ansatz nach Byerlee (1978) gibt für den Druckbereich der Stuttgart-Formation einen Reibungskoeffizienten von 0,85 vor, was zumindest auf schwach verfestigte Sedimentgesteine in geringen Krustentiefen nur bedingt bzw. innerhalb der porösen Sandsteine der Stuttgart-Formation nicht anwendbar erscheint. Die Kenntnis von standortspezifischen Reibungskoeffizienten aus experimentellen Reibungswinkeln der

betreffenden Gesteine oder abgeschätzt aus der lithologischen Abfolge ist offenbar für die Spannungsfeldbestimmung besser geeignet als der empirische Ansatz. Darüber hinaus besteht für schwach zementierte Rinnensandsteine eine deutliche Diskrepanz in den Reibungswinkelwerten zwischen den *Log*-basierten Daten von Sinha et al. (2010) ($32-35^\circ$) und den experimentellen Ergebnissen dieser Studie (GM-Proben: $\varphi \sim 4^\circ$, MLU-Proben: $\varphi \sim 7-10^\circ$). Die Unterschiede in den Resultaten dieser beiden Methoden und deren Verwendung für die Spannungsfeldanalyse sollte Gegenstand weiterer Untersuchungen sein.

Die Datenlage zum suprasalinen Spannungsfeld im NDB zeigt eine mittlere Ausrichtung der Horizontalspannung von etwa E-W, wobei durch die Halokinese des Zechsteinsalzes ein recht indifferenter Zustand mit teilweise stark schwankenden Richtungen vorherrscht (Röckel & Lempp, 2003; Lempp & Lerche, 2006). Im Raum Brandenburg beschränken sich die verfügbaren Daten auf lediglich eine Messung, welche in etwa 80 km Entfernung zum Standort Ketzin, südöstlich von Berlin, ein etwa NW-SE orientiertes Spannungsfeld aufweist (Röckel & Lempp, 2003; Heidbach et al., 2007; Heidbach et al., 2008). Trotz der Übereinstimmung mit den Ergebnissen von Sinha et al. (2010) zum Standort Ketzin sollten diese Daten nicht unmittelbar aufeinander übertragen werden, da die Spannungsfeldorientierung im suprasalinen NDB recht heterogen ist (Röckel & Lempp, 2003). Zudem befinden sich beide Messpunkte in der näheren Umgebung von halokinetisch modifizierten Strukturen (Beer & Stackebrandt, 2002). Salztektonisch deformierte Zonen sind generell von Spannungsperturbationen geprägt, welche durch den Gegensatz von isotropen Spannungsverhältnissen innerhalb und anisotropen Verhältnissen außerhalb des Salzkörpers entstehen (Fredrich, et al., 2003; Dusseault et al., 2004; Sanz & Dasari, 2010). Innerhalb dieser Bereiche können die Horizontalspannungen in Abständen von weniger als einen Kilometer bis zu $80-90^\circ$ zueinander rotiert sein und bilden bei rundlichen Aufdomungsstrukturen ein radiales Abschiebungsmuster (Dusseault et al., 2004; Heidbach et al., 2007; Brandes et al., 2013; Nikolinakou et al., 2014). Mittels einer strukturgeologischen Bohrkernanalyse konnten für die untersuchten Gesteine des Standortes Ketzin ebenfalls Anzeichen von radialer Paläodehnung beobachtet werden (Ruppel, 2009). Für Salzdiapire wird von Dusseault et al. (2004) angegeben, dass sich das Spannungsfeld um die Salzstruktur ab einer Entfernung des vier- bis fünffachen Domdurchmessers dem regionalen Charakter angleicht. In dieser früheren Studie wurden zudem Überschiebungen in der Peripherie von Domstrukturen beobachtet, welche durch die radiale, nach außen gerichtete Deformation entstehen. Da die seismischen

Untersuchungen im Rahmen des Ketzin-Projektes lediglich den zentralen Bereich der Ketzin-Antiklinale abdecken (Juhlin et al., 2007; Kazemeini et al., 2008), kann nicht geklärt werden, inwiefern dieses Störungsinventar auch hier zu finden ist. Altseismische Untersuchungen geben hierüber ebenfalls keinen Aufschluss. Grundsätzlich erweist sich bei der Bestimmung der horizontalen Spannungskomponente (Orientierung und Magnitude) die Lage von Bohrungsmesspunkten in Bezug zur Salzstruktur als wesentlicher Einflussfaktor, wobei das halokinetisch modifizierte, lokale Spannungsfeld die regionalen tektonischen Spannungen überprägen kann (Lempp & Lerche, 2006; Tingay et al., 2006; Cornet & Röckel, 2012). Dennoch hat sich der generelle Trend eines etwa E-W orientierten Spannungsfeldes im Suprasalinar des NDB und dessen Teilregionen bestätigt (Röckel & Lempp, 2003; Lempp & Lerche, 2006), weshalb dieser Sachverhalt für die folgenden Analysen zum Störungsverhalten im Untersuchungsgebiet einbezogen wird. Die struktur-geologisch abgeleitete Orientierung des Paläospannungsfeldes am Standort Ketzin beträgt nach Ruppel (2009) etwa NE-SW. In Anbetracht der Daten von Sinha et al. (2010), welche eine rezente σ_{Hmax} -Orientierung von etwa NW-SE beinhalten, rotierte hier das Spannungsfeld seit dem Mittleren Keuper um ca. 90°.

5.6 Das Störungsverhalten im rezenten Spannungsfeld

Dieses Kapitel umfasst die Analyse des kinematischen Verhaltens von 29 Verwerfungen im suprasalinen Deckgebirge der Region um Ketzin. Elf dieser Störungsflächen befinden sich innerhalb der Ketzin-Antiklinale und sind Teil des etwa 1,5 km nördlich des Forschungsstandortes Ketzin beginnenden Grabensystems (siehe Kapitel 5.1). Das in dieser Studie modellierte Störungsverhalten basiert einerseits auf den Spannungskonfigurationen $S_{imin/max}$ und $S_{kmin/max}$, um die Spannungen in den stark und schwach verfestigten Sandsteinen der Stuttgart-Formation zu berücksichtigen. Zudem sind diese Spannungskonfigurationen ein Ausdruck für veränderliche Fluiddrücke infolge der CO₂-Speicherung. Die genannten Spannungen wurden auf die Störungen des Untersuchungsgebietes unter der Annahme einer flächendeckenden Verbreitung der Sandsteine der Stuttgart-Formation mit vergleichbaren Festigkeiten angewendet. Erste Aussagen über das Schervermögen der bestehenden Störungen lassen sich im Mohr-Diagramms anhand der Spannungen und den triaxial ermittelten Bruchkriterien treffen, wobei die Spannungsorientierung nicht berücksichtigt wird. Die Kohäsion einer Bruchfläche wird hier als vernachlässigbar angesehen (Sibson,

1985; Zoback et al., 2003). Die in Abbildung 5.29 dargestellten Mohr-Kreise spiegeln die ermittelten Spannungszustände für kompetente und inkompetente Sandsteine der Stuttgart-Formation in einer Teufe von 640 m wieder. Die Gegenüberstellung der Versagenskriterien verschiedener Störungen (höchstes und niedrigstes Versagenskriterium) und der ermittelten Spannungszustände innerhalb der Sandsteine der oberen Stuttgart-Formation zeigt, dass optimal orientierte Brüche unter den rezenten Differenzspannungen leicht zu reaktivieren bzw. potentiell aktiv sind (Abb. 5.29).

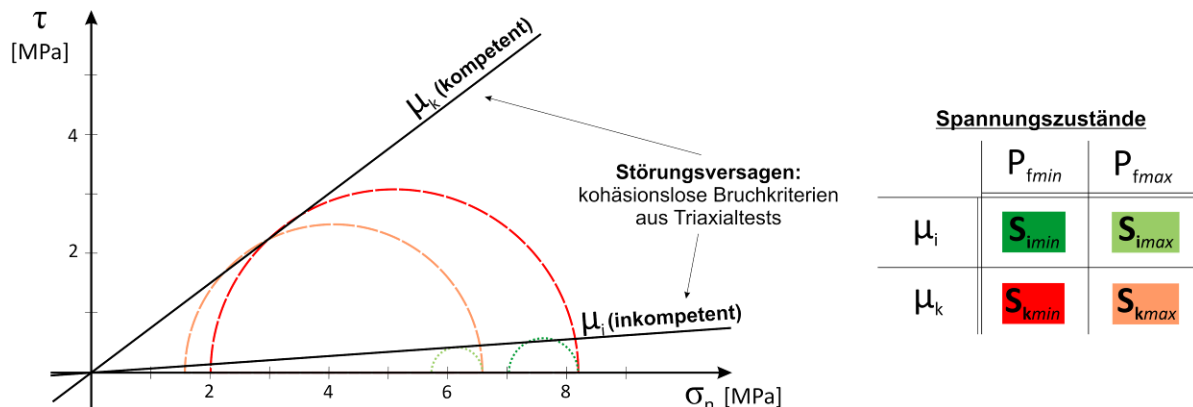


Abb. 5.29: Ermittelte Spannungszustände (Mohr-Kreise) innerhalb der schwach ($S_{min/max}$: grünlich/gepunktet) und der stark verfestigten Sandsteine ($S_{kmin/max}$: rötlich/gestrichelt) der oberen Stuttgart-Formation (640 m u. GOK) für unterschiedliche Fluiddrücke ($P_{fmin/max}$). Die kohäsionslosen Versagenskriterien der dazugehörigen Störungen sind mit $\mu_{i/k}$ (Reibungskoeffizienten) dargestellt.

Die folgende Analyse zum kinematischen Störungsverhalten umfasst transversale und dilatative Bewegungen, was als dimensionslose Scherungs- (T_S bzw. T_{Smax}) und Dilatationstendenz (T_D) angegeben wird (siehe Kapitel 2.4.3). Die Gleichungen zu deren Herleitung (siehe Kapitel 2.4.3) umfassen lediglich die Totalspannungen. Für die Berechnung und Visualisierung von T_S und T_D (siehe Kapitel 4.4.3) dient u.a. der Porenfluiddruck als Eingangsparameter, womit dennoch von Effektivwerten gesprochen werden kann. Die Höchstwerte von T_S stellen in den nachfolgenden Abbildungen die jeweils angewendeten Reibungskoeffizienten $\mu_i = 0,07$ und $\mu_k = 0,75$ dar. Die Flächenpole (und Schersinnvektoren) der Störungen F20 und F21 sind in den Stereoprojektionen von T_S und T_D in den nachfolgenden Abbildungen enthalten, da diese, innerhalb des Grabensystems im Dach der Ketzin-Antiklinale, am nächsten zum Injektionspunkt gelegen sind. Den folgenden Betrachtungen liegt die Annahme zugrunde, dass die von Sinha et al. (2010) ermittelte Spannungsfeldorientierung als ein Resultat von halokinetisch induzierten Spannungsperturbationen angesehen werden muss und daher nicht auf das gesamte Untersuchungsgebiet übertragen werden kann. Zur Abschätzung des Störungsverhaltens im Untersuchungsgebiet

werden daher regionale Spannungsdaten des Suprasalinars im NDB bevorzugt, wonach die größte horizontale Hauptspannung σ_{Hmax} eine mittlere E-W-Ausrichtung aufweist (siehe Kapitel 5.5.3). In Anbetracht der beschriebenen Spannungsperturbationen wird eine weitere Spannungsfeldorientierung betrachtet, welche zum regionalen Spannungsfeld um 90° rotiert ist (N-S) und damit die maximale Ablenkung der Spannungsrichtung im Umfeld von Salzaufdomungsstrukturen darstellt (siehe Kapitel 5.5.3 und Kapitel 5.5.4).

Die folgenden Abschnitte beinhalten die Störungscharakterisierung für die beiden genannten Spannungsorientierungen (E-W und N-S), wobei für jede Spannungsfeldorientierung die Spannungszustände $S_{i(min/max)}$ und $S_{k(min/max)}$ angewendet werden. Die Fluiddruckvariation infolge der CO_2 -Injektion verursacht zumeist nur sehr geringe Unterschiede in den Scherungstendenzen (ab der dritten Nachkommastelle). Diese geringen Variationen sind in den Visualisierungen nicht erkennbar. Daher sind die hier präsentierten Darstellungen von T_S auf einen Vergleich der Spannungszustände $S_{i(min)}$ und $S_{k(min)}$ reduziert, welche deutlichere Unterschiede aufzeigen. Die Werte der Dilatationstendenz zeigen selbst für S_i und S_k nur äußerst geringe, visuell nicht erfassbare Unterschiede und werden daher für die unterschiedlichen Spannungsfeldorientierungen exemplarisch anhand von je einer Darstellung für den Spannungszustand $S_{i(min)}$ beschrieben. Die Werte von T_D , T_S und der maximalen Scherungstendenz T_{Smax} (siehe Kapitel 2.4.3) der modellierten Störungen sind für die ermittelten Spannungszustände ($S_{i(min/max)}$ und $S_{k(min/max)}$) im Anhang VI.I und VI.II tabellarisch aufgeführt. Diese Angaben sind als Mittelwerte anzusehen, da die Scherungs- und Dehnungstendenz infolge eines undulierenden Störungsverlaufes variieren kann. Diese Variation ist anhand der Farbkodierung in den nachfolgenden Störungsabbildungen dieses Kapitels erkennbar. Die folgenden Erläuterungen zur Scherungstendenz werden anhand des T_{Smax} -Wertes durchgeführt, welcher eine prozentuale Angabe der Scherwahrscheinlichkeit einer Störung liefert.

5.6.1 Das Störungsverhalten im E-W orientierten Spannungsfeld

5.6.1.1 Scherungstendenz

Für den Spannungszustand S_i weisen sechs Störungen des Untersuchungsgebietes eine erhöhte Scherungstendenz (Abb. 5.30a, Abb. 5.31a) mit einer über 90-prozentigen Wahrscheinlichkeit für Scherbewegungen auf (Anhang VI.I). Diese Störungen befinden sich überwiegend im östlichen und südöstlichen Modellgebiet. Für den Spannungszustand S_k zeigen überwiegend andere und darüber hinaus wesentlich mehr Störungen eine hohe

Scherungswahrscheinlichkeit von etwa 91-98 % (Abb. 5.30b, Abb. 5.31b, siehe Anhang VI.I). Innerhalb der Ketzin-Antiklinale zeigt für den Spannungszustand S_i lediglich die Zweigabschiebung F22 eine erhöhte Scherungstendenz ($T_{S_{max}} = 97,4 \%$). Die Störung F20 weist generell recht niedrige $T_{S_{max}}$ -Werte von etwa 41-70 % auf. Störung F21 besitzt für den Spannungszustand S_i ebenfalls einen geringen $T_{S_{max}}$ -Wert von etwa 68 %, ist jedoch für S_k mit ca. 92 % Scherwahrscheinlichkeit kritisch gespannt. Zudem zeigen die im südöstlichen Bereich des Ketziner Grabensystems gelegenen Störungen F23, F25 und F26 hohe Scherwahrscheinlichkeiten von etwa 91-97 %. Die Störungen F15 und F16 besitzen für den Spannungszustand S_k erhöhte $T_{S_{max}}$ -Werte von etwa 92-98 %. Störung F16 bildet dabei eine der Strukturen entlang des Scheitels der Roskow-Ketzin-Doppelantiklinale, wogegen Störung F15 eine isolierte Verwerfung an deren Südostflanke darstellt.

5.6.1.2 Dilatationstendenz

Hohe Dilatationstendenzen besitzen die Störungen F11 und F12 zwischen der Ketzin-Antiklinale und der Kleinmachnow-Dreilinden-Struktur zu. Der Großteil der modellierten Störungen im Untersuchungsgebiet weist Dilatationstendenzen zwischen 0,7 und 0,8 auf. Niedrigere T_D -Werte um 0,5-0,6 besitzen die Störungen F6 und F9 (ebenfalls zwischen Ketzin und Dreilinden), F13 und F14 (westlich der Berlin-Spandau-Struktur) sowie Segmente der Störung F3 (Tab. 5.9). Innerhalb der Ketzin-Antiklinale besitzen die Flächen F20 und F24 hohe T_D -Werte um 0,96 (Abb. 5.30c, Abb. 5.32; siehe Anhang VI.I).

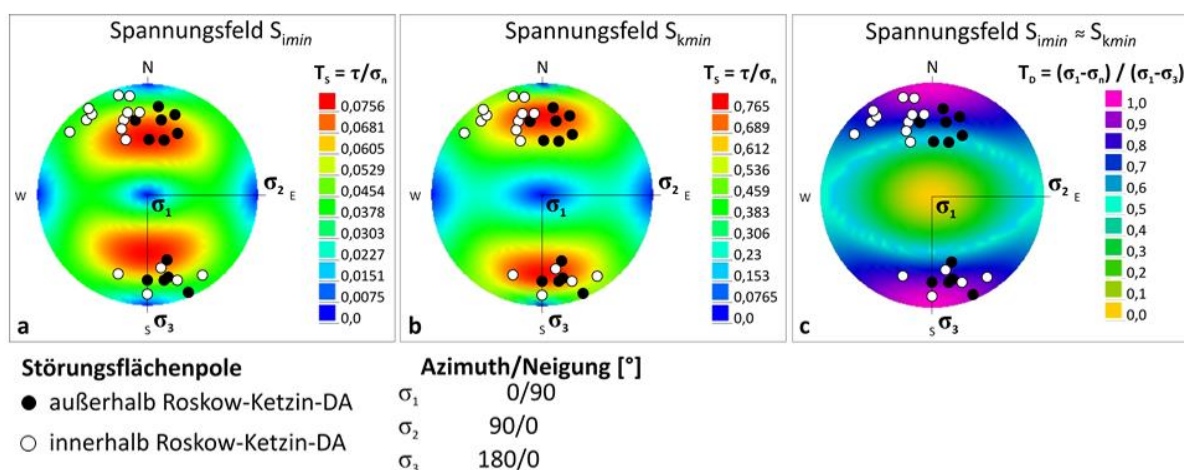


Abb. 5.30: Stereoprojektionen der (a, b) Scherungs- und (c) Dilatationstendenz für die Spannungszustände S_i (inkompetentes Gestein) und S_k (kompetentes Gestein) mit den Störungsflächenpolen der modellierten Störungen.

5.6 Ergebnisse und Diskussion – Das Störungsverhalten im rezenten Spannungsfeld

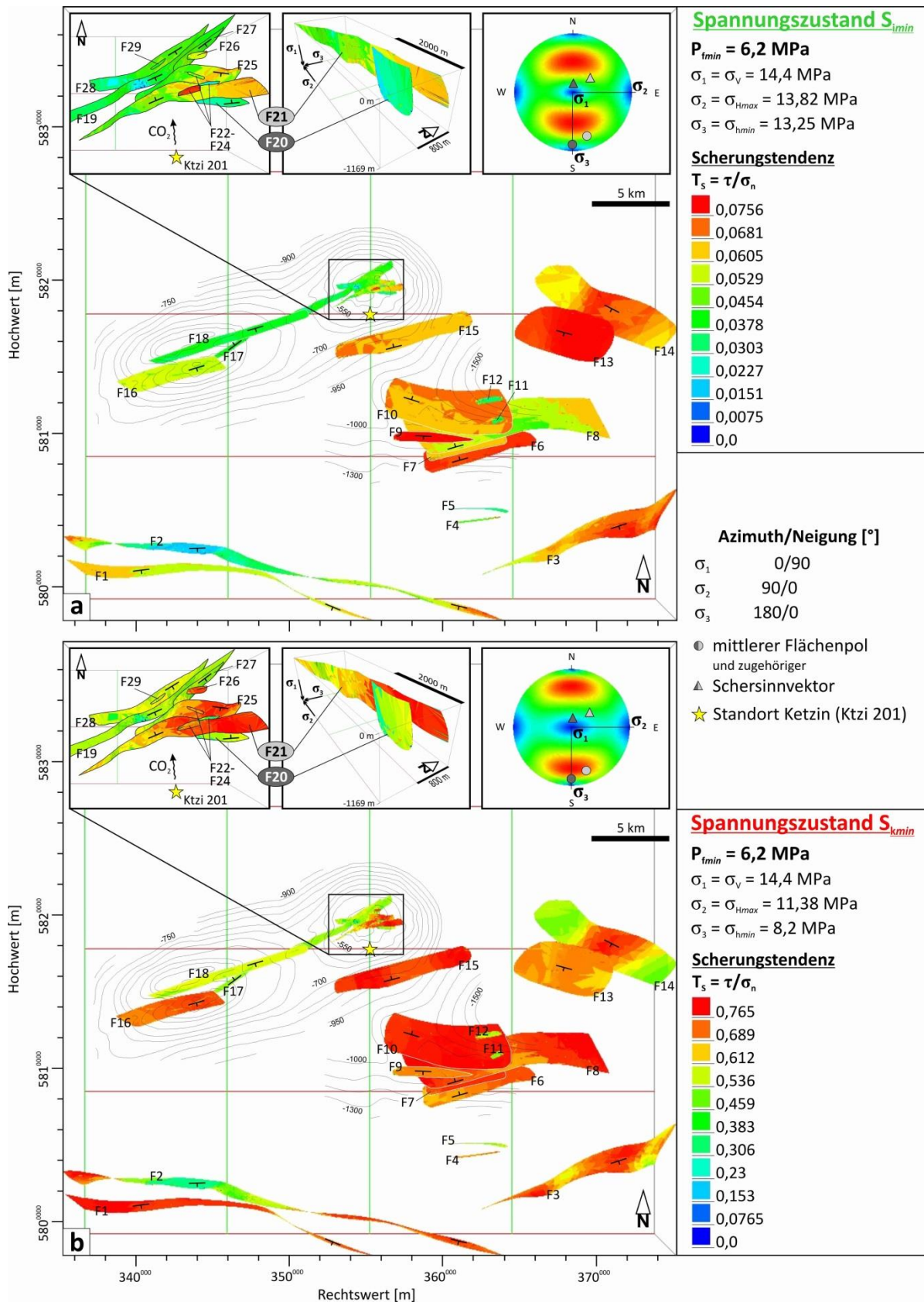


Abb. 5.31: 3D-Kartenansicht, Seitenansicht und Stereoplot der Scherungstendenz der Störungsflächen im Umfeld von Ketzin für die Spannungszustände (a) S_i und (b) S_k im E-W orientierten Spannungsfeld. Isotiefenlinien: K2-Horizont.

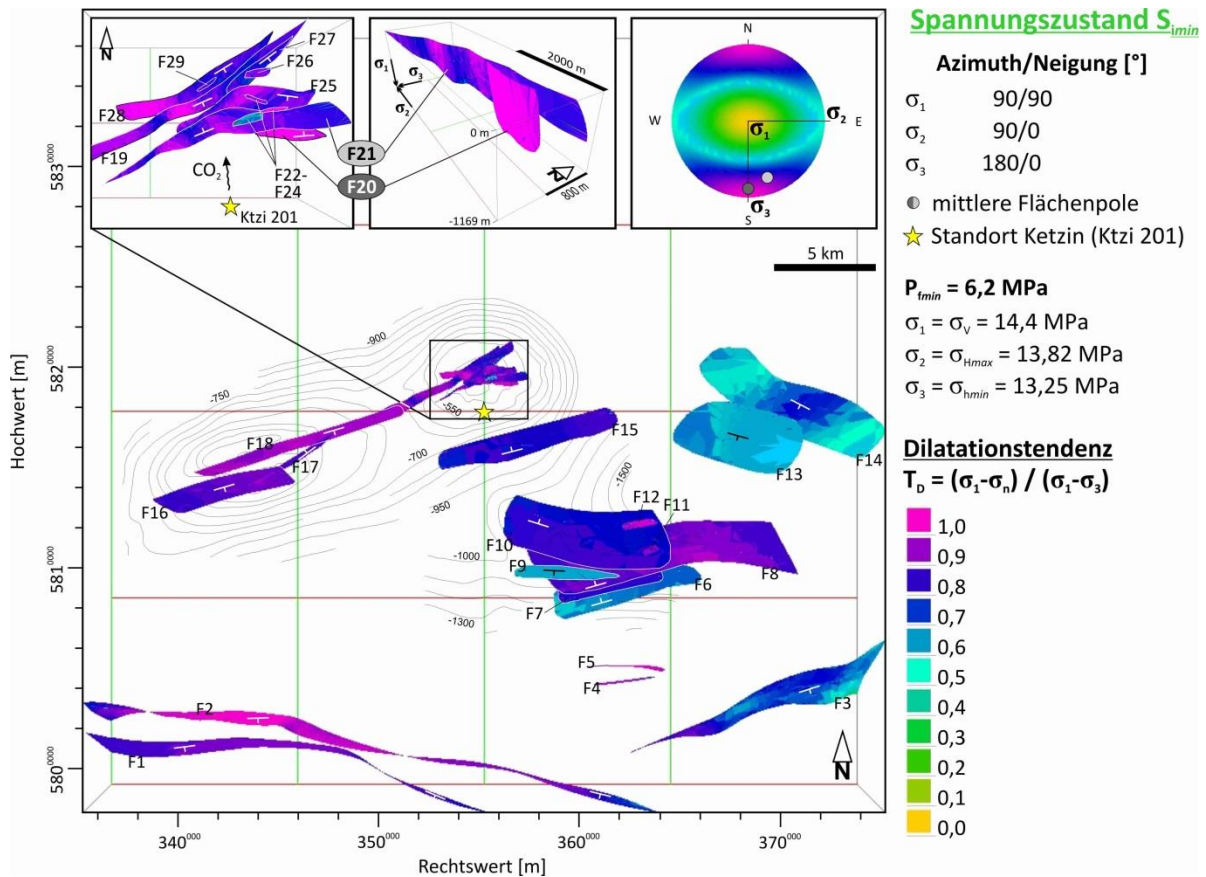


Abb. 5.32: 3D-Kartenansicht, Seitenansicht und Stereoplot der Dilatationstendenz der Störungsflächen im Umfeld von Ketzin für die Spannungsfeldkonfigurationen S_i bzw. S_k im E-W orientierten Spannungsfeld. Isotiefenlinien: K2-Horizont.

5.6.2 Das Störungsverhalten im N-S orientierten Spannungsfeld

5.6.2.1 Scherungstendenz

Keine der Störungen des Untersuchungsgebietes zeigt für die angewendeten Spannungszustände hohe Scherungstendenzen bzw. einem T_{Smax} -Wert über 90 % an (Abb. 5.33a und 5.33b, Abb. 5.34, siehe Anhang VI.II). Die ermittelten Werte erreichen Scherwahrscheinlichkeiten von lediglich 18,0-59,0 %. Nur der östliche und der westliche Abschnitt von Störung F14 hebt sich im Spannungszustand $S_{i(min)}$ durch etwas erhöhte T_{Smax} -Werte um 85 % hervor (Abb. 5.34a). Diese Störungssegmente weisen damit das höchste Reaktivierungspotential auf.

5.6.2.2 Dilatationstendenz

Die Störungen des Untersuchungsgebietes zeigen im N-S orientierten Spannungsfeld für die Dilatationstendenz niedrige Werte von 0,26 bis 0,69 (Abb. 5.33c, Abb. 5.35). Darüber hinaus verfügt T_D unter dieser Spannungsfeldorientierung eine geringfügig höhere Variabilität zwischen den Spannungszuständen S_i und S_k (siehe Anhang VI.I und VI.II) als im E-W orientierten Spannungsfeld.

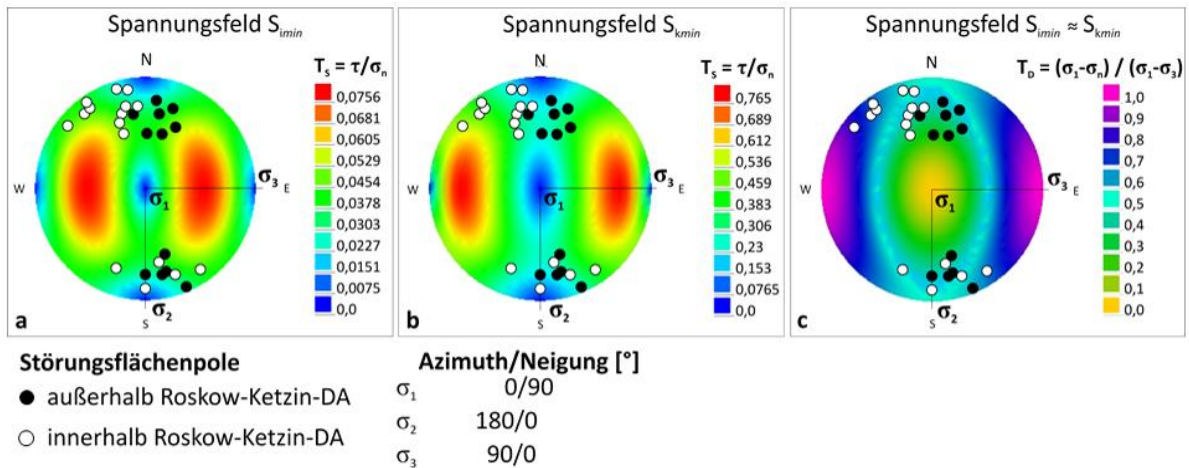
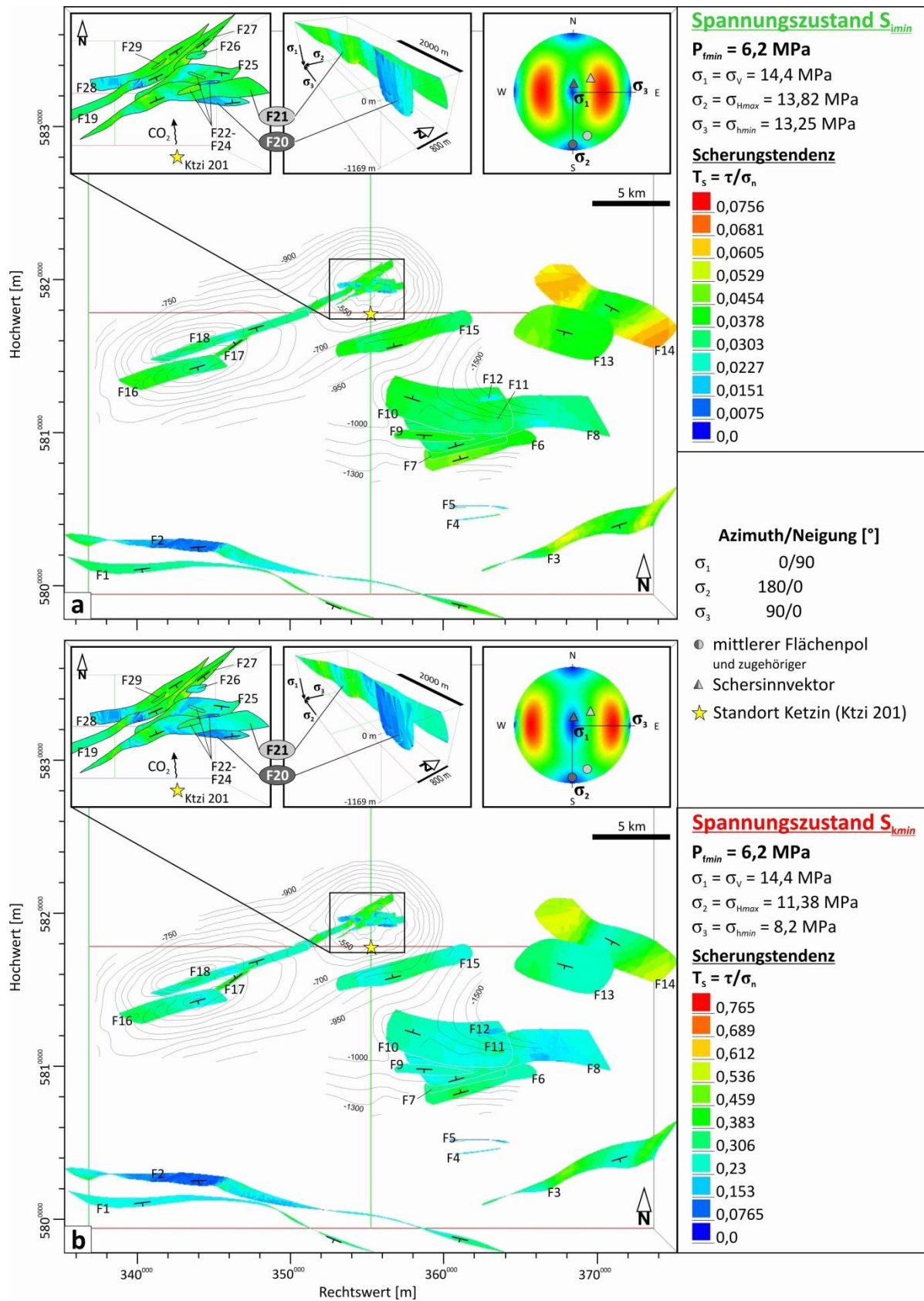


Abb. 5.33: Stereoprojektionen der (a,b) Scherungs- und (c) Dilatationstendenz für die Spannungszustände S_i (inkompetentes Gestein) und S_k (kompetentes Gestein) mit den Störungsflächenpolen der modellierten Störungen im N-S orientierten Spannungsfeld.

5.6 Ergebnisse und Diskussion – Das Störungsverhalten im rezenten Spannungsfeld



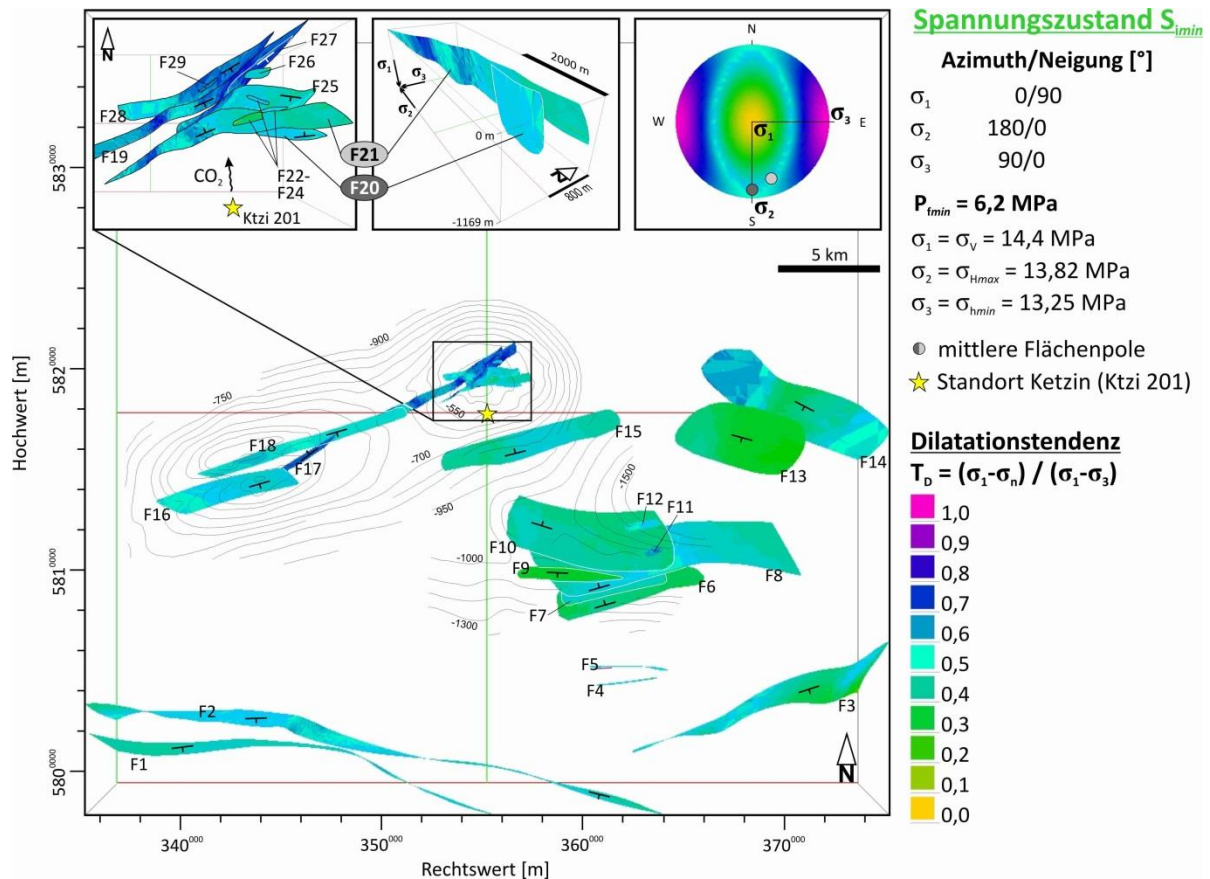


Abb. 5.35: 3D-Kartenansicht, Seitenansicht und Stereoplot der Dilatationstendenz der Störungsflächen im Umfeld von Ketzin für die Spannungsfeldkonfigurationen S_i bzw. S_k im N-S orientierten Spannungsfeld. Isotiefenlinien: K2-Horizont.

5.6.4 Diskussion

Die Analyse des kinematischen Störungsverhaltens hat ergeben, dass ein E-W orientiertes Spannungsfeld eine Vielzahl offener bzw. einige kritisch gespannte Störungsflächen und -segmente zur Folge hat. Dagegen verursacht ein N-S orientiertes Spannungsfeld geringe Scherungs- und Dilatationstendenzen. Die Änderung des Fluiddruckes durch die CO₂-Injektion um maximal 1,8 MPa hat keinen wesentlichen Einfluss auf die Scherungs- und Dilatationstendenz der Störungen im Untersuchungsgebiet. Deutliche Unterschiede in T_S und T_D zeigen sich dagegen zwischen den Spannungszuständen S_i und S_k . Die Verteilung der T_{Smax} -Werte für diese Spannungszustände verdeutlicht, dass die modellierten Störungen innerhalb der festen Sandsteine (S_k) kritischer gespannt sind, als jene in den inkompetenten Gesteinen. Die Werte der maximalen Scherungstendenz sind für den Spannungszustand S_i (schwach verfestigte Sandsteine) nach Byerlee (1978) als äußerst gering und nicht repräsentativ für krustale Spannungszustände einzuschätzen. Spannungszustand S_i ist

demnach als eine Art Anomalie anzusehen, wohingegen S_k auf einen Großteil des Modells anwendbar erscheint.

Die Aktivität von geologischen Störungen ist wesentlich von deren Orientierung relativ zum rezenten Spannungsfeld sowie den Spannungsmagnituden abhängig (Jaeger et al., 2007). Grundsätzlich wird zwischen kritisch gespannten bzw. zur Scherung neigenden und dilatativen Trennflächen unterschieden. Eine Reihe von Studien belegt den Zusammenhang zwischen aktiven bzw. kritisch gespannten Störungen und deren Funktion als Fluidwegsamkeiten oder -barriere (Barton et al., 1995; Gudmundsson, 2000; Sibson, 2000; Wiprut & Zoback, 2000; Rogers et al., 2008). Zudem können geologische Trennflächen eine vertikale Druckübertragung unterstützen. Etwa ein Zehntel der Druckerhöhung im Reservoir wird so im Falle einer hoch permeablen Störung in Deckgebirgsschichten weitergeleitet (Mbia et al., 2014). Dies entspricht für den Standort Ketzin einem Wert von 0,18 MPa, welcher über die Störungen innerhalb der Ketzin-Antiklinale in Abdeckschichten übertragen würde.

Ein weiterer Aspekt bezüglich der Fluidmigration über Störungen betrifft die diagenetisch verursachten Festigkeitskontraste in den Sandsteinen der Stuttgart-Formation. Die Hauptdeformationsphase der Ketzin-Antiklinale erstreckte sich über die Unterkreide (Förster et al., 2006) und damit nach der frühdiagenetischen Zementation dieser Sandsteine. Daher sollten die beschriebenen Festigkeitskontraste innerhalb dieser Sandsteine die Störungsentwicklung beeinflusst haben. Wechsellagerungen mit festen und inkompetenten Lagen zeigen bei Abschiebungen Weitungphänomene in den festen Lagen (Ferrill & Morris, 2003), womit durch diese Öffnungen eine horizontale Fluidmigration innerhalb der Stuttgart-Formation ermöglicht wird und die festen, geringporösen Lagen in gestörten Bereichen lateral durchlässig wären. Dieses Phänomen ist im E-W orientierten Spannungsfeld für die Störungen F21, F23, F25 und F26 von Interesse, da diese für den Spannungszustand S_k kritisch gespannt sind.

Die untertägige CO₂-Fahne am Standort Ketzin breitet sich nach Kempka & Kühn (2013) in nordwestliche bis nördliche Richtung aus. Dem entsprechend sollte das injizierte CO₂ mit den Störungen F20 und F21 räumlich am ehesten in Kontakt geraten, welche bezüglich der Fluidmigration von primärem Interesse sind. In einem E-W orientierten Spannungsfeld besitzt Störung F20 für jeden der angewendeten Spannungszustände eine hohe Dilatationstendenz und niedrige Scherungstendenzwerte, wogegen F21 lediglich für den Spannungszustand S_k erhöhte Werte in der Scherungstendenz aufweist. Im E-W-Spannungsfeld wäre demnach die Störung F20 potentiell geöffnet und würde eine vertikale

Migration des injizierten CO₂ begünstigen. Störung F21 ist dagegen durch eine geringe Dilatationstendenz geprägt und nur innerhalb der stark verfestigten Sandsteinlagen kritisch gespannt, womit hier eine laterale CO₂-Ausbreitung entlang der geringmächtigen, kompetenten Lagen bevorzugt wäre.

Innerhalb der Ketzin-Antiklinale sind die Störungen F19, F27, F28 und F29 in keinem der angewendeten Spannungszustände kritisch gespannt oder offen. Folglich dienen diese Störungen tendenziell als Fluidbarriere, was jedoch durch deren Lage im nordwestlichen Antiklinalbereich von sekundärer Bedeutung für die CO₂-Speicherung am Standort Ketzin sein sollte.

Die Gegenüberstellung der Spannungszustände in den Sandsteinen der Stuttgart-Formation und der Versagenskriterien von darin befindlichen Störungen verweist auf potentiell aktive Störungen für den Standort Ketzin (siehe Abb. 5.29). Zudem besitzen einige der Störungen in der Ketzin-Antiklinale und deren näheren Umgebung (F15 und F16) im E-W orientierten Spannungsfeld eine hohe Scherungstendenz. Es ist zu bemerken, dass entlang der Achse der Roskow-Ketzin-Doppellantiklinale die Störungen F16-F18 anhand von nur jeweils einer Störungsspur und in Anlehnung an die Störungsgeometrien in der Ketzin-Antiklinale rekonstruiert wurden, weshalb der Neigungswinkel und demzufolge T_S und T_D nur sehr eingeschränkt bewertbar sind. Neben ihrer Funktion als Fluidwegsamkeit bergen optimal orientierte bzw. kritisch gespannte Störungsflächensegmente ein seismisches Gefährdungspotential (Barton et al., 1995; Sibson, 1983, 1994). Zudem kann eine Erhöhung bzw. Veränderung des Porenfluiddruckes grundsätzlich eine Ursache für mögliche seismische Aktivitäten darstellen (Zoback & Harjes, 1997; Gan & Elsworth, 2014). Die Interaktion von isolierten und direkt bzw. durch ihr Spannungsfeld miteinander verbundenen Störungen oder Störungssegmenten kann zudem zur Übertragung seismischer Energie und der Auslösung seismischer Ereignisse führen, welche die Intensität der ursprünglichen Ereignisse übertreffen können (Gupta & Scholz, 2000; Scholz & Gupta, 2000; Peacock, 2002). Während des überwachten Injektionszeitraumes (2009-2013) wurden, neben erheblicher, Erdoberflächen bezogener Aktivität (*noise*), nur vereinzelte, sehr schwache seismische Ereignisse in einer Tiefe von ca. 600-1000 m u. GOK und einer Entfernung von etwa 500-1000 m östlich des Injektionsplatzes registriert. Keines dieser seismischen Ereignisse konnte direkt mit der CO₂-Speicherung assoziiert werden (Arts et al., 2013; Paap et al., 2013). Des Weiteren wird induzierte Seismizität mit hohen Injektionsraten (> ca. 1000-1500 Tonnen pro Tag) verbunden (Weingarten et al., 2015), wobei die durchschnittlichen Raten der CO₂-Injektion am Standort Ketzin mit ca. 36 Tonnen pro Tag (Martens et al., 2013) als sehr

niedrig und das Risiko für seismische Ereignisse als entsprechend gering anzusehen ist. Nach Ferrill & Morris (2003) sind darüber hinaus oberhalb von einem Kilometer Tiefe aufgrund der Abnahme der Differentialspannung vorrangig dilatative Bewegungen und nur untergeordnet Scherung zu erwarten. Demnach ist im oberen Viertel des vier Kilometer mächtigen Störungsmodells sowohl für Spannungszustand S_i als auch S_k die Dilatationstendenz dominant. Die unteren drei Viertel sind im Rückschluss wahrscheinlich von Scherbewegungen geprägt. Diese Neigung zu dilatativen Störungsbewegungen im flachen Krustenbereich und die geringen Injektionsraten im Ketzin-Projekt tragen zur Erklärung der grundsätzlich geringen seismischen Aktivität trotz eines teilweise erhöhten Reaktivierungspotentials der Störungen im Bereich der Ketzin-Antiklinale bei. Eine Interaktion zwischen den Spannungsfeldern von Störungen ist zwar potentiell möglich (Scholz & Gupta, 2000), jedoch im Untersuchungsgebiet und in Anbetracht des seismisch ruhigen NDB (Heidbach et al., 2008) unwahrscheinlich. Diese hypothetischen Störungsinteraktionen sind innerhalb von Störungssystemen am ehesten zu erwarten, welche einen physischen Kontakt zwischen den Störungen beinhalten, was im Untersuchungsgebiet innerhalb der Roskow-Ketzin-Antiklinale und deren südöstlicher Ausläufer der Fall ist. Das seismische Gefährdungspotential wird unter Berücksichtigung der rezenten Spannungen und angesichts der geringen Injektionsdrücke am Standort Ketzin schließlich als sehr gering eingeschätzt.

Außerhalb der Roskow-Ketzin-Doppelantiklinale befinden sich 15 Modellstörungen. Einige dieser Verwerfungen (F1, F2, F3, F5, F13 und F14) sind vermutlich tief reichend und besitzen eine Verbindung zum subsalinaren Grundgebirge, welches ein vom Suprasalinar deutlich verschiedenes Spannungsfeld mit einer etwa N-S Orientierung aufweist (Marotta et al., 2001; Röckel & Lempp, 2003 und enthaltene Referenzen). Zudem reichen die Störungen F1, F2 und F3 weit über die Grenze des Untersuchungsgebietes hinaus (siehe Kapitel 5.1.1 und Abb. 2.4). Es ist denkbar, dass entlang dieser Störungen eine Spannungsübertragung des subsalinaren, N-S orientierten Spannungsfeldes in mesozoische Deckschichten stattfindet (Röckel & Lempp, 2003). Darüber hinaus kann die Spannungsorientierung im Umfeld von Salzaufdomungen um bis zu 90° vom regionalen Trend (E-W orientiert; Röckel & Lempp, 2003; Lempp & Lerche, 2006) abweichen (Dusseault et al., 2004; Brandes et al., 2013; Nikolinakou et al., 2014), was ebenfalls ein N-S gerichtetes Spannungsfeld zur Folge hat. In Anbetracht der Ergebnisse dieser Arbeit sollte die Scherungs- und Dilatationstendenz von den Modellstörungen, welche unter dem Einfluss eines N-S orientierten Spannungsfeldes stehen, reduziert sein. Die Störungssegmente in der Ketzin-Antiklinale mit den höchsten

Scherungs- und Dehnungstendenzen offenbaren partielle Übereinstimmungen mit von Juhlin et al. (2007) und Yordkayhun et al. (2008) postulierten Gasaufstiegszonen im mittleren und östlichen Teil des Ketziner Grabensystems. Die Ergebnisse der vorliegenden und der früheren Studien sprechen für zumindest partiell hydraulisch leitfähige Störungen bzw. Störungssegmente, womit ein Teil der Störungen bzw. Störungssegmente innerhalb der Ketzin-Antiklinale von einem etwa E-W orientierten Spannungsfeld betroffen sein sollte. Es ist zu berücksichtigen, dass die Anwendung der Spannungsfeldorientierungen N-S und E-W eine Vereinfachung darstellt. Die NW-SE Orientierung des Spannungsfeldes am Standort Ketzin (Sinha et al., 2010) wird wiederum als eine Folge von halokinetischen Spannungsperturbationen und lediglich lokales Phänomen betrachtet (siehe Kapitel 5.5.3). Die neuen Ergebnisse dieser Arbeit widersprechen zudem den Aussagen von Ouellet et al. (2011), welche die Störungen innerhalb der Ketzin-Antiklinale als nicht durchlässig und nicht zur Reaktivierung neigend beschrieben haben. Kempka et al. (2014a, 2014b) präsentieren mittels dynamischer Simulationen und statischer Modellierung die mechanischen Eigenschaften für 24 Störungen im Raum Ketzin. Diesem Störungsmodell (40 km x 40 km) liegen die Daten der vorliegenden Arbeit zugrunde. Das angewendete Spannungsfeld basiert auf den Angaben von Sinha et al. (2010) und beinhaltet eine Orientierung von etwa 150° (siehe Kapitel 2.4.4 und Kapitel 5.5.4). Die Hauptspannungsmagnituden sind ebenfalls an diese frühere Studie angelehnt. Für die Störungen im regionalen Umfeld von Ketzin wird eine geringe Scherungstendenz von 0,34 angegeben, wobei die Störungen innerhalb der Ketzin-Antiklinale einen noch niedrigeren Wert von 0,15 besitzen. In Anbetracht der angenommenen Spannungsperturbationen im Umfeld halokinetisch beeinflusster Gebiete sind die Ergebnisse dieser parallelen Studie zum Störungsverhalten in der Region Ketzin als Vereinfachung anzusehen.

Es muss bemerkt werden, dass die Gesteine der Stuttgart-Formation in Brandenburg zwar flächendeckend auftreten, aber bedeutende fazielle und damit einhergehende lithologische Unterschiede bestehen (Beutler, 2010). So konzentrieren sich die Rinnengeflechte mit mehr als 60% Sandgehalt im westlichen Bereich des Untersuchungsgebietes (Beutler, 2002; siehe Kapitel 2.1.5.2). Zudem ist nicht bekannt, welche (regionale) Verbreitung die frühdiagenetisch verfestigten Lagen besitzen, welche für die große Festigkeits- und angenommene Spannungsanisotropie innerhalb der Sandsteine der Stuttgart-Formation verantwortlich ist. Die flächendeckende Anwendung der lithologie- und faziesabhängigen Spannungszustände S_i und S_k stellt daher ebenfalls eine Vereinfachung dar. Diese Spannungszustände sind lithologieabhängig und koexistieren somit innerhalb der

Rinnensandsteine der Stuttgart-Formation, woraus sich die Frage ergibt, wie diese Spannungsanisotropie die Scherungstendenz beeinflusst. Diese Problematik unter Einbezug poroelastischer Effekte bzw. des Einflusses der Druckausbreitungsfront sollte in weiterführenden Modellierungen und Simulationen behandelt werden.

Bezüglich der Deckgebirgsintegrität am Standort Ketzin ist zu berücksichtigen, dass diese trotz potentiell hydraulisch leitfähiger Störungen als gewährleistet angesehen wird, da die vorhandenen Störungen den obersten Abdecker (Rupelton) nicht versetzen, sondern in diesem ausklingen (Juhlin et al., 2007). Zudem ist aus dem Betrieb des ehemaligen Gasspeichers am Standort Ketzin kein Leckageereignis bekannt, welches auf die Aktivität der geologischen Trennflächen in der Ketzin-Antiklinale zurückzuführen ist.

5.7 Synthese der Ergebnisse

Die kausalen Zusammenhänge der Ergebnisse der vorliegenden Arbeit sind vereinfacht in Abbildung 5.37 dargestellt. In Abhängigkeit von der lithofaziellen Ausprägung und der diagenetischen Überprägung werden die petrographischen Eigenschaften der Sedimentgesteine der Stuttgart-Formation und der Exter-Formation beeinflusst. Einige petrographische Charakteristika zeigen einen starken Einfluss auf die geomechanischen Eigenschaften. Insbesondere die Porosität und der Zementgehalt üben sich maßgeblich auf die geomechanischen Charakteristika aus. Der Zementgehalt und die mechanischen Gesteinseigenschaften verhalten sich proportional zueinander, wohingegen die Porosität negativ mit den Geomechanikparametern korreliert. Zudem ist mit zunehmendem Lithoklastengehalt eine geringfügige Festigkeitsreduzierung beobachtet worden (siehe Kapitel 5.4). Diese untersuchten petrographisch-diagenetischen Eigenschaften sind wiederum (teilweise) lithofaziell determiniert. So ist z.B. die intensive, frühdiagenetische Zementierung in der oberen Stuttgart-Formation an Rinnensandsteine gebunden. Der Reibungskoeffizient, welcher ein Maß für das Gesteins- und Störungsversagen darstellt, wirkt sich zusammen mit dem Fluiddruck auf die Spannungsmagnituden aus. Innerhalb der inkompetenten Gesteine mit einem niedrigen Reibungskoeffizienten herrscht der Spannungszustand S_i mit sehr geringen Differenzspannungen vor. Kompetente Gesteine sind durch den Spannungszustand S_k geprägt, welcher sich im Gegenzug durch größere Differenzspannungen bzw. relativ zur Vertikalspannung ($\sigma_v = \sigma_1$) niedrigeren Horizontalspannungen ($\sigma_{Hmax} = \sigma_2$ und $\sigma_{Hmin} = \sigma_3$) auszeichnet. Aufgrund der Wechsellagerung von kompetenten und inkompetenten Sandsteinen hat dieser Festigkeitskontrast eine ausgeprägte

Spannungsanisotropie innerhalb der oberen Stuttgart-Formation zur Folge (siehe Kapitel 5.5), welche schließlich das Verhalten der darin befindlichen geologischen Trennflächen entscheidend prägt (siehe Kapitel 5.6). Durch diese Variation der Spannungszustände wird insbesondere die Scherungstendenz der modellierten Störungen beeinflusst. Dies bewirkt hier innerhalb von kompetenten Gesteinen eine erhöhte Scherwahrscheinlichkeit und damit ein erhöhtes Reaktivierungspotential. Bei zusätzlichem Porenfluiddruck, erzeugt durch Injektion, könnten diese Störungen daher am ehesten reaktiviert werden.

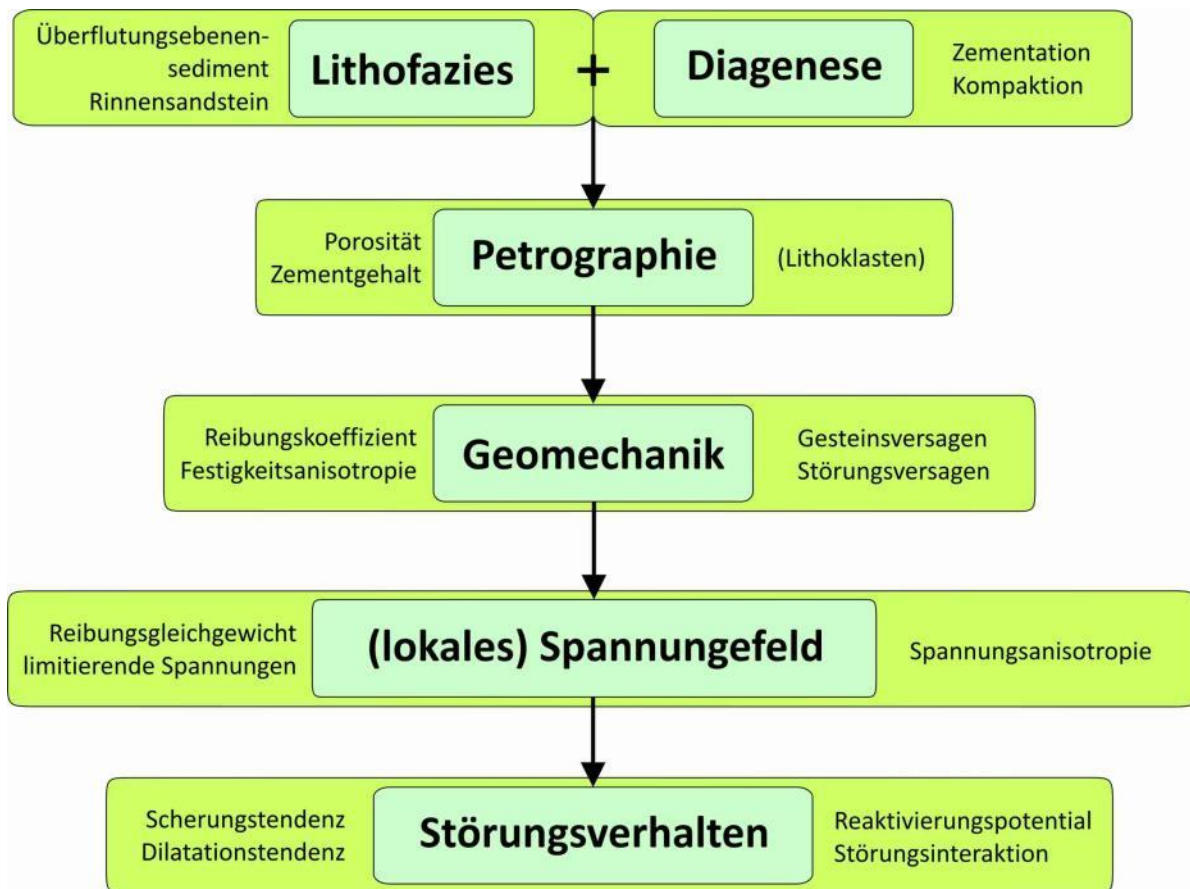


Abb. 5.34: Abfolge der kausalen Zusammenhänge zwischen lithofaziellen, petrographischen und mechanischen Eigenschaften der untersuchten Keupergesteine und der modellierten Störungen.

6. Zusammenfassung und Folgerungen

Für diese Arbeit wurde ein strukturgeologisches 3D-Modell (40 km x 40 km mit dem Standort Ketzin im Zentrum und einer Tiefe von 4 km) zur Spannungsfeldanalyse erstellt, welches sich von der Erdoberfläche bis zur Basis des Zechsteinsalzes erstreckt und 29 Störungsflächen umfasst. Des Weiteren wurden geomechanische Tests (uniaxial, triaxial und Brazilian) an Kernproben des Standortes Ketzin durchgeführt, welche die Gesteine des Reservoirs (Stuttgart-Formation), der unterlagernden Grabfeld-Formation, des Abdeckers (Weser-Formation) und des ersten Aquifers oberhalb des Reservoirs (Exter-Formation) umfassen. Einige der geomechanisch getesteten Proben wurden zudem dünnschliffmikroskopisch analysiert.

Die untersuchten Sand- und Siltsteine der Stuttgart-Formation besitzen eine unreife Zusammensetzung aus Quarz (20-27 Vol.-%), Feldspäten (19-27 Vol.-%) und Lithoklasten (21-32 Vol.-%). Diese Sedimente können als feldspatreiche Litharenite klassifiziert werden und weisen eine optische Porosität von ca. 1-21 Vol.-% auf. Die untersuchten Rinnensandsteine verfügen lagenweise über eine intensive frühdiagenetische Zementierung, welche überwiegend aus Anhydrit (19-27 Vol.-%) und Dolomit (1-8 Vol.-%) besteht. Die porösen Rinnensandsteine zeigen vereinzelt Korrosionserscheinungen am Feldspatdetritus, was auf den Einfluss des injizierten Kohlenstoffdioxids zurückgeführt werden kann. Die Gesteinsproben der Exter-Formation entstammen zwei Sandsteineinheiten aus der unteren Hälfte der Formation. Diese deltalisch-flachmarinen Sandsteine zeigen eine reife Zusammensetzung (28-59 Vol.-% Quarz, 1-10 Vol.-% Feldspäte) und können in Subarkose, Sublitharenit und Litharenit unterschieden werden. In der unteren Sandsteinschicht bilden zudem karbonatische Peloiden (Intrabecken-Lithoklasten) mit etwa 23-30 Vol.-% einen wesentlichen detritischen Bestandteil. Die Porositätswerte der analysierten Sandsteine liegen bei 8-22 Vol.-%.

Es wurden zwei triaxiale Testreihen mit analogem Gesteinsmaterial der Stuttgart-Formation durchgeführt, wobei sich Probenkörperdimensionen und Sättigungs- bzw. Fluiddruckbedingungen unterschieden. Diese geomechanischen Messungen an den Rinnensandsteinen der Stuttgart-Formation legen einen deutlichen Einfluss der Probengröße und des Sättigungsgrades bzw. des Porenfluiddruckes nahe. Kleine Probenkörper (25 mm x 50 mm), welche unter trockenen Bedingungen getestet wurden, besitzen deutlich höhere Druckfestigkeitswerte von 41,6-198,1 MPa als größere Probenkörper (100 mm x 200 mm), die in wassergesättigtem Zustand bzw. unter Anwendung eines Porendruckes geprüft wurden ($\sigma_{ci} = 22,6-55,5$ MPa). Insbesondere die Testergebnisse der kleineren Proben verdeutlichen

die außerordentliche Festigkeitsheterogenität innerhalb der genetisch identischen Sandsteine der oberen Stuttgart-Formation, was durch eine lagenweise, frühdiagenetische Zementierung hervorgerufen wird. Die Sandsteine der Exter-Formation wurden an kleinen Testkörpern unter trockenen Bedingungen durchgeführt und sind durch einheitlichere Festigkeiten geprägt ($\sigma_{ci} = 52,6-89,1$ MPa). Über einen Speicherzeitraum von vier Jahren konnten keine Veränderungen in der Gesteinsmechanik beobachtet werden, welche mit einem Einfluss des injizierten CO₂ assoziiert werden können. Die Gesteinsmechanik wird durch petrographische Faktoren, wie Porosität, Zementierung und, mit Einschränkungen, Lithoklastengehalt, beeinflusst. Hohe Zementgehalte und eine niedrige Porosität wirken sich festigkeitsfördernd aus. Die in der untersten Exter-Formation auftretenden karbonatischen Peloiden bzw. ein generell erhöhter Lithoklastengehalt führen zu einer Reduktion der Gesteinsfestigkeit. Die genannten petrographischen Charakteristika lassen sich auf die Lithofazies zurückführen, welche durch das Ablagerungsmilieu und diagenetische Prozesse bestimmt ist.

Die ermittelten Geomechanikparameter der Reservoirsandsteine der Stuttgart-Formation und die injektionsbedingt variablen Druckverhältnisse wurden genutzt, um die modellierten Störungen im rezenten Spannungsfeld zu untersuchen. Die Analyse des Störungsverhaltens in suprasalinen Schichten stellt sich als komplex heraus, da die Spannungsfeldorientierung durch halokinetisch hervorgerufene Perturbationen und mögliche Spannungsübertragungen über Tiefenstörungen auf einer Distanz von wenigen Kilometern stark variieren kann. Zudem wirken sich die beschriebenen Festigkeitskontraste auf die Spannungsmagnituden aus, was eine ausgeprägte Spannungsanisotropie im Reservoirsandstein zur Folge hat. Ein Teil der Störungen neigt in einem E-W orientierten Spannungsfeld (regionalen Trend des NDB) und insbesondere innerhalb kompetenter Gesteine zur Reaktivierung bzw. Dilatation. Ein halokinetisch bis zu 90° vom regionalen Trend des NDB rotiertes Spannungsfeld führt im Untersuchungsgebiet zu einer erheblichen Herabsetzung von Scherungs- und Dilatationstendenz der Störungen. Demzufolge verursacht im Untersuchungsgebiet ein E-W orientiertes Spannungsfeld eine Reihe permeabler Störungen, wogegen sämtliche Störungen im N-S orientierten Spannungsfeld als Fluidbarriere wirken. Die Störungssysteme der Roskow-Ketzin-Doppelantiklinale und deren südöstlichem Ausläufer beinhalten Störungsflächen, welche direkten Kontakt zueinander aufweisen und daher für eine Störungsinteraktion besonders geeignet sind. Jedoch ist durch die grundsätzlich geringe seismische Aktivität im NEDB und am Standort Ketzin sowie aufgrund der geringen Tiefe des dortigen Reservoirs nicht mit seismischen Ereignissen bzw. Störungsinteraktionen zu rechnen.

Das geomechanische Verhalten der Sedimentgesteine des Standortes Ketzin und den Störungen in dessen geologischer Umgebung ist das Resultat aus dem Zusammenspiel des Ablagerungsmilieus, des Paläoklimas, der petrographischen Ausprägung und der diagenetischen Überprägung. Durch die geomechanisch-petrographische Untersuchung der Stuttgart-Formation konnten genetisch identische Sandsteine mit kleinräumig bemerkenswert heterogenen Festigkeiten beschrieben und diese in eine Störungsanalyse integriert werden. In Anbetracht des bis dato sicheren und nachhaltigen Speicherbetriebes am Forschungsstandort Ketzin erscheint ein geomechanisch extrem heterogen ausgebildetes Reservoir als geeignet für die geologische Speicherung. Ein weiterer erstrebenswerter Aspekt für Folgearbeiten stellt die Integration dieser extremen Festigkeitsunterschiede im Reservoir in (bestehenden) geologischen 3D-Modellen für noch höhere Druckverhältnisse und -variationen dar. Dies kann das Verständnis über Wechselwirkungen unterschiedlicher Spannungsfelder und deren Einfluss auf das mechanische Gesteins- und Störungsverhalten im Speicherbetrieb im Kontext der Übertragbarkeit weiter verbessern.

Literaturverzeichnis

- Aaronson, S., Berner, T., Gold, L., Kushner, N.J., Repak, A. & Rubin, D. (1983): Some observations on the green planktonic alga, *Botryococcus braunii* and its bloom form. – *Journal of plankton research*, **5/5**: 693-700.
- Abramovitz, T. & Thybo, H. (2000): Seismic images of the Caledonian, lithosphere-scale collision structures in the southeastern North Sea along Mona Lisa Profile 2. – *Tectonophysics*, **317**: 27-54.
- Adams, A.E., McKenzie, W.S. & Guilford, C. (1986): Atlas gesteinsbildender Minerale in Dünnschliffen. – Enke Verlag, Stuttgart, 98 S.
- Aigner, T. & Bachmann, G.H. (1992): Sequence-stratigraphic framework of the German Triassic. – *Sedimentary Geology*, **80**: 115-135.
- Ajalloeian, R. & Lashkaripour, G.R. (2000): Strength anisotropies in mudrocks. – *Bulletin of Engineering Geology and Environment*, **59**: 195-199.
- Amadei, B., Swolfs, H.S. & Savage, W.Z. (1988): Gravity-induced stresses in stratified rock masses. – *Rock Mechanics and Rock Engineering*, **21**: 1-20.
- Anderson, E.M. (1905): The dynamics of faulting. – *Transactions of the Edinburgh Geological Society*, **8**: 387-402).
- Angelier, J. (1989): From orientations to magnitudes in paleostress using fault slip data. – *Journal of Structural Geology*, **1/2**: 37-50.
- Appel, D. (1981): Petrographie und Genese der Sandsteine des Unter- und Mittelrätts im nördlichen Harzvorland (Ostniedersachsen). – *Mitteilungen des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover*, Band 20, 133 S.
- Arthaud, F. & Matte, P. (1977): Late paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Results of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. – *Geological Society of America Bulletin*, **88**: 1305-1320.
- Arts, R.J., Zhang, X., Verdel, A.R., Santonico, D., Meekes, J.A.C., Noordlandt, R.P., Paap, B.F. & Vandeweyer, V.P. (2013): Experiences with a permanently installed seismic monitoring array at the CO₂ storage site at Ketzin (Germany). – *Energy Procedia*, **37**: 4015-4023.
- Aydin, A. (1978): Small faults formed as deformation bands in sandstone. – *Pure and Applied Geophysics*, **116**: 913-930.
- Bachmann, G.H. & Hoffmann, N. (1995): Paläotektonik, Bildung und Entwicklung des nordostdeutschen Rotliegend-Beckens. In: Plein, E. (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland I - Norddeutsches Rotliegendbecken - Rotliegend-Monographie Teil II*. – Courier Forschungs-Institut Senckenberg, **183**: 156-169.
- Bachmann, G.H. & Hoffmann, N. (1997): Development of the Rotliegend Basin in Northern Germany. – *Geologisches Jahrbuch*, D **103**: 9-31.
- Bachmann, G.H., Voigt, T., Bayer, U., von Eynatten, H., Legler, B. & Littke, R. (2008): Depositional history and sedimentary cycles in the Central European Basin System. In: Littke, J., Bayer, U., Gajewski, D., Neskamp, S.: *Dynamics of Complex Intracontinental Basins*. – Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, S. 157-179.
- Baermann, A., Kröger, J., Taughs, R., Wüstenhage, K. & Zarth, M. (2000): Anhydritzemente im Rhätsandstein Hamburgs - Morphologie und Strukturen. – *Zeitschrift für Angewandte Geologie*, **46/3**: 1-7.
- Balaska, P. (1998): Die marin beeinflussten Sande im Tertiär von Nachterstedt-Schadeleben in der östlichen Subherzynen Senke - Sedimentologie, Fazies und stratigraphische Bewertung. – Dissertation, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, 130 S.

- Bankwitz, P., Gross, U. & Bankwitz, E. (1993): Krustendeformation im Bereich der Finne-Kyffhäuser-Gera-Jachimov-Zone. – Zeitschrift für geologische Wissenschaften, 21/1-2: 3-20.
- Barnabe, Y., Fryer, D.T. & Hayes, J.A. (1992): The effect of cement on the strength of granular rocks. – Geophysical Research Letters, **19**: 1511-1514.
- Barth, G., Franz, M., Luppold, F.W. & Wolfgramm, M. (2012): The Rhaetian fluvial-dominated deltaic system in the North German Basin: facies, controls and geothermal reservoir characteristics. – Abstract-Band, Geologische Vereinigung e.V. & Sediment Meeting, 23.-28. September 2012, Hamburg, S. 41.
- Barth, G., Franz, M., Heunisch, C. & Wolfgramm, M. (2013): Deep geothermal reservoirs of the Lower Exter Formation (Upper Keuper, Triassic) in the North German Basin: the geothermal potential of distributive fluvial systems. – Abstract, GEOFLUIDS: Lubricants of the Dynamic Earth, Joint Annual Meeting Deutsche Mineralogische Gesellschaft & Geologische Vereinigung e.V. / Sediment, 16.-19. September 2013, Tübingen.
- Barth, A., Torchala, B. & Hempel, A. (2010): Konzeption für die Durchführung des Projektes „Modellierung und web-basierte dreidimensionale Visualisierung des geologischen Untergrundes von Brandenburg“. – Hrsg. v. Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Projektreport, Cottbus, 130 S.
- Barton, N. (1973): Review of a new shear-strength criterion for rock joints. – Engineering Geology, **7**: 287-332.
- Barton, N., Zoback, M. & Moos, D. (1995): Fluid-flow along potentially active faults in crystalline rock. – Geology, **23/8**: 683-686.
- Bathurst, R.G.C. (1971): Carbonate sediments and their diagenesis. – 2. Aufl., Elsevier, Amsterdam, S. 84-86.
- Bathurst, R.G.C. (1974): Marine Diagenesis of Shallow Water Calcium Carbonate Sediments. – Annual Review of Earth and Planetary Sciences, **2**: 257-274.
- Baud, P. (2000): Failure mode and weakening effect of water on sandstone. – Journal of Geophysical Research, **105/7B**: 16.371-16.389.
- Baumann, G., Hennings, J. & De Lucia, M. (2014): Monitoring of saturation changes and salt precipitation during CO₂ injection using neutron-gamma logging at the Ketzin pilot site. – International Journal of Greenhouse gas Control, **28**: 134-146.
- Bayer, U., Scheck, M., Rabbel, W., Krawczyk, C.M., Götze, H.-J., Stiller, M., Beilecke, Th., Marotta, A.-M., Barrio-Alvers, L. & Kuder, J. (1999): An integrated study of the NE German Basin. – Tectonophysics, **314**: 285-317.
- Beer, H. (2010a): Mittlerer Buntsandstein - Mächtigkeit und Fazies. In: Stackebrandt, W. & Manhenke, V. (Hrsg.): Atlas zur Geologie von Brandenburg. – 4. Aufl., Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Kleinmachnow, S. 78-79.
- Beer, H. (2010b): Oberkreide - Verbreitung und Mächtigkeit. In: Stackebrandt, W. & Manhenke, V. (Hrsg.): Atlas zur Geologie von Brandenburg. – 4. Aufl., Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Kleinmachnow, S. 71-72.
- Beer, H. (2010c): Zechstein - Paläomorphologie, Mächtigkeit und Tiefenlage. In: Stackebrandt, W. & Manhenke, V. (Hrsg.): Atlas zur Geologie von Brandenburg. – 4. Aufl., Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Kleinmachnow, S. 84-85.
- Beer, H. & Stackebrandt, W. (2002a): Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1:300.000 - Tiefenlinienkarte der Basisfläche des Känozoikums. – Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg (Hrsg.), Kleinmachnow.
- Beer, H. & Stackebrandt, W. (2002b): Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1:300.000 - Tiefenlinienkarte der Liasbasisfläche. – Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg (Hrsg.), Kleinmachnow.

- Beer, H. & Rusbült, J. (2010): Muschelkalk - Mächtigkeit und Fazies. In: Stackebrandt, W. & Manhenke, V. (Hrsg.): Atlas zur Geologie von Brandenburg. – 4. Aufl., Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Kleinmachnow, S. 76-77.
- Beer, H. & Stackebrandt, W. (2010): Tiefenlage der Zechsteinoberfläche. In: Stackebrandt, W. & Manhenke, V. (Hrsg.): Atlas zur Geologie von Brandenburg. – 4. Aufl., Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Kleinmachnow, S. 68-69.
- Bell, F.G. (1978): The physical and mechanical properties of the Fell Sandstones, Northumberland, England. – *Engineering Geology*, **12**: 1-29.
- Bell, F.G. (2007): *Engineering Geology*. – 2. Aufl., Butterworth-Heinemann Verlag, 592 S.
- Bell, F.G. & Lindsay, P. (1999): The petrographical and geomechanical properties of some sandstones from the Newspaper Member of the Natal Group near Durban, South Africa. – *Engineering Geology*, **53**: 57-81.
- Benek, R., Kramer, W., McCann, T., Scheck, M., Negendank, J.F.W., Korich, D., Huebscher, H.-D., & Bayer, U. (1996): Permo-Carboniferous magmatism of the Northeast German Basin. – *Tectonophysics*, **266**: 379-404.
- Bennion, D.B. & Bachu, S. (2007): Permeability and relative permeability measurements at reservoir conditions for CO₂-water systems in ultra low permeability caprocks. – Konferenzbeitrag, EAGE Conference & Exhibition, 11.-14.06., London, 9 S.
- Bergerat, F. (1987): Stress fields in the European Platform at the time of Africa-Eurasia collision. – *Tectonics*, **6/2**: 99-132.
- Bernaix, J. (1969): New laboratory methods of studying the mechanical properties of rocks. – *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, **6**: 43-90.
- Berner, R.A. (1982): Burial of organic carbon and pyrite sulfur in the modern ocean: its geochemical and environmental significance. – *American Journal of Science*, **282**: 451-473.
- Bessinger, B.A., Liu, Z. & Cook, N.G.W. (1997): A new fracturing mechanism for granular media. – *Geophysical Research Letters*, **24/21**: 2605-2608.
- Beutler, G. (1976): Zur Ausbildung und Gliederung des Keupers in NE-Mecklenburg. – *Zentrales Geologisches Institut, Berlin, Jahrbuch für Geologie*, **7/8**: 119-126.
- Beutler, G. (2010): Keuper - Mächtigkeit und Lithofazies des Schilfsandsteins. In: Stackebrandt, W. & Manhenke, V. (Hrsg.): Atlas zur Geologie von Brandenburg. – 4. Aufl., Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Kleinmachnow, 74-75.
- Beutler, G., Hauschke, N. & Nitsch, E. (1999): Faziesentwicklung des Keupers im Germanischen Becken. In: Hauschke, N. & Wilde, V. (Hrsg.): *Trias - Eine ganz andere Welt. Mitteleuropa im frühen Erdmittelalter*. – Pfeil Verlag, München, S. 129-174.
- Beutler, G. & Häusser, I. (1982): Über den Schilfsandstein in der DDR. – *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, **10**: 511– 525.
- Beutler, G. & Nitsch, E. (2005): Paläogeographischer Überblick. In: Beutler, G., Hauschke, N., Nitsch, E & Vath, U. (Hrsg.): *Deutsche Stratigraphische Kommission: Stratigraphie von Deutschland IV - Keuper*.
- Beutler, G. & Szulc, J. (1999): Die paläogeographische Entwicklung des Germanischen Beckens in der Trias und die Verbindung zur Tethys. In: Hauschke, N. & Wilde, V. (Hrsg.): *Trias - Eine ganz andere Welt. Mitteleuropa im frühen Erdmittelalter*. – Pfeil Verlag, München, S. 71-80.
- Beutler, G. & Tessin, R. (2005): Der Keuper im Norddeutschen Becken. In: Beutler, G., Hauschke, N., Nitsch, E & Vath, U. (Hrsg.): *DSK: Stratigraphie von Deutschland IV - Keuper*.
- Bieniawski, Z.T. & van Herden, W.L. (1975): The significance of in situ tests on large scale rock specimens. – *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, **12**: 101-113.
- Bjørlykke, K., Høeg, K. & Mondol, N.Z. (2010): Introduction to Geomechanics: Stress and Strain in Sedimentary Basins. In: Bjørlykke, K. (Hrsg.): *Petroleum Geoscience: From Sedimentary Environment to Rock Physics*. – Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 518 S.

- Boggs, S., Jr. (2009): *Petrology of Sedimentary Rocks*. – 2. Aufl., Cambridge University Press, New York, USA, 600 S.
- Bock, H. (2009): RA Experiment: Updated review of the rock mechanics properties of the Opalinus clay of the Mont Terri URL based on laboratory and field testing. – Interner Report, Q+S Consult, Bad Bentheim, 66 S.
- Bock, S., Pudlo, D., Meier, A., Förster, H.-J., Förster, A. & Gaupp, R. (2013): Is there any impact of CO₂ injection on sandstone reservoir rocks? - Insights from a field experiment at the CO₂-storage site of Ketzin (Germany). – EGU General Assembly 2013, Vol. 15, EGU2013-4142-1.
- Bormann, P. (1996): Zur Erklärung der seismischen Anisotropie im oberen Erdmantel unter Mitteleuropa. – *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, **24**: 411-420.
- Bott, M.H.P. (1959): The mechanics of oblique slip faulting. – *Geological Magazine*, **96**: 109-117.
- Brace, W.F. & Kohlstedt, D.L. (1980): Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. – *Journal of Geophysical Research*, **85/B11**: 6248-6252.
- Brady, B.H.G. & Brown, E.T. (2004): *Rock Mechanics for Underground Mining*. – 3. Aufl., Springer Verlag, Niederlande, 628. S.
- Brandes, J. & Obst, K. (2009): Isobathenkarte für den Aquiferkomplex Mittlerer Buntsandstein in NE-Deutschland. – *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge*, **16/1**: 19-28.
- Brandes, C., Schmidt, C., Tanner, D.C. & Winsemann, J. (2013): Paleostress pattern and salt tectonics within a developing foreland basin (north-western Subherzynian Basin, northern Germany). – *International Journal of Earth Sciences*, **102**: 2239-2254.
- Brink, H.-J. (2005a): The evolution of the North German Basin and the metamorphism of the lower crust. – *International Journal of Earth Sciences*, **94**: 1103-1116
- Brink, H.-J. (2005b): Liegt ein wesentlicher Ursprung vieler großer Sedimentbecken in der thermischen Metamorphose ihrer Unterkruste? - Das Norddeutsche Permbecken in einer globalen Betrachtung. – *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **156 (2)**: 275-290.
- Brink, H.-J. (2009): Mantle plumes and the metamorphism of the lower crust and their influence on basin evolution. – *Marine and Petroleum Geology*, **26**: 606-614.
- Broch, E. (1979): Changes in rock strength caused by water. – *Proceedings of the IV. International Society of Rock Mechanics, Montreux*, **1**: 71-75.
- Burshtein, L.S. (1968): Determination of Poisson's ratio of rocks by static and dynamic methods. – *Sovjet Mining*, **4/3**: 235-238.
- Byerlee, J.D. (1978): Friction of rocks. – *Pure and Applied Geophysics*, **116**: 615-626.
- Cacace, M. (2008): Stress and Strain modeling of the Central European Basin System. – Dissertation, Freie Universität Berlin, 167 S. 211-213.
- Cargill, J.S. & Shakoor, A. (1990): Evaluation of Empirical Methods for Measuring the Uniaxial Compressive Strength of Rock. – *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, **27**: 6, 495-503.
- Chang, C., Zoback, M.D. & Khaksar, A. (2006): Empirical relations between rock strength and physical properties in sedimentary rocks. – *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **51**: 223-237.
- Chafetz, H.S. (1986): Marine peloids: A product of bacterially induced precipitation of calcite. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**: 812-817.
- Chakravarty, P.K. (1963): Application of the Photoelastic Technique to the Problems of Rock Mechanics. – Dissertation, University of Sheffield, Mining, unveröffentlicht.
- Chen, C.-S., Pan, E. & Amadei, B. (1998): Determination of deformability and tensile strength of anisotropic rock using Brazilian tests. – *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, **35/1**: 43-61.

- Chenevert, M.E. & Gatlin, C. (1965): Mechanical anisotropy of laminated sedimentary rocks. – Society of Petroleum Engineers Journal, **5**: 67-77.
- Colback P.S.B. & Wiid, B.L. (1965): The influence of moisture on some mechanical properties of rock. – Mining Science and Technology, **10**: 145-156.
- Cook, N.G.W. & Heard, H.C. (1981): Berkley workshop on large scale laboratory testing in geomechanics. – Geophysical Research Letters, **8**: 645-723.
- Cornet, F.H. & Röckel, T. (2012): Vertical stress profiles and the significance of stress decoupling. – Tectonophysics, **581**: 193-205.
- Davison, I., Alsop, I. & Blundell, D. (1996): Salt tectonics: some aspects of deformation mechanics. In: Alsop, I. & Davison, I. (Hrsg.): Salt Tectonics. – Geological Society, London, Special Publications, **100**: 1-10.
- Das, A., Nguyen, G.D. & Einav, I. (2011): Compaction bands due to grain crushing in porous rocks: A theoretical approach based on breakage mechanics. – Journal of Geophysical Research, **116**, 14 S., doi: 10.1029/2011JB008265.
- De Blasio, F.V. (2011): Introduction to the Physics of Landslides. Springer Verlag, Stuttgart, 406 S.
- DSK (Deutsche Stratigraphische Kommission; Hrsg.) (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002.
- DEKORP-BASIN Research Group (1999): Deep crustal structure of the Northeast German Basin - new DEKORP-BASIN '96 deep-profiling results. – Geology, **27**: 55–58.
- Delenk, T. (2011): Maßstabeffekte in der einaxialen Druckfestigkeit von Posidonienschiefer. – Bachelorarbeit, Technische Universität Berlin, 46 S.
- Diener, I. (1968): Kreide. In: Zentrales Geologisches Institut (Hrsg.): Grundriss der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik, Berlin, **1**: 320-342.
- Dietrich, D. (1989): Fold-axis parallel extension in an arcuate fold- and thrust belt: the case of the Helvetic nappes. – Tectonophysics, **170**: 183-212.
- Doyle, J.D. & Sweet, M.L. (1995): Three dimensional distribution of lithofacies, bounding surfaces, porosity, and permeability in a fluvial sandstone - Gypsy Sandstone of Northern Oklahoma. – AAPG Bulletin, **79**: 70-96.
- Drive, R. (1962): Late Paleozoic bisaccate pollen from the United States Midcontinent Area. – Journal of Paleontology, **36**: 871-887.
- Dusseault, M.B., Maury, V., Sanfilippo, F. & Santarelli, F. (2004): Drilling around salt: risks, stresses, and uncertainties. – American Rock Mechanics Association, 6th North America Rock Mechanics Symposium (NARMS), 5.-9. Juni, Houston, Texas, USA, 12 S.
- Ehmke, G. & Katzung, G. (1993): Das Prätertiär in Ostdeutschland. – Sven von Loga Verlag, Köln, 139 S.
- Eisbacher, G. (1996): Einführung in die Tektonik. – Enke Verlag, Stuttgart, 374 S.
- Erguler, Z.A. & Ulusay, R. (2009): Water-induced variations in mechanical properties of clay-bearing rocks. – International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences, **46**: 355-370.
- Fan, M. (2014): Reservoir stratigraphic heterogeneity within the Lower Cretaceous Muddy Sandstone in the Powder River Basin, northeast Wyoming, U.S.A.: Implications for carbon dioxide sequestration. – Rocky Mountain Geology, **49/2**: 167-190.
- Fahimifar, A. & Soroush, H. (2007): A Moisture Index Classification System for Rocks (MiC System). – Rock Mechanics and Rock Engineering, **40/1**: 63-79.
- Ferrill, D.A., Winterle, J., Wittmeyer, G., Sims, D., Colton, S. & Armstrong, A. (1999): Stressed rock strains groundwater at Yucca Mountain, Nevada. – GSA Today, **9/5**: 1-8.
- Ferrill, D.A. & Morris, A.P. (2003): Dilational normal faults. – Journal of structural Geology, **25**: 183-196.

- Fischer, S., Liebscher, A., De Lucia, M., Hecht, L. & das Ketzin Team (2013): Reactivity of sandstone and siltstone samples from the Ketzin pilot CO₂ storage site - Laboratory experiments and reactive geochemical modeling. – *Environmental earth Sciences*, **70**: 3687-3708.
- Fischer, S., Zemke, K., Liebscher, A., Wandrey, M. & die CO₂SINK Gruppe (2011): Petrophysikal effects of long term CO₂-exposure experiments on brine-saturated reservoir sandstone. – *Energy Procedia*, **4**: 4487-4494.
- Fjaer, E., Holt, R.M., Horsrud, P., Raaen, A.M., Risnes, R. (2008): *Petroleum Related Rock Mechanics*. – 2. Ausgabe, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 483 S.
- Flügel, E. (1978): *Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken*. – Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 454 S.
- Folk, R.L. (1974): *Petrology of sedimentary rocks*. – Hemphill Publishing Company, Austin, 182 S.
- Folk, R.L., Andrews, P.B. & Lewis D.W. (1970): Detrital Sedimentary Rock Classification and Nomenclature for Use in New Zealand. – *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **13** (4): 937-968.
- Förster, A., Norden, B., Zink-Jørgensen, Frykman, P., Kulenkampf, Spangenberg, E., Erzinger, J., Zimmer, M., Kopp, J., Borm, G., Juhlin, C., Cosma, C.-G. & Hurter, S. (2006): Baseline characterization of the CO₂SINK geological storage site at Ketzin, Germany. – *Environmental Geosciences*, **13/3**: 145-161.
- Förster, A., Giese, R., Juhlin, C., Norden, B., Springer, N. & The CO₂SINK Group (2008): The Geology of the CO₂SINK Site: From Regional Scale to Laboratory Scale. – *Energy Procedia*, **1**: 2911-2918.
- Förster, A., Schöner, R., Förster, H.-J., Norden, B., Blaschke, A.-W., Luckert, J., Beutler, G., Gaupp, R. & Rehde, D. (2010): Reservoir characterization of a CO₂ storage aquifer: The Upper Triassic Stuttgart Formation in the Northeast German Basin. – *Marine and Petroleum Geology*, **27**: 2156-2172.
- Franke, D. (1990): Der präpermische Untergrund der mittelropäischen Senke. Fakten und Hypothesen. Geologie und Kohlenwasserstoff-Erkundung im Prä-Zechstein der DDR, Norddeutsche Senke. – *Niedersächsische Akademie der Wissenschaften Veröffentlichung*, **4**: 19-75.
- Franz, M., Bachmann, G.H., Beutler, G. (2007): Sedimentology and Facies of the Polish Retyk and the German Arnstadt and Exter Formations (Norian, Rhaetian) in the eastern Central European Basin (CEB). – *Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **53**: 101.
- Franz, M. & Wolfgramm, M. (2008): Sedimentologie, Petrologie und Fazies geothermischer Reservoirs des Norddeutschen Beckens am Beispiel der Exter-Formation (Oberer Keuper, Rhaetium) NE-Deutschlands. – *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, **36** (4–5): 223–247.
- Fredrich, J.T., Coblenz, D., Fossum, A.F. & Thorne, B.J. (2003): Stress perturbations adjacent to salt bodies in the deepwater gulf of Mexico. - SPE Annual Technical Conference and Exhibition, 5.-8. Oktober, Denver/Colorado, USA.
- Füchtbauer, H. (1966): Der Einfluss des Ablagerungsmilieus auf die Sandsteindiagenese im mittleren Buntsandstein. – *Sedimentary Geology*, **1**: 159-179.
- Füchtbauer, H. (1974): Zur Diagenese fluviatiler Sandsteine. – *Geologische Rundschau*, **63**: 904-925.
- Galloway, W.E. & Hobday, D.K. (1996): *Terrigenous Clastic Depositional Systems - Applications to fossil fuel and groundwater resources*. – Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, S. 63 ff.
- Gan, Q. & Elsworth, D. (2014): Analysis of fluid injection-induced fault reactivation and seismic slip in geothermal reservoirs. – *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **119**: 3340-3353, doi: 10.1002/2013JB010679.
- Gast, R., Pasternak, M., Piske, J. & Rasch, H.-J. (1998): Das Rotliegend im norddeutschen Raum: Regionale Übersicht, Stratigraphie, Fazies und Diagenese. – *Geologisches Jahrbuch.*, **A 149**: 59-79.

- Gaupp, R. (1991): Zur Fazies und Diagenese des Mittelrhät-Hauptsandsteins im Gasfeld Thönse. – Veröffentlichungen der Niedersächsischen Akademie für Geowissenschaften, **6**: 34–55.
- Gawlick, H.J., Frisch, W., Vecsei, A., Steiger, T. & Böhm, F., 1999. The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. *Geologische Rundschau*, **87**: 644-657.
- Gercek, H. (2007): Poisson's ratio value for rocks. – *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, **44**:1-13.
- Giese, R., Hennings, J., Lüth, S., Morozova, D., Schmidt-Hattenberger, C., Würdemann, H., Zimmer, M., Cosma, C., Juhlin, C. & CO2SINK Group (2009): Monitoring at the CO₂SINK Site: A Concept Integrating Geophysics, Geochemistry and Microbiology. – *Energy Procedia*, **1**: 2251-2259.
- Gluyas J.G. (1984): Early Carbonate Diagenesis within Phanerozoic Shales and Sandstones of the new European Shelf. – *Clay Minerals*, **19**: 309-321.
- Goodman, R.E. (1989): *Introduction to Rock Mechanics*. – 2. Ausgabe, John Wiley & Sons, New York, 555 S.
- Greener, P. (2003): Summary of the Poisson's Ratio Debate 1990-2003. – *CSEG Recorder*, **28/7**: 44-45.
- Grote, R. (1998): Die rezente horizontale Hauptspannung im Rotliegenden und Oberkarbon in Norddeutschland. – *Erdöl Erdgas Kohle*, **114/10**: 478–482.
- Grünthal, G. & Stromeyer, D. (1994): The recent stress field in Central Europe sensu lato and its quantitative modelling. – *Geologie en Mijnbouw*, **73**: 173-180.
- Gudmundsson, A. (2000): Active fault zones and groundwater flow. – *Geophysical Research Letters*, **27/18**: 2993-2996.
- Gunsallus, K.L. & Kulhawy, F.H. (1984): A comparative evaluation of rock strength measures. – *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, **21**: 233-248.
- Gupta, A. & Scholz, C.H. (2000): A model of normal fault interaction based on observations and theory. – *Journal of Structural Geology*, **22**: 865-879.
- Habib, P. & Bernaix, J. (1966): La fissuration des roches. In: *Proceedings of the 1st Congress of the International Society of Rock Mechanics*, Lissabon, S. 185-190.
- Habib, P. & Vouille, G. (1966): Sur la disparition de l'effet d'échelle aux hautes pressions. – *CR Academie Science Paris*, **262**: 715-717.
- Hajdarwish, A. & Shakoor, A. (2006): Predicting shear and strength parameters of mudrock. – *Konferenzbeitrag*, 10. IAEG International Congress, 06.-10.09.2006, Nottingham, Paper Nr. 607, 9 S.
- Handin, J. & Hager, R.V. (1957): Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: tests at room temperature on dry samples. – *AAPG Bulletin*, **41**: 1-50.
- Hangx, J.T.S., Spiers, C.J. & Peach C.J. (2010): Mechanical behavior of anhydrite caprock and implications for CO₂ sealing capacity. – *Journal of Geophysical Research*, **115/B07402**, 22 S., doi:10.1029/2009JB006954.
- Hawkes, I. & Mellor, M. (1970): Uniaxial Testing in the Rock Mechanics Laboratories. – *Engineering Geology*, **4**: 177-285.
- Hecht, C.A., Lempp, C. & Scheck, M. (2003): Geomechanical model for the post-Variscan evolution of the Permian-Mesozoic basin in Northeast Germany. – *Tectonophysics*, **375**: 125-139.
- Heidari, M., Momeni, A.A., Rafiel, B., Khodabakhsh, S. & Torabi-Kaveh, M. (2013): Relationship between petrographic characteristics and the engineering properties of Jurassic sandstones, Hamedan, Iran. – *Rock Mechanics and Rock Engineering*, **46**: 1091-1101.
- Heidbach, O. et al. (2008): The 2008 release of the World Stress Map (available online at www.world-stress-map.org).

- Heidbach, O., Reinecker, J., Tingay, M., Müller, B., Sperner, B., Fuchs, K. & Frenzel, F. (2007): Plate boundary forces are not enough: Second- and third-order patterns highlighted in the World Stress Map database. – *Tectonics*, **26**, TC6014, doi:10.1029/2007TC002133.
- Haimson, B. & Lee, H. (2004): Borehole breakouts and compaction bands in two high porosity-sandstones. – *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, **41**: 287-301.
- Heling, D. (1964): Zur Petrographie des Schilfsandsteins. – *Beiträge zur Mineralogie und Petrographie*, **11**: 272-296.
- Hermsdorf, N. (2010): Geologische Übersichtskarte – Oberflächengeologie. In: Stackebrandt, W. & Manhenke, V. (Hrsg.): *Atlas zur Geologie von Brandenburg*. – 4. Aufl., Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Kleinmachnow, S. 44-45.
- Hinzen, K.-G. (2003): Stress field in the Northern Rhine area, Central Europe, from earthquake fault plane solutions. – *Tectonophysics*, **377**: 325-356.
- Hobbs, D.W. (1964): Rock compressive strength. – *Colliery Engineering*, **41**: 287-292.
- Hoth, K., Rusbült, J., Zagora, K., Beer, H. & Hartmann, O. (1993): Die tiefen Bohrungen im Zentralabschnitt der Mitteleuropäischen Senke - Dokumentation für den Zeitabschnitt 1962-1990. – Verlag der Gesellschaft für Geowissenschaften e. V., Berlin, 145 S.
- Hübscher, C., Hansen, M.B., Triñanes, S.P., Lykke-Andesen, H. & Gajewski, D. (2010): Structure and evolution of the Northeastern German Basin and its transition onto the Baltic Shield. – *Marine and Petroleum Geology*, **27**: 923-938.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (Hrsg.: Metz, B., Davidson, O., de Coninck, H., Loos, M. & Meyer, L.) (2005): Special report on carbon dioxide capture and storage. Verfasst von Arbeitsgruppe III des Weltklimarates der Vereinten Nationen (IPCC). – Cambridge University Press, Cambridge, Großbritannien und New York, NY, USA, 442 S.
- Iphar, M. & Gökten, R.M. (2003): The effect of liquids on mechanical strength and abrasiveness of rocks. - *Eng. & Arch. Fac. Osmangazi University*, **17/1**: 1-15.
- Ivanova, A., Juhlin, C., Lengler, U., Bergmann, P., Lüth, S. & Kempka, T. (2013): Impact of temperature on CO₂ storage at the Ketzin site based on fluid flow simulations and seismic data. *International Journal of Greenhouse Gas Control*, **19**: 775-784.
- Jackson, M.P.E. & Galloway, E.G. (1984): Fault patterns around salt domes: Unit 19: Principles. – *AAPG Special Volumes*, **A159**: 95-101.
- Jackson, M.P.A. & Talbot, C.J. (1989): Anatomy of mushroom-shaped diapirs. – *Journal of Structural Geology*, **11/1**: 211-230.
- Jackson, M.P.A., Vendeville, B.C. & Schultz-Ela, D.D. (1994): Structural dynamics of salt systems. – *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **22**: 93-117.
- Jaeger, J.C., Cook, N.G.W. & Zimmermann, R.W. (2007): *Fundamentals of Rock Mechanics*. – 4. Aufl., Blackwell, Oxford, 469 S.
- Jeng, F.S., Weng, M.C., Lin, M.L. & Huang, T.H. (2004): Influence of petrographic parameters on geotechnical properties of tertiary sandstones from Taiwan. – *Engineering Geology*, **73**: 71-91.
- Juhlin, C., Giese, R., Zink-Jørgensen, K., Cosma, C., Kazemini, H., Johojuntti, Lüth, S., Norden, B. & Förster, A. (2007): 3D baseline seismic at Ketzin: the CO₂SINK project. – *Geophysics*, **72/5**: 121-132.
- Kaiser, H. & Ashraf, A.R. (1974): Gewinnung und Präparation fossiler Sporen und Pollen sowie anderer Palynomorphae unter besonderer Betonung der Siebmethode. – *Geologisches Jahrbuch*, **A 25**: 85-114.
- Kaiser, A., Reicherter, K., Hübscher, C. & Gajewski, D. (2005): Variation of the present-day stress field within the North German Basin - insights from thin shell FE modeling based on residual GPS velocities. – *Tectonophysics*, **97**: 55-72.
- Kannegieser, E. & Kozur, H. (1972): Mikropaläontologie des Schilfsandsteins (Karn). – *Geologie*, **21**: 185-215.

- Kahraman, S. (2001): Evaluating of simple methods for assessing the uniaxial compressive strength of rock.- *International Journal of Rock Mechanics & Mining Science*, **38**: 981-994.
- Kazemeini, S.H., Juhlin, C., Zinck-Jorgensen, K. & Norden, B. (2008): Application of the continuous wavelet transform on seismic data for mapping of channel deposits and gas detection at the CO₂SINK site, Ketzin, Germany. – *Geophysical Prospecting*, **57**: 111-123.
- Kempka, T. & Kühn, M. (2013): Numerical simulations of CO₂ arrival times and reservoir pressure coincide with observations from the Ketzin pilot site, Germany. – *Environmental earth sciences*, **70/8**: 3675-3685.
- Kempka, T., Klein, E., De Lucia, M., Tillner, E. & Kühn, M. (2013): Assessment of a long-term trapping mechanism at the Ketzin pilot site (Germany) by coupled numerical modelling. – *Energy Procedia*, **37**: 5419-5426.
- Kempka, T., Klapperer, S. & Norden, B. (2014a): Coupled hydro-mechanical simulations demonstrate system integrity at the Ketzin pilot site for CO₂ storage. In: Alejano, L., Peruchó, A., Olalla, C. Jimenez, R. (Hrsg.): *Rock Engineering and Rock Mechanics: Structures in and on Rock Masses*. – *Proceedings of EUROCK 2014, ISRM European Regional Symposium, Leiden*, S. 1317-1322.
- Kempka, T., DeLucia, M. & Kühn, M. (2014b): Geomechanical integrity verification and mineral trapping quantification for the Ketzin CO₂ storage pilot site by coupled numerical simulations. – *Energy Procedia*, **63**: 3330-3338.
- Kenyon, W.E. (1997): Petrophysical principles of applications of NMR logging. – *The Log Analyst*, **38/2**: 21-43.
- Kling, C. (2011): *Structural Interpretation and Application of Spectral Decomposition for Facies Analysis of Three-Dimensional Reflection Seismic Data at the Ketzin Site*. – Masterarbeit, Technische Universität Berlin, Institut für Angewandte Geowissenschaften, 112 S.
- Knappe, H. (1962): Tektonischer Bau und Strukturgenese im nordwestlichen Vorland des Flechtinger Höhenzuges. – *Geologie*, **12**: 509.
- Kossow, D., Krawczyk, C., McCann, T., Strecker, M. & Negendank, J.F.W. (2000): Style and evolution of salt pillows and related structure in the northern part of the Northeast German Basin. – *International Journal of Earth Sciences*, **89**: 652-664.
- Kossow, D. (2001): *Die kinematische Entwicklung des invertierten, intrakontinentalen Nordostdeutschen Beckens - Ergebnisse seismisch-stratigraphischer Untersuchungen und einer Profilbilanzierung*. – Scientific Technical Report STR 02/04, GeoForschungsZentrum Potsdam, 101 S.
- Kossow, D. & Krawczyk, C. (2002): Structure and quantification of processes controlling the evolution of the inverted NE-German Basin. – *Marine and Petroleum Geology*, **19**: 601-618.
- Kovari, K. & Tisa, A. (1975): Multiple failure and strain controlled triaxial tests. – *Rock Mechanics*, **7**: 17-33.
- Kozur, H.W. & Bachmann, G.H. (2010): The Middle Carnian Wet Intermezzo of the Stuttgart Formation (Schilfsandstein), Germanic Basin. – *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **290**: 107-119.
- Krawczyk, C., Stiller, M. & DEKORP-BASIN Research Group (1999): Reflection seismic constraints on Paleozoic crustal structure and Moho beneath the NE German Basin. – *Tectonophysics*, **312**: 241-253.
- Lama, R.D. & Vutukuri, V.S. (1978): *Handbook on the Mechanical Properties of Rock*. – Trans Tech Publications, Clausthal, S. 10.
- Lange, G., Söllig, A., Tessin, R. & ZGI, Berlin (1981): *Isobathen der Zechsteinbasis 1:500.000*, in: *Tektonische Karte der DDR – Hrsg. v. Zentralen Geologischen Institut der DDR, VEB Kartographischer Dienst, Potsdam*.

- Leichnetz, W. (1981): Mechanische Eigenschaften von Felstrennflächen im Direkten Scherversuch: Des Institutes für Bodenmechanik und Felsmechanik der Universität Fridericiana in Karlsruhe, Heft 89, 100 S.
- Lempp, C. & Röckel, T. (1999): Der Spannungszustand im Nordostdeutschen Becken, ermittelt aus Brucherscheinungen und bohrtechnischen Protokollen. – Abstract ICDP/KTB-Kolloquium, 27.-28. Mai 1999, Ruhr-Universität Bochum, S. 237-247.
- Lempp, C., Witthaus, M., Röckel, T., Hecht, C. & Herold M. (2010): Geomechanisches Verhalten unterschiedlich stark verfestigter pelitischer Gesteine in tiefen Geothermiebohrungen. – Zeitschrift der deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **161/4**: 379-400.
- Lengler, U., De Lucia, M. & Kühn, M. (2010): The impact of heterogeneity on the distribution of CO₂: Numerical simulation of CO₂ storage at Ketzin. – International Journal of Greenhouse gas Control, **4**: 1026-1024.
- Lindert, W., Warncke, W. & Stumm, M. (1990): Probleme der lithostratigraphischen Gliederung des Obberrotliegenden (Saxon) im Norden der DDR. – Zeitschrift für angewandte Geologie, **36/10**: 368-375.
- Littke, R., Bayer, U. & Gajewski, D. (2005): Dynamics of sedimentary basins: the example of the Central European Basin system. – International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau), **94**: 779-781.
- Longiaru, S. (1987): Visual comparators for estimating the degree of sorting from plane and thin section. – Journal of Sedimentary Petrology, **57/4**: 791-794.
- Lockner, D.A. (1995): Rock Failure. In: Ahrens, T. (Hrsg.): Rock Physics and Phase Relation: A Handbook of Physical Constants. – AGU, Washington D.C., S. 127–147.
- Lohr, T., Krawczyk, C.M., Tanner, D.C., Samiee, R., Endres, H., Oncken, O., Trappe, H. & Kukla, P.A. (2007): Strain partitioning due to salt: insights from interpretation of a 3D seismic data set in the NW German Basin. – Basin Research, **19**: 579-597, doi: 10.1111/j.1365-2117.2007.00338x.
- Lokhorst, A. (Hrsg.) (1998): NW European Gas Atlas. – Netherland Institute of Applied Geoscience TNO, Niederlande, Haarlem, S. 29-30.
- Lotsch, D. (2010): Tertiär - Verbreitung Paläozän und Eozän. In: Stackebrandt, W. & Manhenke, V. (Hrsg.): Atlas zur Geologie von Brandenburg. – 4. Aufl., Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Kleinmachnow, S. 58-59.
- Lunthi, S.M. (2001): Geological Well Logs – Their use in reservoir modeling. – Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 377 S.
- Marbler, H., Erikson, K.P., Schmidt, M., Lempp, C. & Pöllmann, H. (2012): Geomechanica and geochemical effects on saturated sandstones caused by the reaction with supercritical CO₂: an experimental approach to in situ conditions in deep geological reservoirs. – Environmental Earth Sciences, **69**: 1981-1998.
- Marotta, A.M., Bayer, U., Scheck, M. & Thybo, H. (2001): The stress field below the NE German Basin: effects induced by the Alpine collision. – Geophysical Journal Internatiol, **144**: 8-12.
- Marotta, A.M., Bayer, U., Thybo, H. & Scheck, M. (2002): Origin of the regional stress in the North German basin: results from numerical modelling. – Tectonophysics, **360**: 245-264.
- Martens, S., Kempka, T., Liebscher, A., Lüth, S., Möller, F., Myrntinen, A., Norden, B., Schmidt-Hattenberger, C., Zimmer, M., Kühn, M. & the Ketzin Group (2012): Europe's longest-operating on-shore CO₂ storage site at Ketzin, Germany: a progress report after three years of injection. – Environmental Earth Sciences, **67/2**: 323-334.
- Martens, S., Liebscher, A., Möller, F., Hennings, J., Kempka, T., Lüth, S., Norden, B., Prevedel, B., Szyzybalski, A., Zimmer, M., Kühn, M. & Ketzin Group (2013): CO₂ Storage at the Ketzin Pilot Site, Germany: Fourth Year of Injection, Monitoring, Modelling and Verification. – Energy Procedia, **37**: 6434-6443.

- Martiklos, G., Beutler, G. & Ehling, B.-C. (2001): Geologische Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt 1:400 000 - Karte ohne känozoische Bedeckungen. Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (Hrsg.), Halle (Saale).
- Martin-Closas (2003): The fossil record and evolution of freshwater plants: a review. – *Geologica Acta*, **1**: 315-338.
- Maystrenko, Y., Bayer, U. & Scheck-Wenderoth, M. (2005): Structure and evolution of the Glückstadt Graben due to salt movements. – *International Journal of Earth Sciences*, **94**: 799-814.
- Maystrenko, Y., Bayer, U., Brink, H.-J. & Littke, J. (2008): The Central European Basin System - an Overview. In: Littke, J., Bayer, U., Gajewski, D., Neskamp, S.: *Dynamics of Complex Intracontinental Basins*. – Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, S. 15-34.
- Maystrenko, Y.P., Bayer, U. & Scheck-Wenderoth, M. (2012): Regional-scale structural role of Permian salt within the Central European Basin System. In: Alsop, G.I., Archer, S.G., Hartley, A.J., Grant, N.T. & Hodgkinson, R. (Hrsg.): *Salt Tectonics, Sediments and Prospectivity*. – Geological Society, London, Special Publications, **363**: 409-430.
- Maystrenko, Y.P., Bayer, U. & Scheck-Wenderoth, M. (2013): Salt as a 3D element in structural modeling - Example from the Central European Basin System. – *Tectonophysics*, **591**: 62-82.
- Mazur, S., Scheck-Wenderoth, M & Krzywiek, P. (2005): Different modes of the Late Cretaceous–Early Tertiary inversion in the North German and Polish basins. – *International Journal of Earth Sciences(Geologische Rundschau)*, **94**:782-794, doi: 10.1007/s00531-005-0016-z.
- McBride, E.F. (1963): A classification of common sandstones. – *Journal of Sediment Petrology*, **33**: 664-669.
- Mbia, E.N., Frykman, P., Nielsen, C.M., Fabricius, I.L., Pickup, G.E. & Sørensen (2014): Modeling of the pressure propagation due to CO₂ injection and the effect of fault permeability in a case study of the Vedsted structure, Northern Denmark. – *International Journal of Greenhouse Gas Control*, **28**: 1-10.
- McKenzie, W.S. & Guilford, C. (1981): *Atlas gesteinsbildender Minerale in Dünnschliffen*. – Enke Verlag, Stuttgart, 98 S.
- Meng, Z., Zhang, J. & Peng, S. (2006) Influence of sedimentary environment on mechanical properties of rocks. – *Environmental Geology*, **51**: 113.120.
- Metzger, P. & Largeau, C. (1999): Chemicals of *Botryococcus braunii*. In: Cohen (Hrsg.): *Chemicals from microalgae*. – Taylor & Francis, London, S. 205-260.
- Miall, A.D. (1988): Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrop studies. *AAPG Bulletin*, **72**: 682-697.
- Miall, A.D. (2014): *Fluvial Depositional Systems*. – Springer Verlag, Heidelberg-New York, 316 S.
- Michael, K., Golab, A., Shulokova, V., Ennis-King, J., Allison, G., Sharma, S. & Aiken, T. (2010): Geological storage of CO₂ in saline aquifers - A review of the experience from existing storage operations. – *International Journal of Greenhouse Gas Control*, **4**: 659-667.
- Militzer, H., Oelsner, C. & Weber, F. (1985): Geothermik. In: Militzer, H. & Weber, F. (Hrsg.): *Angewandte Geophysik*, **2**: 215-278. – Springer Verlag.
- Mogi, K. (1966): Some precise measurements of fracture strength of rocks under uniform compressive strength. – *Rock Mech. Eng. Geol.*, **4 (1)**: 41-55.
- Mohaghegh, S., Arefi, R. & Ameri, S. (1994): A Methodological Approach For Reservoir Heterogeneity Characterization Using Artificial Neural Networks. – *Society of Petroleum Engineers, SPE Annual Technical Conference and Exhibition*, 25.-28. September, New Orleans, Louisiana, 5 S.
- Mollema, P. & Antonellini, M.A. (1966): Compaction bands: A structural analog for anti-mode I cracks an aolian sandstone, - *Tectonophysics*, **267**: 209-228.

- Möller, F., Liebscher, A., Martens, S., Schmidt-Hattenberger, C. & Streibel, M. (2014): Injection of CO₂ at ambient temperature conditions – Pressure and temperature results of the “cold injection” experiment at the Ketzin pilot site. – *Energy Procedia*, **63**: 6289-6297.
- Moos, D. & Zoback, M. (1990): Utilization of observations of well bore failure to constrain the orientation and magnitude of crustal stresses: Application to Continental Deep Drilling Project, and Ocean Drilling Program Boreholes. – *Journal of Geophysical Research*, **95/B6**: 9305-9325.
- Morad, S., Al-Ramadan, K., Ketzer, J.M. & De Ros, L.F. (2010): The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy. – *AAPG Bulletin*, **94**: 1267-1309.
- Morris, A., Ferrill, D.A. & Henderson D.B. (1996): Slip-Tendency analysis and fault reactivation. – *Geology*, **24/3**: 275-278.
- Mutschler, T., Triantafyllidis, T. & Baltasar, K. (2009): Geotechnical Investigations of Cap Rocks above CO₂-Reservoirs. – *Energy Procedia*, **1**: 3375-3382.
- Nikolinakou, M.A., Flemings, P.B. & Hudec, M.R. (2014): Modeling stress around rising salt diapirs. – *Marine and Petroleum Geology*, **51**: 230-238.
- Nöldecke, W. & Schwab, (1976): Zur tektonischen Entwicklung des Tafeldeckgebirges der Norddeutsch-Polnischen Senke unter besonderer Berücksichtigung des Nordteils des DDR. – *Zeitschrift für Angewandte Geologie*, **23**: 369-379.
- Norden, B. (2007): Geologische Abschlussberichte der Bohrungen CO₂ Ktzi 200/2007, CO₂ Ktzi 201/2007 and CO₂ Ktzi 202/2007. – Unveröffentlichte Reporte.
- Norden, B. (2012): Geologischer Endbericht der Bohrung CO₂ Ktzi 203/2012. – Unveröffentlichter Report.
- Norden, B., Förster, A., Vu-Hoang, D., Marcelis, F., Springer, N. & Le Nir, I. (2010): Lithological and petrophysical interpretation in CO₂SINK, the European CO₂ onshore research storage and verification project. – *SPE Reservoir Evaluation & Engineering*, **S**. 179-192, doi: 10.2118/115247-PA.
- Norden, B. & Frykamm, P. (2013): Geological modelling of the Stuttgart Formation at the Ketzin CO₂ storage site, Germany. – *International Journal of Greenhouse Gas Control*, **19**: 756-774.
- Norden, B. & Klapperer, S. (2011): Geologischer Abschlussbericht der Bohrung CO₂ Hy P 300/2011. – Unveröffentlichter Report.
- Ojala, I.O. (2011): The effect of CO₂ on the mechanical properties of reservoir and cap rock. – *Energy Procedia*, **4**: 5392-5397.
- Ouellet, A., Berard, T., Desroches, J., Frykman, P., Welsh, P., Minton, J., Pamucku, Y., Hurter, S. & Schmidt-Hattenberger, C. (2011): Reservoir geomechanics for assessing containment in CO₂ storage: a case study at Ketzin, Germany. – *Energy Procedia*, **4**: 3298-3305.
- Paap, B., Zhang, M., Arts, R., Verdel, A. & Meekes, S. (2013): Continuous passive seismic monitoring of the Ketzin CO₂ injection site. – *EGU General Assembly 2013, Geophysical Research Abstracts 15, EGU2013-13926-1*.
- Pader, D. (1966): Zechstein. In: *Exkursionsführer - Zechstein und Mesozoikum in der Nordostdeutschen Senke*. – Exkursionstagung, 22.-24. September 1966 in Schwerin, hrsg. v. E. Behr & Deutsche Gesellschaft für Geologische Wissenschaften, Deutsche Gesellschaft für Geologische Wissenschaften, Berlin, S. 8-15.
- Palmström, A. & Singh, R. (2001): The deformation modulus of rock masses – comparison between insitu tests and indirect estimates. – *Tunneling and Underground Space Technology*, **16/3**: 115-131.
- Pariseau, W.G. (2006): *Design Analysis in Rock Mechanics*. – Taylor & Francis Group, London, 557 S.

- Paterson, M.S. & Wong, T. (2005): *Experimental Rock Deformation - The Brittle Field*. – 2. Aufl., Springer Verlag, New York, 347 S.
- Paul, J., Wemmer, K. & Wetzel, F. (2009): Keuper (Late Triassic) sediments in Germany – indicators of a rapid uplift of Caledonian rocks in southern Norway. – *Norwegian Journal of Geology*, **89**: 193-202.
- Peacock, D.C.P. (2002): Propagation, interaction and linkage in normal fault systems. – *Earth-Science Review*, **58**: 121-142.
- Pearson, F.J. (1999): What is the porosity of a mudrock? – Geological Society, London, Special Publication, **158**: 9-21.
- Peng, S. & Meng, Z. (1999): Classification and its application of roof stability using lithology and geological structure. – Symposium for 46th Young Scientists, China Science and Technology Society, China Sci Tech Press Beijing, S. 35-42.
- Peng, S. & Zhang, J. (2007): *Engineering geology for Underground Rocks*. – Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 319. S.
- Peška, P. & Zoback, M. (1995): Compressive and tensile failure of inclined well bores and determination of in situ stress and rock strength. – *Journal of Geophysical Research*, **100/7B**: 12 791-12 811.
- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. & Siever, R. (1987): *Sand and Sandstones*. – 2. Aufl., Springer Verlag, New York, 553 S.
- Pharaoh, T.C. (1999): Paleozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. – *Tectonophysics*, **314**: 17-41.
- Plein, E. (1993): Bemerkungen zum Ablauf der paläogeographischen Entwicklung des Stefan und Rotliegendes des Norddeutschen Beckens. – *Geologisches Jahrbuch*, **A 131**: 99-116.
- Pieńkowski, G. et al. (2008): Jurassic. In: McCann, T. (Hrsg.): *The Geology of Central Europe - Volume 2: Mesozoic and Cenozoic*. – The Geological Society (London), S. 823-922.
- Pimmel, A. & Stanley, D.J. (1989): Verdinized fecal pellets as indicators of prodelta and delta-front deposits in the Nile delta, Egypt. – *Marine Geology*, **86**: 339-347.
- Pinto da Cunha, A. (Hrsg.) (1990): *Scale effects in rock masses*. – A. A. Balkema, Rotterdam, 337 S.
- Pittman, E.D. & Larese, R.E. (1991): Compaction of lithic sands: Experimental results and applications. – *AAPG Bulletin*, **75**: 1279-1299.
- Poisson, S.D. (1829): *Memoire sur l'équilibre et le mouvement des corps elastique*. – *Memoires de l'Academie Paris*, S.8.
- Poliakov, A.N.B., Podlachikov, Y.Y., Podladchikov, Dawson, E.C. & Talbot, C.J. (1996): Salt diapirism with simultaneous brittle faulting and viscous flow. – *Salt Tectonics*, Geological Society Special Publication, **100**: 291-302.
- Pomonis, P., Rigopopoulos, I., Tsikouras, B. & Hatzipanagiotou, K. (2007): Relationship between petrographic and pysiomechanical properties of basic igneous rocks from the Pindos Ophiolitic complex, NW Greece. – *Bulletin of the Geological Society of Greece*, **40**: 947-958.
- Popovics, S. (1998): *Strength and related properties of concrete - A quantitative approach*. – John Wiley & Sons, 536 S.
- Pratt, H.P., Brown, W.S. & Brace, W.F. (1971): In situ determination of strength properties in a quartz diorite rock mass. In: Clark, G.B. (Hrsg.): *Dynamic rock mechanics*. – Konferenzband, des 12. Symposium of Rock Mechanics, November 1970, Rolla, Missouri, S. 27-43.
- Pratt, H.R., Black, A.D., Brown, W.S. & Brace, W.F. (1972): The effect of specimen size of unjointed diorite. – *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, **9**: 513-529.
- Price, D.G. & de Freitas, M.H. (2009): *Geological Materials*. In: De Freitas (Hrsg.): *Engineering Geology: Principles and Practice*. – Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, S. 21-62.

- Rasch, H.-J., Piske, J., Ribbe, E., Karnin, W.-D., Merkel, D. & Behla, S. (1998): Zur seismo-geologischen Charakteristik des basalen Zechsteins in Brandenburg. – Geologisches Jahrbuch, **A 149**: 145-167,
- Rasser, M.W. et al. (2008): Paleogene and Neogene. – In: McCann, T. (Hrsg.): The Geology of Central Europe - Volume 2: Mesozoic and Cenozoic. – The Geological Society (London), S. 823-922.
- Reineck, H.-E. & Singh, I.B. (1975): Depositional Sedimentary Environments. – Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 439 S.
- Reinhardt, H.G. et al. (1986-1989): Regionales geophysikalisches Kartenwerk der DDR. Tiefenlinienkarten der Rx-Horizonte. – VEB Geophysik Leipzig, unveröffentlichte Reporte.
- Reinhardt, H.G. (1993): The Structure of Northeast Germany: Regional Depth and Thickness Maps of Permian to Tertiary Intervals Compiled from Seismic Reflection Data. – Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons III - Special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists, **3**: 155-165.
- Reinhardt, L., Ricken, W. (2000): The stratigraphic and geochemical record of playa cycles: monitoring a Pangean monsoon-like system (Triassic, Middle Keuper, S. Germany). – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **161 (1–2)**: 205–227.
- Rickman, R., Mullen, M, Petre, E., Grieser, B. & Kundert, D. (2008): A practical use of shale petrophysics for simulation design optimization: All shale plays are not clobes of the Barnett Shale. – SPE Annual Technical Conference and Exhibition, 21.-24. September, Denver, 11 S.
- Rieke, H. (2001): Sedimentologie, Faziesarchitektur und Faziesentwicklung des kontinentalen Rotliegenden im Nordostdeutschen Becken (NEDB). – Scientific Technical Report STR 01/14 Potsdam, 138 S.
- Röckel, T. & Lempp, C. (2003): Der Spannungszustand im Norddeutschen Becken. – Erdöl Erdgas Kohle, 119: 73-80.
- Rogers, C., Van Ruth, P.J. & Hillis, Richard (2008): Fault reactivation in the Port Campbell Embayment with respect to carbon dioxide sequestration, Qotway Basin, Australia. – Geological Society, London, Special Publications, **306**: 201-214.
- Roth, F., Bäßler, H., Weigold, G., Fuchs, K., Palmer, J. & Fleckenstein, P. (1998): Spannungsmessungen in Osteuropa - Orientierungsdaten aus Nordost-Deutschland, Weißrussland und der Ukraine. – ICDP/KTB-Kolloquium, Wissenschaftliches Programm und Abstracts, Bochum.
- Roth, F. & Fleckenstein, P. (2001): Stress orientations found in north-east Germany differ from the West European trend. – Terra Nova, **13/4**: 289-296.
- Rummel, F. & Baumgärtner, J. (1982): Spannungsmessungen im östlichen Bereich der Süddeutschen Scholle. – Bericht an die BGR, 145 S.
- Ruppel, H. (2009): Gebirgscharakteristika für Reservoir und Deckgebirge am Standort des für CO₂ Speicherung aufgeschlossenen Keupers in Ketzin. – Diplomarbeit, Technische Universität Berlin, 119 S.
- Ruppel., S.C. & Loucks, R.G. (2011): Controls on the Distribution and Geometries of Sandstone Bodies in Platform Carbonate Systems: Example from the Middle Permian (Guadalupian), Permian Basin, Texas. – Konferenzbeitrag (Poster), AAPG Annual Meeting, Houston.
- Sanz, P.F. & Dasari, G.R. (2010): Controls on in-situ stresses around salt bodies. – US Rock Mechanics Symposium (ARMA 2010), 27.-30.10.2010, Houston, USA, 12 S.
- Sabatini, P.J., Bachus, R.C., Mayne, P.W., Schneider, J.A. & Zettler, T.E. (2004): Evaluation of Soil and Rock Properties. – Geotechnical Engineering Circular No. 5, Technisches Handbuch, 385 S.
- Scheck, M. (1997): Dreidimensionale Strukturmodellierung des Nordostdeutschen Beckens unter Einbezug von Krustenmodellen. – Scientific Technical Report STR 97/10, GeoForschungsZentrum Potsdam, 126 S.

- Scheck, M., Barrio-Alvers, L., Bayer, U. & Götze, H.-J. (1999): Density structure of the Northeast German Basin: 3D Modelling along the DEKORP Line BASIN96. – *Physics and Chemistry of the Earth*, **24/3**: 221-230.
- Scheck, M. & Bayer, U. (1999): Evolution of the Northeast German Basin - Inferences from a 3D structural model and subsidence analysis. – *Tectonophysics*, **313**: 145-169.
- Scheck, M., Bayer, U. & Lewerenz, B. (2003): Salt movements in the Northeast German Basin and its relation to major post-Permian tectonic phases - results from 3D structural modeling, backstripping and reflection seismic data. – *Tectonophysics*, **361**: 277-299.
- Scheck, M., Bayer, U., Otto, V., Lamarche, J., Banka, D. & Pharaoh, T. (2002): The Elbe Fault System in North Central Europe - a basement controlled zone of weakness. – *Tectonophysics*, **360**: 281-291.
- Scheck-Wenderoth, M. & Lamarche, J. (2005): Crustal memory and basin evolution in the Central European Basin System - new insights from a 3D structural model. – *Tectonophysics*, **397**: 143-165.
- Schneider, J. & Gebhardt, U. (1993): Litho- und Biofaziesmuster in intra- und extramontanen Senken des Rotliegend (Perm Nord- und Ostdeutschland). – *Geologisches Jahrbuch*, **A 131**: 57-98.
- Scholz, C.H. & Gupta, A. (2000): Fault interactions and seismic hazard. – *Journal of Geodynamics*, **29**: 459-467.
- Schön, J.H. (2011): *Physical Properties of Rocks - A Workbook*. – Elsevier, Amsterdam, 481 S.
- Schöner, R., Gaupp, R. & Eynatten, H.-v. (2007): *Petrographie der Siliziklastika*. – unveröffentlichtes Vorlesungsmanuskript, Friedrich-Schiller-Universität, Jena, 47 S.
- Schreiber, U. & Rotsch, S. (1998): Cenozoic block rotation according to a conjugate shear system in Central Europe - indications from paleomagnetic measurements. – *Tectonophysics*, **299**: 111-142.
- Schretzenmayr, S. (1993): Bruchkinematik des Haldenslebener und Gardelegener Abbruchs (Scholle von Calvörde). – *Geologisches Jahrbuch*, **A 131**: 219-238.
- Schwab, G. (1985): *Paläomobilität der Norddeutsch-Polnischen Senke*. – Habilitationsschrift, Akademie der Wissenschaften der DDR, Berlin, 196 S.
- Selley, R.C. (2000): *Applied Sedimentology*. – 2. Ausgabe, Academic Press, San Diego, 521 S.
- Seymour, K.P., Rae, G., Peden, J.M. & Ormston, K. (1993): Drilling close to salt diapirs in the North Sea. – *Society of Petroleum Engineering, Proceedings of the Offshore European Conference*, 7.-10 September, Aberdeen, S 193-204.
- Shakoor, A. & Bonelli, R.E. (1991): Relationship between petrographic characteristics, engineering index properties and mechanical properties of selected sandstones. – *Bulletin of the Association of Engineering Geology*, **28**: 55-71.
- Sheng, L.Z. & Reddish, D.J. (2005): Rock strength reduction and its potential environmental consequences as a result of groundwater rebound. – *Proceedings of the 9th International Mine Water Congress*, Oviedo, 513-519.
- Shukla, U.K., Bachmann, G.H., Beutler, G., Barnasch, J. & Franz, M. (2006): Extremely distal fluvial sandstones within the playa system of Arnstadt Formation (Norian, Late Triassic), Central Germany. – *Facies*, **52**: 541-555.
- Shukla, U.K. & Bachmann, G.H. (2007): Estuarine sedimentation in the Stuttgart Formation (Carnian, Late Triassic), South Germany. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, **243**: 305-323.
- Shukla, U.K., Bachmann, G.H. & Singh, I.B. (2010): Facies architecture of the Stuttgart Formation (Schilfsandstein, Upper Triassic), central Germany, and its comparison with modern Gangy system, India. - *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, **297**: 110-128.
- Sibson, R.H. (1974): Frictional constraints on thrust, wrench and normal faults. – *Nature*, **249**: 542-544.

- Sibson, R.H. (1983): Continental fault structure and the shallow earthquake source. – *Journal of the Geological Society, London*, **140**: 741-767.
- Sibson, R.H. (1985): A note on fault reactivation. – *Journal of Structural Geology*, **7/6**: 751-754.
- Sibson, R.H. (1994): Crustal stress, faulting, and Fluid Flow. In: Parnell, J. (Ed.), *Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins*. – Geological Society, London (Special Publication), **78**: 69-84.
- Sibson, R.H. (2000): Fluid involvement in normal faulting. – *Journal of Geodynamics*, **29**: 469-499.
- Siegesmund, S. & Snethlage, R.S. (2011): *Stone in Architecture*. – 4. Ausgabe, Springer Verlag, Heidelberg, 545 S.
- Simons, D.B., Richardson E.V. & Nordin, C.F. (1965): Sedimentary structures generated by flow in alluvial channels. In: Middleton, G.V. (Hrsg.): *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*. – Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, **12**: 34-52.
- Simpson, D.R. & Fergus, J.H. (1968): The Effect of Water on the Compressive Strength of Diabase. – *Journal of Geophysical Research*, **73/20**: 6591-6594.
- Sinha, B.K., Ouellet, A. & Berard, T. (2010): Estimation of principal horizontal stresses using radial profiles of shear slownesses utilizing sonic data from a CO₂ storage site in saline aquifer in Germany. – *Proceedings of SPWLA 51st Annual Logging Symposium, Perth, Australien*, 19.-23. Juni, 16 S.
- Sinha, B.K., Vissapragada, B., Wendt, A.S., Kongslien, M., Eser, H., Skomedal, E., Renlie, L. & Sandtorf-Pedersen, E. (2007): Estimation of Formation Stresses Using Radial Variation of Three Shear Moduli - A Case Study From a High-Pressure and High-Temperature Reservoir in a Norwegian Continental Shelf. – *SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Anaheim, Kalifornien/USA*, 11.-14. November, 9 S.
- Sippel, J. (2009): The paleostress history of the Central European Basin System. – *Scientific Technical Report STR 09/06, GeoForschungsZentrum Potsdam*, 148 S.
- Sonntag, A. & Lippstreu, L. (2010): Tiefenlage der Quartärbasisfläche. In: Stackebrandt, W. & Manhenke, V. (Hrsg.): *Atlas zur Geologie von Brandenburg*. – 4. Aufl., Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Kleinmachnow, S. 54-55.
- Soroush, H. (2008): A rapid method for real-time evaluation of formation strength. – *42. US Rock Mechanics Symposium (ARMA 2008), 29.06.-02.07.2008, San Fransisco, USA*, 7 S.
- Soroush, H. & Tokhmechi, B. (2010): A neural network approach for real time evaluation of sandstone strength. – *SPE EUROPE/EAGE Annual Conference and Exhibition, 14.-17.2007., Barcelona, Spanien*, doi: 10.2118/130047-MS.
- Stackebrandt, W. (2009): Subglacial channels of Northern Germany - a brief review. – *Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft*, **160/3**: 203-210.
- Stackebrandt, W. & Beer, H. (1997): Der präquartäre Untergrund. In: Schroeder, J.H. (Hrsg.): *Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg - Nr. 4: Potsdam und Umgebung*. – 1. Aufl., Selbstverlag Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg e.V., Berlin, S. 3-13.
- Stackebrandt, W. & Beer, H. (2010): Strukturgeologische Übersicht. In: Stackebrandt, W. & Manhenke, V. (Hrsg.): *Atlas zur Geologie von Brandenburg*. – 4. Aufl., Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Kleinmachnow, S. 68-69.
- Stackebrandt, W. & Lippstreu, L. (2010): Zur geologischen Entwicklung Brandenburgs. In: Stackebrandt, W. & Manhenke, V. (Hrsg.): *Atlas zur Geologie von Brandenburg*. – 4. Aufl., Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Kleinmachnow, S. 17-24.
- Stackebrandt, W. & Manhenke, V. (2010): Mächtigkeit der känozoischen Schichtenfolge. In: Stackebrandt, W. & Manhenke, V. (Hrsg.): *Atlas zur Geologie von Brandenburg*. – 4. Aufl., Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Kleinmachnow, S. 64-65.

- Stackebrandt, W., Schwab, G. & Beer, H. (1994): Zur strukturgeologischen Position und Entwicklung des Raumes Lübbenau-Forst in postvariszischer Zeit. – Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, **1**: 2-6.
- Stollhofen, H., Bachmann, G.H., Barnasch, J., Bayer, U., Beutler, G., Franz, M., Kästner, M., Legler, B., Mutterlose, J. & Radies, D. (2008): Upper Rotliegend to Early Cretaceous development. In: Littke, J., Bayer, U., Gajewski, D., Neskamp, S.: Dynamics of Complex Intracontinental Basins. – Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, S. 194-199.
- Stottmeister, L., Poblozki, B. v. & Reichnbach, W. (2008): Altmark-Fläming-Scholle. In: Bachmann, G.H., Ehrling, B.-C., Eichner, R., Schwab, M. (Hrsg.): Geologie von Sachsen-Anhalt. – 1. Aufl., Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, S. 348-369.
- Stow, D.A.V. (2008): Sedimentgesteine im Gelände – Ein illustrierter Leitfaden. – Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, 320 S.
- Strohmenger, C., Voigt, E. & Zimdars, J. (1996): Sequence stratigraphy and cyclic development of Basal Zechstein carbonate-evaporites deposits with emphasis on Zechstein 2 platform carbonates (Upper Permian, Northeast Germany). – Sedimentary Geology, **102**: 33-54.
- Sulem, J. & Vardoulakis, I. (1990): Bifurcation analysis of the triaxial test on rock specimens. A theoretical model for shape and size effect. Acta Mechanica, **83**: 195-212.
- Szulc, J. (2000): Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys Ocean. – Annales Societatis Geologorum Poloniae, **70**: 1-48.
- Taylor, T.N., Taylor, E.L. & Krings, M. (2009): Palaeobotany - The Biology and Evolution of Fossil Plants. – 2. Aufl., Academic Press, 1230 S.
- Terry, R.D. & Chillingar, G.V. (1955): Summary of „Concerning some additional aids in studying sedimentary formations” by M.S. Shvetsov. – J. Sedim. Petrol., **25/3**: 229-234.
- Terzaghi, K. (1936): The shearing resistance of saturated soils and the angle between planes of shear. – Proceedings of the International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Harvard University Press, Cambridge, **1**: 54-56.
- Tingay, M.R.P., Müller, B., Reinecker, J. & Heidbach, O. (2006): State and origin of present-day stress field in sedimentary basins: New results from the World Stress Map Project. – 41. Symposium on Rock Mechanics (USRMS), 17.-21. Juni, Golden/Colorado, USA.
- Thompson, J.C. (2010): Chemo-mechanical effects on rock strength, Young's modulus and Poisson's ratio. – Masterarbeit, University of Utah, USA, 55 S.
- Truesheim, F. (1957): Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **109**: 111-151.
- Tucker, M. (1996): Methoden der Sedimentologie. – Enke Verlag, Stuttgart, 366 S.
- Turner, F.J. (1953): Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. – American Journal of Science, **251**: 276-298.
- Ulusay, R., Türeli, K. & Ider, M.H. (1994): Prediction of engineering properties of a selected litharenite sandstone from its petrographic characteristics using correlation and multivariate statistical techniques. – Engineering Geology, **37**: 135-157.
- Van Wees, J.-D., Stephenson, R.A., Ziegler, P.A., McCann, T., Dadlez, R., Gaupp, R., Narkiewicz, M., Bitzer, F. & Scheck, M. (2000): On the origin of the Southern Permian Basin, Central Europe. – Marine and Petroleum Geology, **17**: 43-59.
- Walter, R. (1995): Geologie von Mitteleuropa. – 6. Aufl., Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 566 S.
- Whittles, N.D., Yasar, E., Reddish, D.J. & Lloyd, P.W. (2002): Anisotropic strength and stiffness properties of some UK Coal Measure siltstone. – Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology, **35**: 155-166.
- O'Keefe, J.M.K., Sancay, R.H., Raymond, A. & Yancey, T.E. (2005): A comparison of late Paleocene and Eocene lignite depositional systems using palynology, upper Wilcox and upper Jackson

- Groups, east-central Texas. In: Warwick, P.D. (Hrsg.): Coal system analysis: A new approach to the understanding of coal formation, coal quality and environmental considerations, and coal as a source rock for hydrocarbons. Geological Society of America, Special Papers, **387**: 59-71.
- Vajdova, V., Baud, P. & Wong, T.-f. (2004): Permeability evolution during localized deformation in Bentheim sandstone. – Journal of Geophysical Research, **109**: 15 S., doi: 10.1029/2003JB002942.
- Van Loon, A.J. (2009): Soft-sediment deformation structures in siliciclastic sediments: an overview. – Geologos, **15/1**: 3-55.
- Vásárhelyi, B. & Ván, P. (2006): Influence of water content on the strength of rock. – Engineering Geology, **84**: 70-74.
- Vutukuri, V.S. (1974): the effect of liquids on the tensile strength of limestone. – International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences, **11**: 27-29
- Wang, W.-m., Zhao, Z.-h., Wang, Y.-j. & Gao, X. (2013): Failure Behavior and Constitutive Model of Weakly Consolidated Soft Rock. – The Scientific World Journal, Volume 2013, Artikel-ID: 758750, 8 S.
- Wawersik, W.R. (1968): Detailed analysis of rock failure in laboratory compression tests. – Dissertation, Universität von Minnesota, 165 S.
- Wawersik, W.R. & Fairhurst, C. (1970): A study of brittle rock fracture in laboratory compression experiments. – International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences, **6/7**: 561-575.
- Weingarten, M., Ge, S., Godt, J.W., Bekins, B.A. & Rubinstein, J.L. (2015): High-rate injection is associated with the increase in U.S. mid-continent seismicity. – Science, **348/6241**: 1336-1340.
- Will, H.J. (1969): Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese des Oberkeupers in Nordwestdeutschland. – Beiheft 5 zum Geologischen Jahrbuch, Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 240 S.
- Wiprut, D. & Zoback, M. (2000): Fault reactivation and fluid-flow along a previously dormant normal fault in the northern North Sea. – Geology, **28/7**: 595-598.
- Withjack, M.O. & Scheiner, C. (1982): Fault pattern associated with domes - an experimental and analytical study. – The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **66/3**: 302-316.
- Wolfgramm, M. (2002): Fluidentwicklung und Diagenese im Nordostdeutschen Becken. – Dissertation, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, 143 S.
- Wolfgramm, M., Brecht, G.A., Schmidt Mumm, A. & Breitzkreuz, C. (1998): Reconstruction of the thermal evolution in the NE-German Basin during the Mesozoic. – Hallesches Jahrbuch der Geowissenschaften, **B 5**: 187-189.
- Wolfgramm, M., Franz, M., Barth, G., Rauppach, K., Thorwarth, K. & Zimmermann, J. (2011): Relevanz der Sandsteinfazies im Norddeutschen Becken für die Produktivität von Geothermiebohrungen. – Beitrag „Der Geothermiekongress“, Bochum, 15.-17. November 2011, Bochum, F12, S. 1-12.
- Wurster, P. (1964): Geologie des Schilfsandsteins. – Mitteilungen des geologischen Staatsinstituts von Hamburg, 140 S.
- Yasar, E. (2001): Failure and failure theories for anisotropic rocks. – 17th International Mining Congress and Exhibition of Turkey, Conference Proceedings, S. 417-424.
- Yordkayhun, S., Tryggvason, A., Norden, B., Juhlin, C. & Bergman, B. (2008): 3D seismic traveltime tomography imaging of the shallow subsurface at the CO₂SINK project site, Ketzin, Germany. – Geophysics, **74/1**: G1-G15.
- Zagora, I. & Zagora, K. (2004): Zechstein. In: Katzung, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. – 1. Aufl., Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 580 S.
- Zang, A. & Stephansson, O. (2010): Stress Field of the Earth's Crust. – Springer Verlag, Heidelberg, 319 S.

- Ziegler, P.A. (1987): Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the Alpine fore - a geodynamic model. – *Tectonophysics*, **137**: 389-420.
- Ziegler, P.A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe. – 2. Aufl., The Hague (Shell), 239 S.
- Zoback, M. & Harjes, H.-P. (1997): Injection induced earthquakes and crustal stress at 9 km depth at the KTB deep drilling site, Germany. – *Journal of Geophysical Research*, **102/18**: 477-491.
- Zoback, M. (2007): Reservoir Geomechanics. – Cambridge University Press, Cambridge, 449 S.
- Zorlu, K., Gokceoglu, C., Ocakoglu, F., Nefeslioglu, H.A. & Acikalin, S. (2008): Prediction of uniaxial compressive strength of sandstones using petrography-based models. – *Engineering Geology*, **96**: 141-158.
- Zorlu, K., Ulusay, R., Ocakoglu, F., Gokceoglu, C. & Sonmez, H. (2004): Predicting intact rock properties of selected sandstones using petrographic thin-section data. – *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, **41**: 93-98, doi: 10.1016/j.ijrmms.2004.03.025.

Lebenslauf

Persönliche Daten

Name	Stefan Klapperer
Geburtsdatum	03.08.1982
Geburtsort	Erfurt (Thüringen)
Nationalität	deutsch
Familienstand	ledig

Schulausbildung

09/1989-08/1991	POS/EOS „Heinrich-Mann“ Erfurt (Thüringen)
09/1991-08/1993	30. Grundschule Erfurt (Thüringen)
09/1993-08/2001	Heinrich-Mann-Gymnasium Erfurt (Thüringen)

Studium

10/2002-03/2004	Studium der klassischen Archäologie/Alte Geschichte/ Kunstgeschichte (Magister) an der Friedrich-Schiller-Universität Jena, Philosophische Fakultät
04/2003-09/2009	abgeschlossenes Studium der Geowissenschaften im Bereich Geologie (Diplom) an der Friedrich-Schiller-Universität Jena, Chemisch-Geowissenschaftliche Fakultät
Seit 10/2012	Promotionsstudium an der Martin-Luther-Universität Halle- Wittenberg, Naturwissenschaftliche Fakultät III

Eidesstattliche Erklärung

Ich erkläre an Eides statt, dass ich diese Arbeit selbstständig und ohne fremde Hilfe verfasst, keine anderen als die von mir angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt und die den benutzten Werken wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

I declare under penalty of perjury that this thesis is my own work entirely and has been written without any help from other people. I used only the sources mentioned and included all the citations correctly both in word or content.

Potsdam, den 10.09.2015

Stefan Klapperer

Publikationen

Klapperer, S., Moeck, I. & Norden, B. (2011): 3D structural geological modeling and geomechanical characterization of a Triassic reservoir - The CO₂ storage site of Ketzin, Germany. – GRC Transactions Vol. 35, Geothermal Resources Council Annual Meeting (San Diego), S. 419-423.

Kempka, T., Class, H., De Lucia, M., Görke, U.-J., Klapperer, S., Kolditz, O., Kühn, M., Lengler, U., Moeck, I., Norden, B., Walter, L., Wiese, B. & Zehner, B. (2011): Current status of the modelling activities at the Ketzin CO₂ storage site. – Geophysical Research Abstracts Vol. 13, EGU2011-11591-2, General Assembly European Geosciences Union (Wien, Österreich).

Klapperer, S., Moeck, I., Norden, B. & Backers, T. (2012): Geomechanical characterization of an Upper Triassic reservoir rock (Stuttgart Formation) in the NE German Basin (pilot site for CO₂ storage at Ketzin, Germany). – Geophysical Research Abstracts Vol. 14, EGU2012-2051-1, EGU General Assembly (Wien, Österreich).

Klapperer, S., Moeck, I., Lempp, C. & Backers, T. (2012): Geomechanische Charakterisierung eines triassischen Reservoirs am Pilotstandort Ketzin/Havel. – Posterpräsentation, DGK Deutscher Geothermie Kongress (Karlsruhe).

Klapperer, S., Moeck, I. & Lempp, C. (2013): Impact of Petrographical Attributes on Geomechanics in a Sandstone Reservoir for CO₂ Storage - Ketzin, Germany. – Konferenzbeitrag, 75th EAGE Conference & Exhibition (London, Großbritannien), doi: 10.3997/2214-4609.20130632.

Kempka, T., Klapperer, S., Lubitz, C., Natakan, B., Norden, B. & Moeck, I. (2013): Geomechanische Modellierungen und Simulationen zur Analyse von Spannungsfeldänderungen als erweiterter Nachweis der Integrität von Störungen und Deckgebirge am Pilotstandort Ketzin. – 19. Tagung für Ingenieurgeologie mit Forum für junge Ingenieurgeologen (München), S. 89.

Kempka, T., Klapperer, S. & Norden, B. (2014): Coupled hydro-mechanical simulations demonstrate system integrity at the Ketzin pilot site for CO₂ storage, Germany. – Rock Engineering and Rock Mechanics: Structures in and on Rock Masses, CRC Press, S. 1317-1322, doi: 10.1201/b16955-229.

Pellizari, L., Morozova, D., Neumann, D., Kasina, M., Klapperer, S. & Würdemann, H. (eingereicht): Comparison of the microbial community composition of pristine rock cores and well fluids – Results from Stuttgart and Exter Formation at the Ketzin storage site. – Environmental Earth Sciences.

Kastner, O., Norden, B., Klapperer, S., Blöcher, G., Urpi, L. & Rockendorf, G. (eingereicht): Thermal solar energy storage in Jurassic aquifers in Northeastern Germany: Technical feasibility study of a large scale system. - Renewable Energy.

Klapperer, S., Moeck, I. & Lempp, C. (in Bearbeitung): Impact of petrographical and lithofacial attributes on geomechanical properties of Triassic rock at the CO₂ storage pilot site of Ketzin, Germany.

Abbildungsverzeichnis

- Abb. 1.1** Lage und Umfang des Untersuchungsgebietes.
- Abb. 1.2** Lithostratigrafisches Kurzprofil der Bohrung CO2 Ktzi 200/2007; schematisches Teilprofil der Ketzin Antiklinale mit Bohrungen; Luftbilddaufnahme des Bohrplatzes.
- Abb. 2.1** Das Zentraleuropäische Beckensystem.
- Abb. 2.2** Entwicklungsstadien des Nordostdeutschen Beckens.
- Abb. 2.3** Profilschnitt durch das Nordostdeutsche Becken.
- Abb. 2.4** Tektonische Gliederung im südlichen Nordostdeutschen Becken.
- Abb. 2.5** Vereinfachte stratigraphische Tabelle für den Standort Ketzin.
- Abb. 2.6** Mächtigkeit und Faziesverteilung der Stuttgart-Formation in der Region um Ketzin.
- Abb. 2.7** Vereinfachte lithologische Profile der Stuttgart Formation mit Kern- und Logging-Daten.
- Abb. 2.8** Profilschnitt des geologischen Reservoirmodells am Standort Ketzin nach Norden & Frykman (2013).
- Abb. 2.9** Paläogeographische Karte mit Faziesverteilung im Zentraleuropäischen Beckensystems während der Exter-Formation (Rhät).
- Abb. 2.10** Klassifikation der Sedimentgesteine der Stuttgart-Formation am Standort Ketzin nach McBride (1963).
- Abb. 2.11** Orientierung der maximalen horizontalen Hauptspannungen im subsalinaren Grundgebirge des Norddeutschen Beckens.
- Abb. 2.12** Darstellung der Spannungsbeträge im Suprasalinar, Salinar und Subsalinar.
- Abb: 2.13** Orientierung der größten horizontalen Hauptspannung S_{Hmax} im suprasalinaren Deckgebirge des Norddeutschen Beckens
- Abb. 2.14** Spannungen im Mohr-Diagramm für einen uniaxialen Belastungstest
- Abb. 2.15** Schematische Darstellungen (links) eines uniaxialen Kompressionsversuches
- Abb. 2.16** Der Einfluss des Manteldrucks unter Raumtemperatur, veranschaulicht anhand von Belastungskurven aus Tests
- Abb. 2.17** Die Herleitung des Bruchkriteriums bzw. der Bruchparameter (Kohäsion c und Reibungswinkel φ) im Mohr-Coulomb-Diagramm aus einem mehrstufigen Triaxialtest
- Abb. 2.18** Schema eines Spannungspolygons mit Mohr-Diagrammen der Spannungsregime.
- Abb. 2.19** Normalspannung und Scherspannung auf einer zufällig orientierten Störungsfläche mit schematisierter Striemung als Bewegungs-sinnanzeiger (modifiziert nach Morris et al., 1996).
- Abb. 2.20** Beispielhafte Konstruktion der Kompressions- (P) und Dehnungsachse (T) im Schmidt'schen Netz; Darstellung der Hauptspannungen im P/T-Diagramm.

- Abb. 2.21** Rekonstruktion der Paläospannungen am Standort Ketzin im Mohr-Coulomb-Diagramm; beispielhafte Darstellung transtensionaler und radialer Verhältnisse.
- Abb. 2.22** Orientierung der maximalen Horizontalspannung σ_H aus *Sonic*-Logs.
- Abb. 2.23** *Log*-basierte Geomechanikparameter der Bohrung CO₂ Ktzi 201/2007 mit Referenzwerten aus Labortests.
- Abb. 2.24** Reservoirmodell des Standortes Ketzin und Übersicht der Roskow-Ketzin-Doppelantiklinale.
- Abb. 2.25** Das regionale geomechanische Modell mit eingebettetem Reservoirmodell.
- Abb. 2.26** Spannungsverhältnisse im Mohr-Coulomb-Diagramm vor (grün) und nach (blau) injektionsbedingter Druckerhöhung für die instabilste Störungsfläche der Ketzin-Antiklinale.
- Abb. 2.27** Druckdaten in der Injektionsbohrung Ktzi 201 und simulierte Hebungsbeiträge.
- Abb. 2.28** Mohr-Coulomb-Diagramm der Spannungszustände bei initialen Druckbedingungen und maximalem Porenfluiddruck (P_{pmax}) im Reservoir in 639,5 m Tief.
- Abb. 3.1** Lage der verwendeten 2D-seismischen Tiefenprofile und Tiefbohrungen.
- Abb. 3.2** Exemplarische Kernmärsche der Bohrungen Ktzi 203 und P300.
- Abb. 3.3** Analoges 2D-seismisches Tiefenprofil aus dem Umfeld der Roskow-Ketzin-Doppelantiklinale.
- Abb. 3.4** Beispiel eines interpretierten seismischen Profils der Ketzin-Antiklinale.
- Abb. 3.5** Ergebnisse der Druckmessungen in der Injektionsbohrung Ktzi 201 und kumulative Gesamtmenge des injizierten CO₂ (modifiziert nach Kempka & Kühn, 2013).
- Abb. 4.1** Aus analogen 2D-seismischen Tiefenprofilen digitalisierte Profilsuren, die zur Horizontmodellierung genutzt wurden.
- Abb. 4.2** Lithoprofile der Bohrungen Ktzi 200, Ktzi 201 und Ktzi 202 mit Probenmarkierungen.
- Abb. 4.3** Lithoprofile der Bohrungen Ktzi 203 und 202 mit Probenmarkierungen.
- Abb. 4.4** Aufbau und Apparatur eines Spaltzugversuches.
- Abb. 4.5** Schema einer triaxialen Prü fzelle mit Gerätekonfiguration am GFZ Potsdam.
- Abb. 4.6** Triaxialpresse mit regelbarem Fluiddruck an der Universität Halle und schematischer Versuchsaufbau.
- Abb. 5.1** Morphologie der halokinetisch überprägten Zechsteinoberfläche mit Salzstrukturen und Störungen im Untersuchungsgebiet; Detailansicht der Ketzin Antiklinale mit Störungen.
- Abb. 5.2** 3D-Ansicht der Störungen im UNtersuchungsgebiet aus östlicher (oben) und südwestlicher Sicht (unten) sowie einer Detailansicht der Störungen innerhalb der Ketzin-Antiklinale.
- Abb. 5.3** Geologische Horizonte des strukturgeologischen Modells aus südwestlicher Perspektive.
- Abb. 5.4** Profilschnitte durch das strukturgeologische Modell mit den Störungsbezeichnungen.

- Abb. 5.5** N-S-Profil von Tiefbohrungen mit den verwendeten Rx-Horizonten.
- Abb. 5.6** W-E-Profil von Tiefbohrungen im Umfeld des Untersuchungsgebietes.
- Abb. 5.7** Sedimentstrukturen in Dünnschliffscans eines Rinnensandsteines und eines Überflutungsebenensedimentes.
- Abb. 5.8** Mikrophotographien von Dünnschliffen der fluviatilen Sandsteine der Stuttgart-Formation.
- Abb. 5.9** Mikrophotographien der flachmarinen Sandsteine der Exter-Formation.
- Abb. 5.10** Klassifikation der untersuchten Gesteine der Stuttgart-Formation und der Exter-Formation nach McBride (1963).
- Abb. 5.11** Exemplarische Übersicht der Rückstände einer Probe der Exter-Formation nach palynologischer Aufbereitung.
- Abb. 5.12** Graphische Auswertung eines Triaxialtests im Mohr-Diagramm.
- Abb. 5.13** Lithostratigraphisch geordnete Übersicht der mittleren triaxialen Testergebnisse.
- Abb. 5.14** Übersicht der Uniaxialtestergebnisse (σ_c und E, grün) zusammen mit den indirekten uniaxialen Druckfestigkeiten σ_{ci} bzw. σ_{ci}' .
- Abb. 5.15** Zusammenhang zwischen der direkten und indirekten uniaxialen Druckfestigkeit; Wechselbeziehungen zwischen Kohäsionswerten und Reibungswinkeln und zwischen indirekten Druckfestigkeiten und der Kohäsion bzw. dem Reibungswinkel; Wechselbeziehung zwischen der direkten uniaxialen Druckfestigkeit und dem Young-Modul.
- Abb. 5.16** Übersicht der indirekten Zugfestigkeit aus Spaltzugversuchen (Brazilian-Tests) mit Abbildung des Bruchmusters eines erfolgreichen Versuches.
- Abb. 5.17** Verschiedene Bruchmuster von zylindrischen Sand- und Tonsiltsteinproben nach triaxialer und uniaxialer Belastung.
- Abb. 5.18** Klassifizierung der Druckfestigkeit von Sandsteinen nach Price & de Freitas (2009) und dem Spektrum der uniaxialen Testergebnisse von Kernmaterial des Standortes Ketzin.
- Abb. 5.19** Graphen der *Log*-basierten Geomechanikparameter aus Sinha et al. (2010) gegenüber der experimentellen Messergebnisse dieser Studie.
- Abb. 5.20** Gegenüberstellung der Porosität und der Geomechanikparameter.
- Abb. 5.21** Gegenüberstellung der Zementierung und der geomechanischen Eigenschaften.
- Abb. 5.22** Vergleich von Lithoklastengehalt und geomechanischen.
- Abb. 5.23** Vergleich von geomechanischen Laborwerten und dem Quarzgehalt.
- Abb. 5.24** Potentielle Horizontalspannungen für den Reservoirbereich der Stuttgart-Formation bei initialem Porenfluiddruck P_{fmin} und unterschiedlichen Reibungskoeffizienten.
- Abb. 5.25** Spannungspolygone für die möglichen Horizontalspannungen im Reservoirbereich der Stuttgart-Formation bei maximalem Porenfluiddruck P_{fmax} und verschiedenen Reibungskoeffizienten.

- Abb. 5.26** Spektrum des Gesteinsversagens der Sandsteine der Stuttgart-Formation (Bruchgeraden der Proben MLU-11 und GM-07) und Spannungszustände innerhalb der Sandsteine.
- Abb. 5.27** Spannungsverhältnisdiagramm.
- Abb. 5.28** Spannungsfeldorientierung in der Stuttgart-Formation am Standort Ketzin nach Sinha et al. (2010) und ein hypothetisches Spannungsfeld.
- Abb. 5.29** Ermittelte Spannungszustände (Mohr-Kreise) innerhalb der oberen Stuttgart-Formation und kohäsionslose Versagenskriterien der dazugehörigen Störungen.
- Abb. 5.30** Stereoprojektionen der Scherungs- und Dilatationstendenz mit den Störungsflächenpolen der modellierten Störungen im E-W-orientierten Spannungsfeld.
- Abb. 5.31** Scherungstendenz der Störungsflächen im Umfeld von Ketzin E-W-orientierten Spannungsfeld.
- Abb. 5.32** Dilatationstendenz der Störungsflächen im Umfeld von Ketzin im E-W-orientierten Spannungsfeld.
- Abb. 5.33** Stereoprojektionen der Scherungs- und Dilatationstendenz mit den Störungsflächenpolen der modellierten Störungen im N-S orientierten Spannungsfeld.
- Abb. 5.34** Scherungstendenz der Störungsflächen im Umfeld von Ketzin im N-S orientierten Spannungsfeld.
- Abb. 5.35** Dilatationstendenz der Störungsflächen im Umfeld von Ketzin im N-S orientierten Spannungsfeld.
- Abb. 5.34** Abfolge der kausalen Zusammenhänge zwischen lithofaziellen, petrographischen und mechanischen Eigenschaften der untersuchten Keupergesteine und der modellierten Störungen.

Tabellenverzeichnis

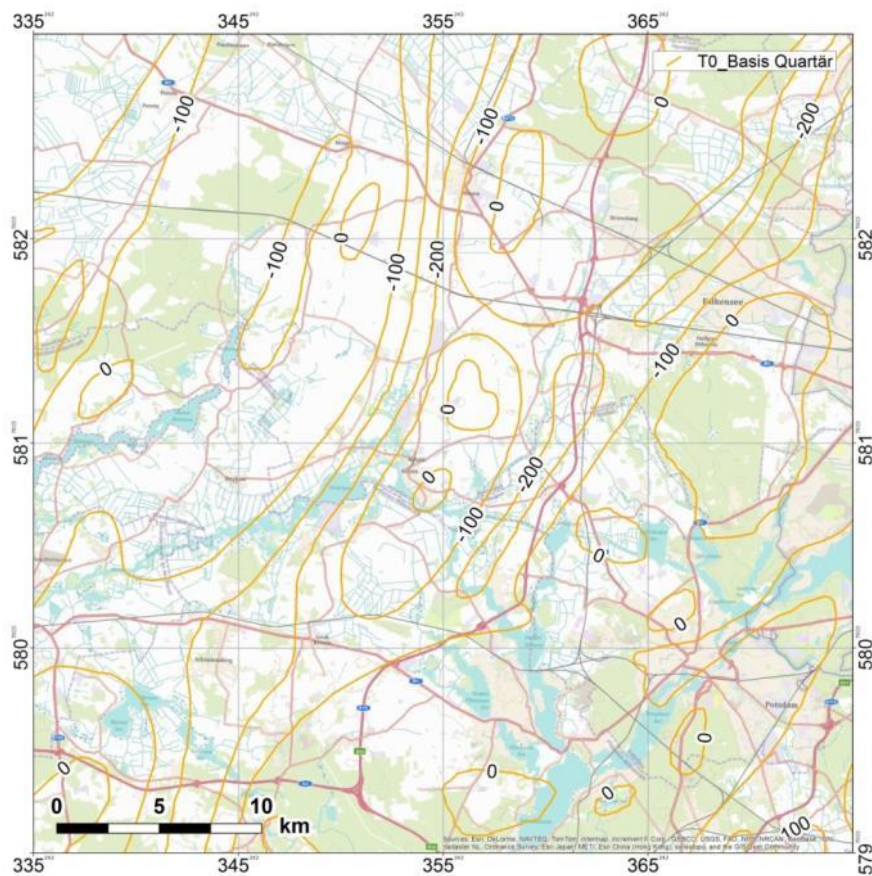
- Tab. 1.1** Abgeteufte Bohrungen am Forschungsstandort Ketzin.
- Tab. 2.1** Entwicklung des krustalen Spannungszustandes in Zentraleuropa
- Tab. 2.2** Gegenüberstellung der Ergebnisse von geomechanischen Tests an Tonsteinproben der Weser-Formation.
- Tab. 2.3** Durchschnittliche, *Log*-basierte Geomechanikparameter im Injektionsintervall der Bohrung CO2 Ktzi 201/2007.
- Tab. 3.1** Tiefe Explorationsbohrungen im Untersuchungsgebiet und in dessen näherem Umfeld.
- Tab. 3.2** Verwendete Geologische Übersichtskarten.
- Tab. 3.3** Verwendete reflexionsseismische Horizonte.
- Tab. 3.4** Digitalisierte reflexionsseismische Tiefenprofile.
- Tab. 4.1** Palynologisch analysierte Proben der Exter-Formation aus der Bohrung Ktzi P300.
- Tab. 4.2** Geomechanische Laborversuche mit Probengeometrien und Testbedingungen.
- Tab. 5.1** Zusammenfassung der petrographischen Eigenschaften.
- Tab. 5.2** Zugfestigkeitswerte [MPa] siliziklastischer Sedimentgesteine des Standortes Ketzin und anderer Studien.
- Tab. 5.3** Druckfestigkeitswerte aus Uniaxialtests [MPa] an Sandsteinen des Standortes Ketzin und von weiteren Studien.
- Tab. 5.4** Uniaxialtestwerte des Young-Moduls [GPa] von Sandsteinen des Standortes Ketzin und von Vergleichsstudien.
- Tab. 5.5** Poissonzahlen von Sandsteinen der Stuttgart-Formation des Standortes Ketzin und Sandsteinen von Vergleichsstudien.
- Tab. 5.6** Reibungswinkel [°] siliziklastischer Sedimentgesteine des Standortes Ketzin und anderer Studien.
- Tab. 5.7** Kohäsionswerte [MPa] von keuperzeitlichen Sedimentgesteinen des Standortes Ketzin und anderer Studien.
- Tab. 5.8** Auflistung der Magnituden der absoluten horizontalen Hauptspannungen für den Standort Ketzin.

Anhang

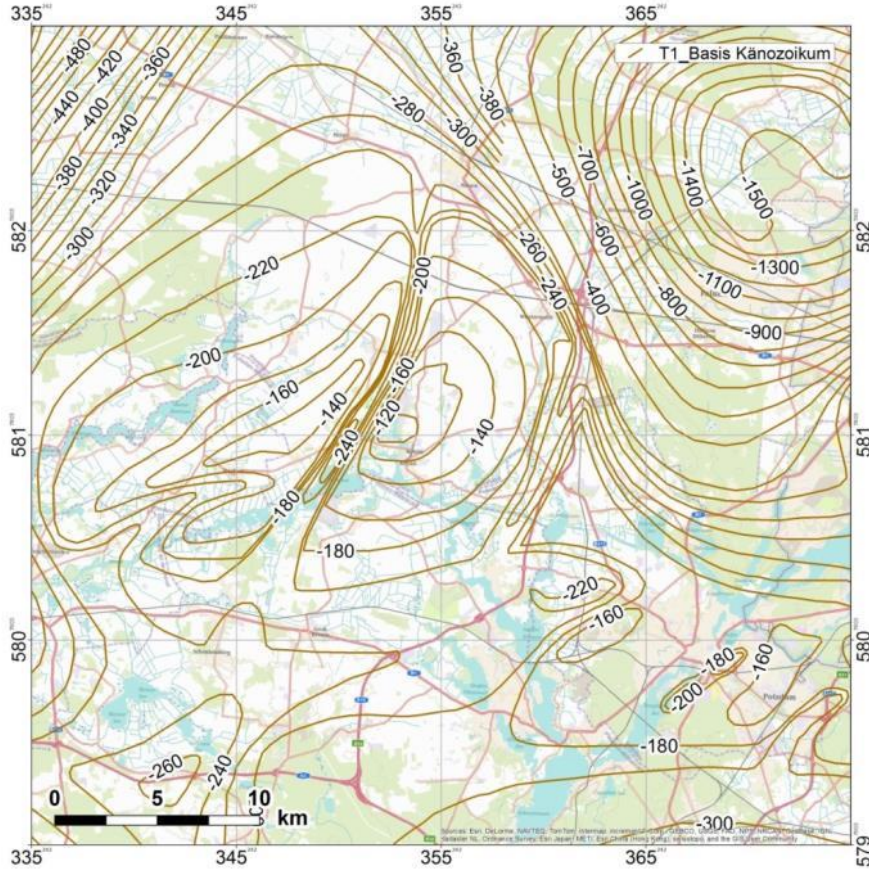
I. Isobathenkarten

Die Tiefenangabe an den Isolinien ist in Meter unter Normalnull. Koordinatensystem: WGS 1984, Zone 33N.

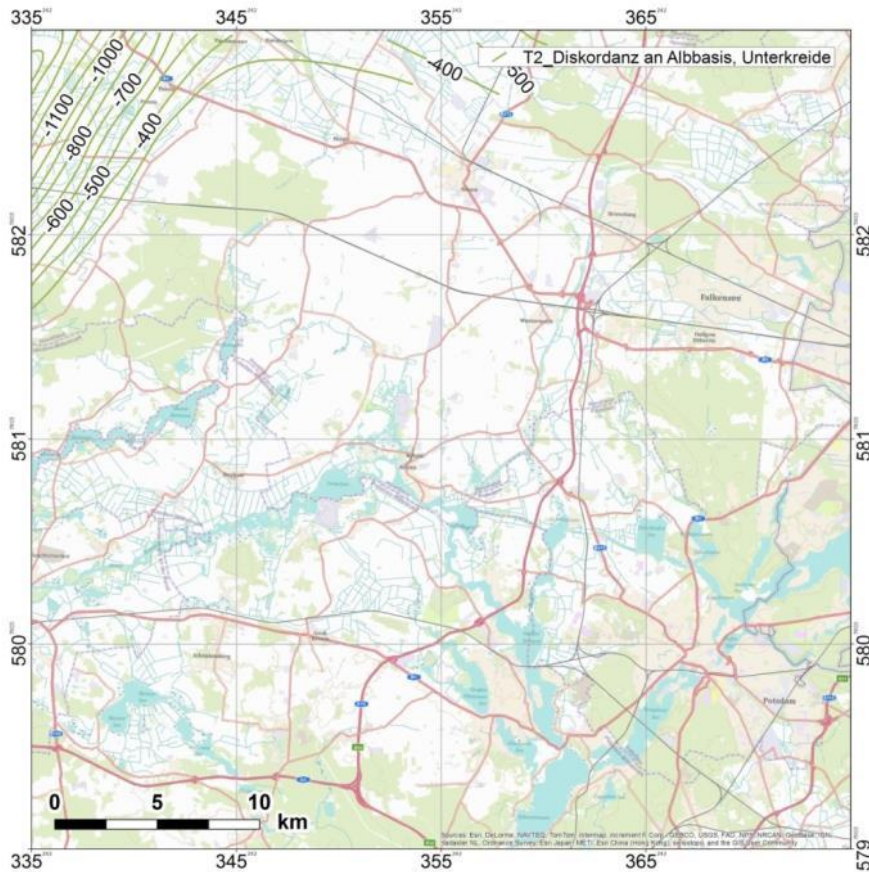
1.1 Horizont T0 $\hat{=}$ Basis Quartär (nach Sonntag & Lippstreu, 2010)



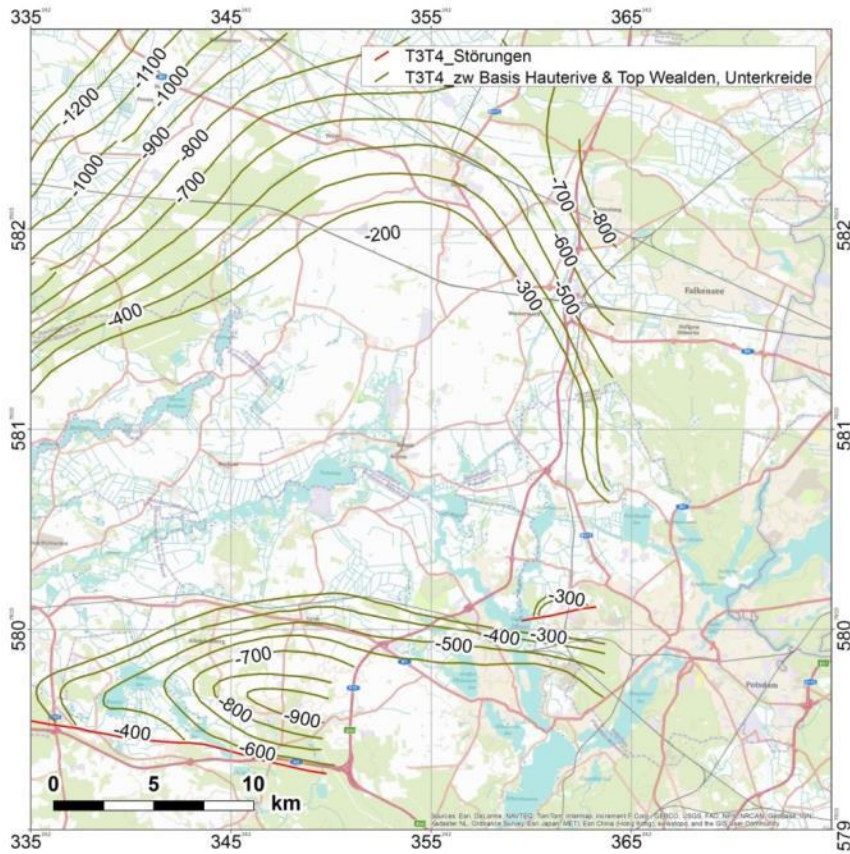
I.II Horizont T1 \triangleq Basis Känozoikum (nach Beer & Stackebrandt, 2002a)



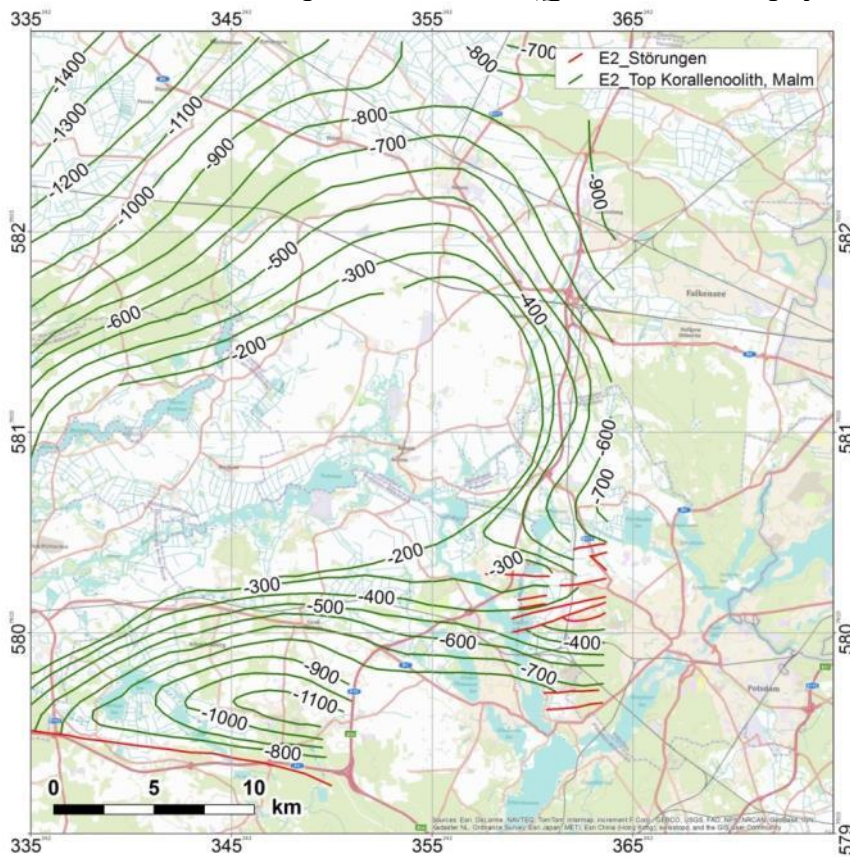
I.III Horizont T2 \triangleq Diskordanzfläche ab Mittelalb (Quelle: VEB Geophysik Leipzig)



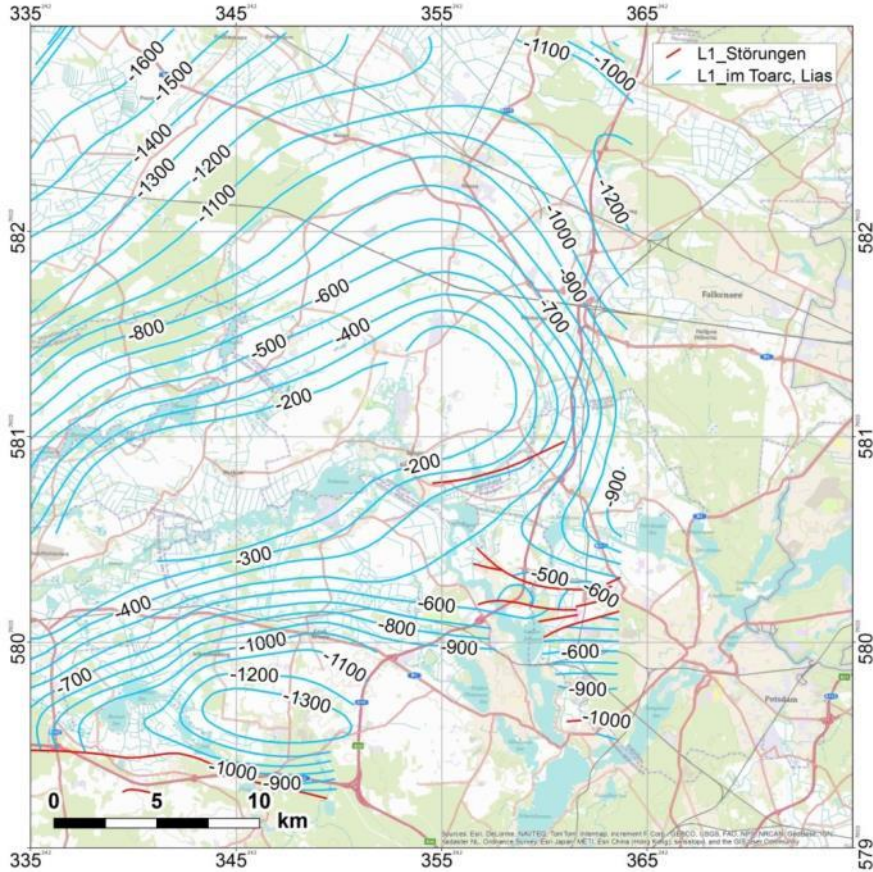
1.IV Horizont T3T4 \cong Fläche zwischen Basis Hauterive und Top Wealden (Quelle: VEB Geophysik Leipzig)



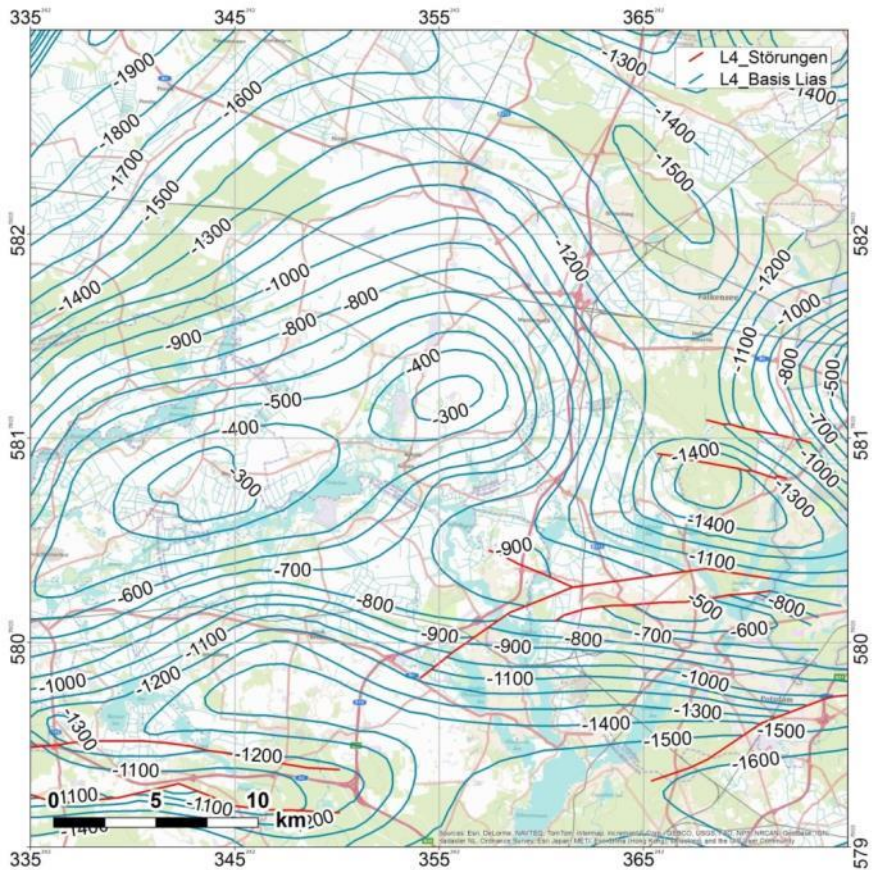
1.V Horizont E2 \cong Top Korallenoolith (Quelle: VEB Geophysik Leipzig)



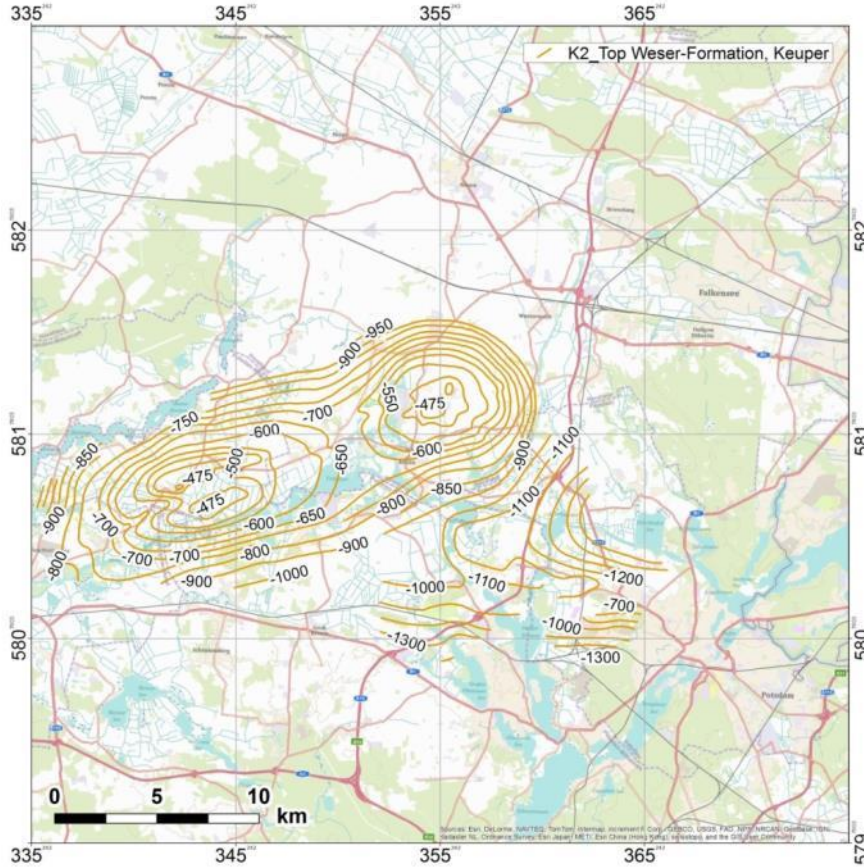
I.VI Horizont L1 \triangleq Fläche im Toarc (Quelle: VEB Geophysik Leipzig)



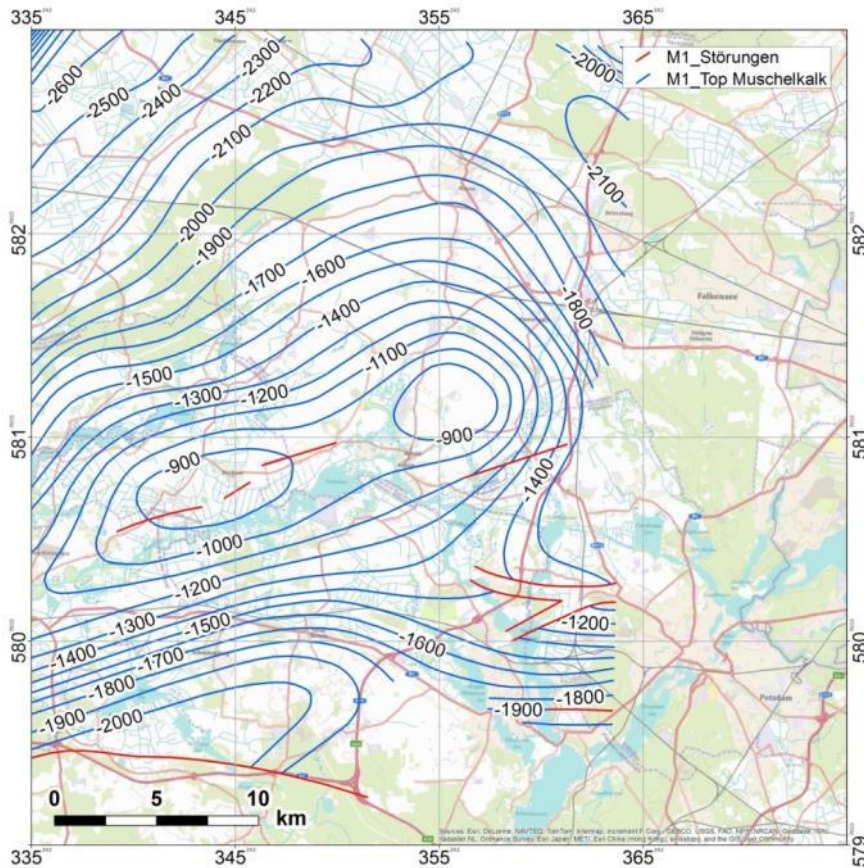
I.VII Horizont L4 \triangleq Basis Lias (nach Beer & Stackebrandt, 2002b)



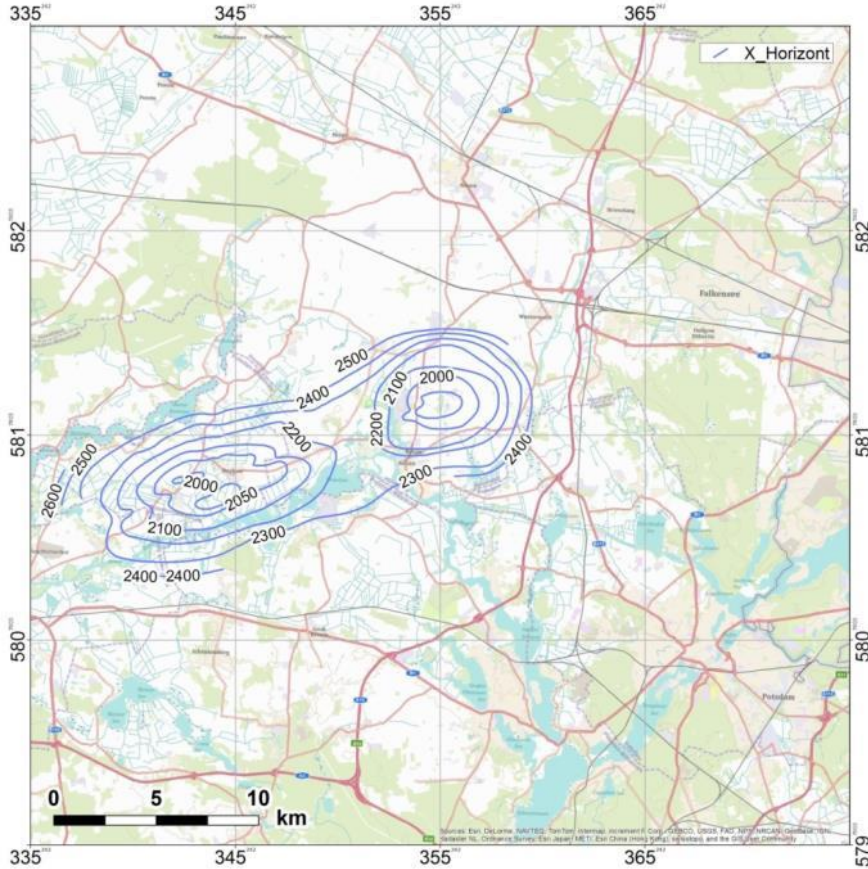
I.VIII Horizont K2 \triangleq Top Weser-Formation (Quelle: VEB Geophysik Leipzig)



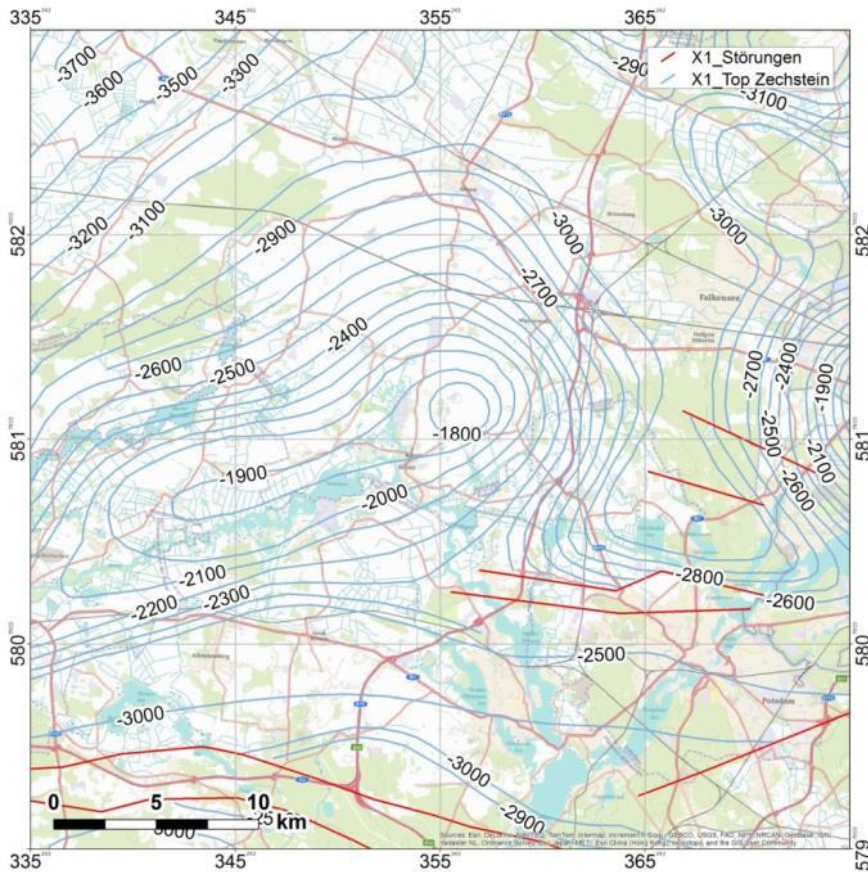
I.IX Horizont M1 \triangleq Top Muschelkalk (Quelle: VEB Geophysik Leipzig)



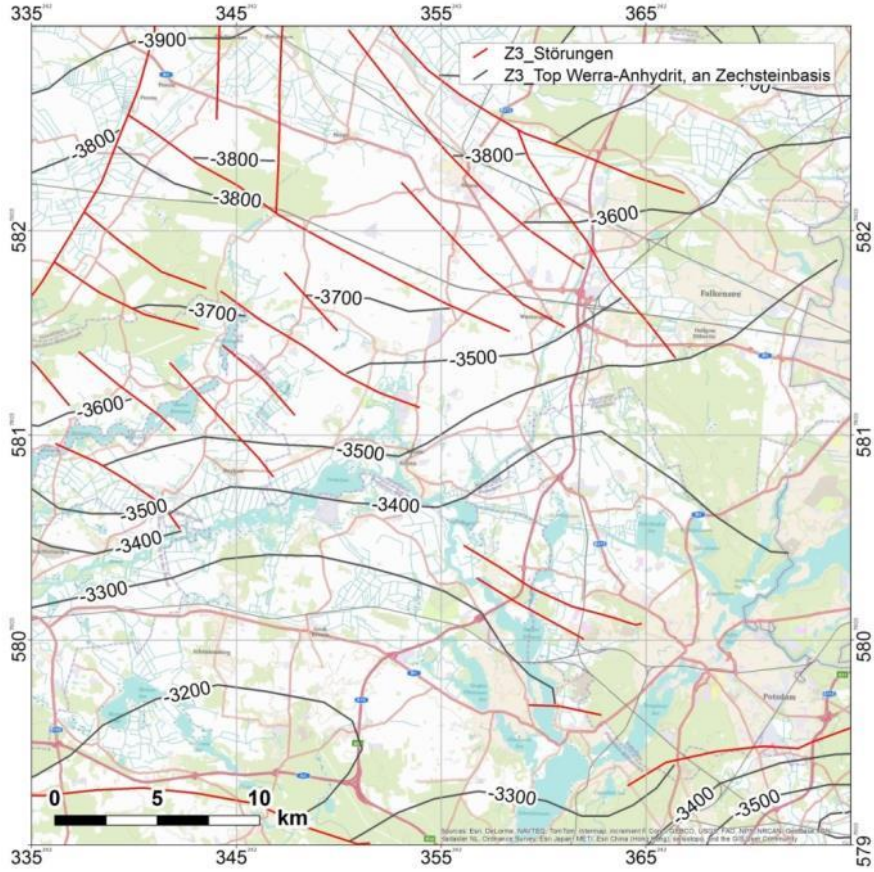
I.X Horizont X1 \cong Top Zechstein (Quelle: VEB Geophysik Leipzig)



I.XI Horizont X1 \cong Top Zechstein (nach Beer & Stackebrandt, 2010)



I.XI Horizont Z3 $\hat{=}$ etwa Basis Zechstein (nach Lange et al., 1981)



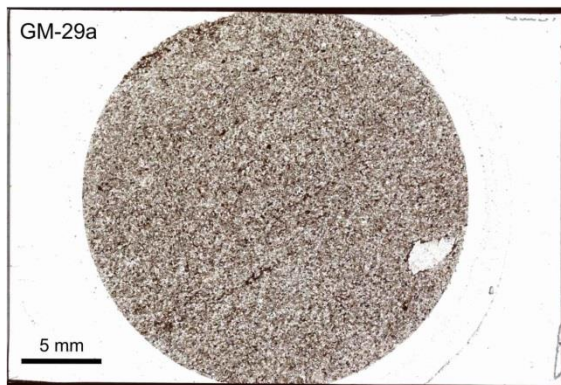
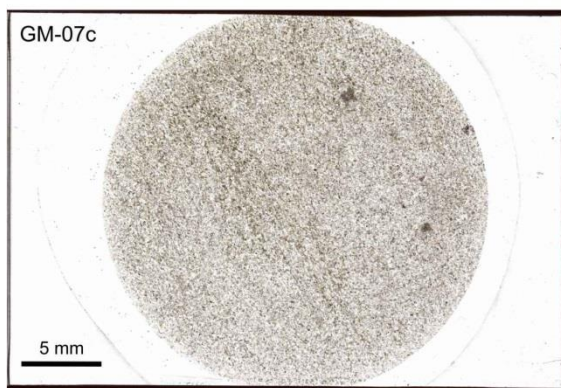
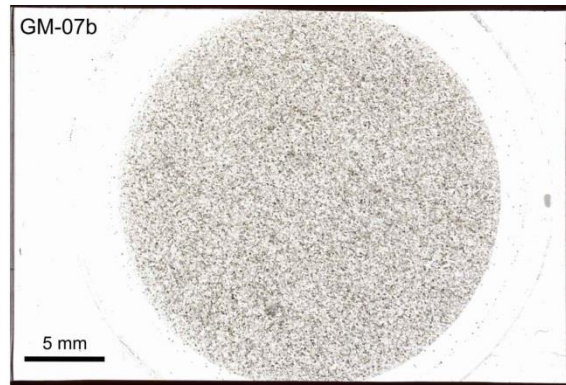
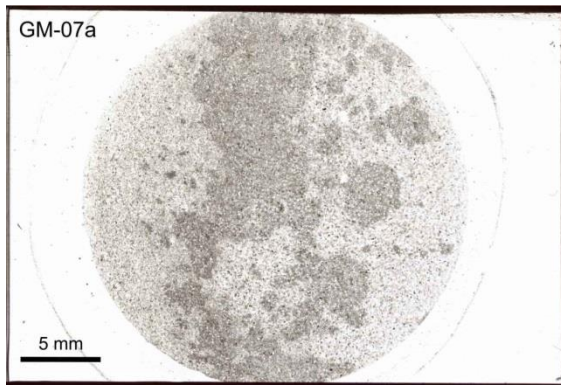
II. Probenliste

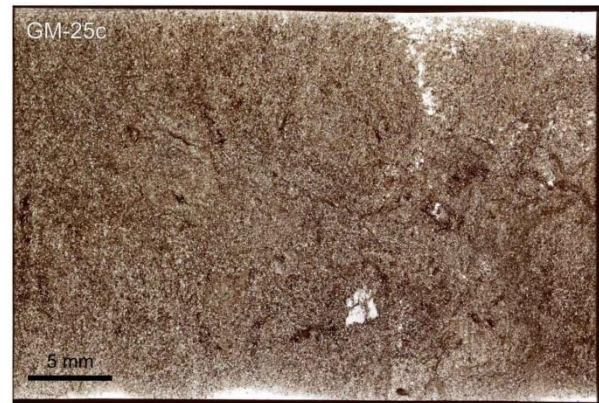
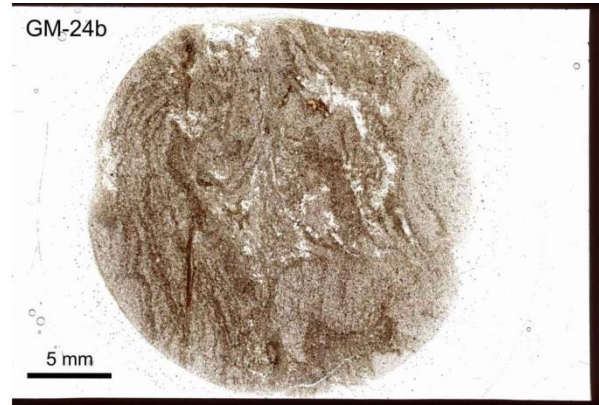
*Stratigraphisch und nach Teufe geordnete Liste der geomechanisch getesteten Kernproben mit lithologischer Kurzbeschreibung. Petrographisch analysierte Sandsteinproben sind mit * gekennzeichnet.*

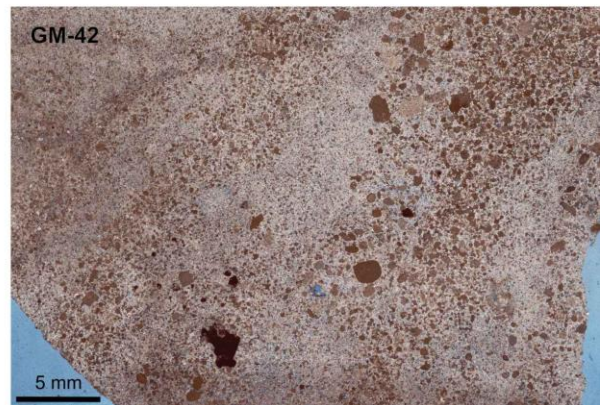
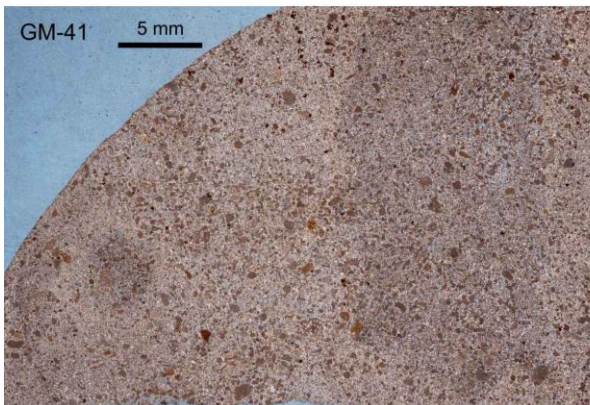
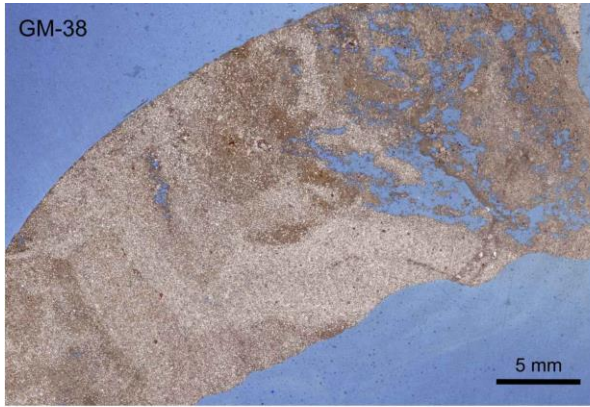
Stratigraphie	Probe	Bohrung	Teufe [m]	Lithologie
Exter- Formation	GM-39*	Ktzi P300	417,8-417,91	Sandstein, feinkörnig, siltig, karbonatisch
	GM-38*	Ktzi P300	418,28-418,48	Sandstein, feinkörnig, siltig, karbonatisch, oolitisch, Großporenanteil
	GM-41*	Ktzi P300	440,19-440,33	Sandstein, feinkörnig, karbonatisch, Grobkornanteil (Peloide)
	GM-42*	Ktzi P300	441,24-441,4	Sandstein, feinkörnig, karbonatisch, Grobkornanteil (Peloide)
Weser- Formation	MLU-14	Ktzi 203	597,93-598,18	Tonsiltstein
	MLU-16	Ktzi 203	617,41-617,64	Tonsiltstein mit Gipsknöllchen (mm-1 cm)
Stuttgart- Formation	GM-53*	Ktzi 203	630,36-630,49	Sandstein, fein- bis mittelkörnig, stark anhydritisch zementiert
	MLU-15	Ktzi 203	630,73-630,95	Sandstein, stark anhydritisch zementiert
	GM-54*	Ktzi 203	631,6-631,78	Sandstein, fein- bis mittelkörnig, schräggeschichtet/ laminiert, moderat zementiert (potentieller CO ₂ Speicher)
	GM-07*	Ktzi 200	633,02-633,16	Sandstein, fein-mittelkörnig, stark anhydritisch zementiert, grau
	GM-29*	Ktzi 201	633,83-634,03	Sandstein, mittelkörnig, teilw. stark anhydritisch zementiert
	MLU-1	Ktzi 202	640,24-640,49	Tonsiltstein
	MLU-2	Ktzi 202	640,49-640,74	Tonsiltstein
	GM-55*	Ktzi 203	641,48-681,17	Sandstein, fein- bis mittelkörnig, schwach zementiert (potentieller CO ₂ Speicher)
	MLU-11	Ktzi 203	642,0-642,21	Sandstein (potentieller CO ₂ Speicher)
	GM-31*	Ktzi 201	646,51-646,70	Sandstein, mittelkörnig, schwach zementiert
	GM-32*	Ktzi 201	650,23-650,33	Sandstein, mittelkörnig, schwach zementiert
	GM-24*	Ktzi 200	653,5-653,65	Siltstein, feinsandig, tonig
	MLU-10	Ktzi 203	653,96-654,18	Tonsiltstein
	MLU-6	Ktzi 200	655,19-655,33	Tonsiltstein
	MLU-5	Ktzi 200	656,43-656,73	Siltstein, tonig
	MLU-7	Ktzi 201	657,96-658,29	Siltstein, stark feinsandig, stark tonig
	GM-25*	Ktzi 200	658,43-658,55	Feinsandstein, tonig
	MLU-8	Ktzi 201	659,46-659,81	Siltstein, feinsandig, stark tonig
	MLU-17	Ktzi 203	660,51-660,73	Sandstein (potentieller CO ₂ Speicher)
	MLU-12	Ktzi 203	675,94-676,14	Siltstein, laminiert feinsandig
MLU-9	Ktzi 200	692,40-692,62	Siltstein, feinsandig, tonig	
MLU-13	Ktzi 203	693,61-693,90	Siltstein., basal feinsandig	
Grabfeld- Formation	GM-27	Ktzi 200	706,94-707,06	Tonsiltstein

* mit Dünnschliffanfertigung

III. Dünnschliffübersichten







IV. Einzelergebnisse der polarisationsmikroskopischen Dünnschliffanalyse

IV.I Mineralbestand

Probe	Detritus (Vol.-%)																	
	Q	K-FSP	Pl	Mv	Bt	Che	Chl	Akz	Kz	Do	L _v	L _{pel}	L _{psa}	L _{mpsa}	L _{mpel}	L _{FeOx}	Mtx _{pseu}	L _u
GM-07a	24	4	5	1	<1	2	<1	1			7	7	1		1	<1	1	7
GM-07b	23	4	6	2	1	2	1	1			8	8	2		4	<1	1	8
GM-07c	24	3	5	2	1	2	2	<1			9	6	1		2	1	4	7
GM-24a	24	3	3	3	<1	2		1			6	11	1		2	4		8
GM-24b	21	3	4	3	1	5	1	1			4	8	1		2	4	2	9
GM-25b	24	2	7	3	<1	4	1	<1			6	9	1	1	4	1	2	7
GM-25c	24	2	8	3	<1	3	1				7	8		1	5	1	2	8
GM-29a	21	4	7	1	<1	5		<1			8	8	2		4	4	2	7
GM-29d	22	4	7	1	<1	4					6	8	1	1	3	4	1	6
GM-29e	20	5	8	1	<1	3	1	<1			8	8	1		5	4	1	7
GM-31a	19	5	6	3		3	1	1			6	10	1	1	3	3	3	9
GM-31b	16	6	8	2	<1	3	<1	1			11	9	3	2	4	4	2	7
GM-31c	15	8	8	1	<1	4		1			10	10	2	1	3	3	3	9
GM-32	21	6	6	3	<1	4	1	1			7	10	2	2	4	5	2	5
GM-53	24	6	6	1		3	1	<1			9	7	1	1	3	<1	1	7
GM-54	21	7	8	<1	1	3	<1				8	8	1	<1	2	2	<1	8
GM-55	23	5	6	1		3	1	<1			7	9		2	4	2	1	9
GM-38	28	<1	1	<1						4								
GM-39	59	5	5			1		<1			2					<1		
GM-41	32	<1	2					<1	<1	30								
GM-42	50	1	1						1	22								

Q: Mono- und Polyquarz, K-FSP: Kalifeldspat, Pl: Plagioklas, Mv: Muskovit, Bt: Biotit, Che: Chert, Akz: Akzessorien, Kz: Kalzit, Do: Dolomit, L: Lithoklast (v: vulkanisch, pel: pelitisch, psa: psammitisch, mpsa: metapsammitisch, mpel: metapelitisch, Fe-Ox: Eisenoxid, u: unbekannt), Mtx_{pseu}: Pseudomatrix

Anhang

Probe	Zemente/authigene Minerale (Vol.-%)										Matrix			Porosität	
	Q	Kz	FSP	Anh	Fe-Ox	Py	Dol	Ana	Illit	Chl	Karbonat		Ton	inter	intra
											Kz	Dol			
GM-07a	1			11	<1		21	4	1	<1				1	
GM-07b				23				6		<1				<1	
GM-07c				22	1		4	4							
GM-24a				1	3					<1			26	2	
GM-24b					3								27	1	
GM-25b				2	4					1			20	1	
GM-25c				2	5					1			18	1	
GM-29a				17	2			2		<1			5	1	
GM-29d				21	1		7						2	1	
GM-29e				20	2								4	2	
GM-31a					3								21	2	
GM-31b	<1			1	1			1	1					17	1
GM-31c				1	1			2	1				1	16	
GM-32				<1	1				1					18	1
GM-53			2	27	<1		<1							1	
GM-54				8	3			0	1					17	1
GM-55				3	<1				2					21	1
GM-38					<1	1	23				2	26		15	
GM-39		<1					6		<1					22	<1
GM-41		<1				1	22							13	
GM-42		2					8							15	

Q: Quarz, Kz: Kalzit, FSP: Feldspat, Anh: Anhydrit, Fe-Ox: Eisenoxid, Dol: Dolomit, Ana: Analcim: Chl: Chlorit

Anhang

Probe	Mittlere Korngröße	Rundung	Sortierung	Kornkontakte
GM-07a	100-130 µm	angerundet	mäßig-gut	Längs, Punkt, floating
GM-07b	130-160 µm	angerundet	mäßig-gut	Längs, Punkt, floating
GM-07c	100-130 µm	angerundet	mäßig-gut	Längs, Punkt, floating
GM-24a	50-80 µm	kantig-angerundet	mäßig-gut	Längs, Punkt
GM-24b	50-70 µm	kantig-angerundet	mäßig-gut	Längs, Punkt, floating
GM-25b	70-90 µm	kantenger.-anger.	mäßig	Längs, Punkt, floating
GM-25c	60-90 µm	kantengerundet-angerundet	mäßig-gut	Längs, Punkt, floating
GM-29a	90-110 µm	kantengerundet-angerundet	mäßig-gut	Längs, Punkt, floating
GM-29d	80-110 µm	kantengerundet-angerundet	mäßig-gut	Längs, Punkt, floating
GM-29e	90-110 µm	kantengerundet-angerundet	mäßig-gut	Längs, Punkt, floating
GM-31a	60-90 µm	kantengerundet-angerundet	mäßig-gut	Längs, Punkt
GM-31b	150-180 µm	kantengerundet-angerundet	mäßig-gut	Längs, Punkt
GM-31c	160-180 µm	kantengerundet-angerundet	(mäßig-)gut	Längs, Punkt
GM-32	120-140 µm	kantengerundet-angerundet	mäßig-gut	Längs, Punkt
GM-53	120-150 µm	kantengerundet-angerundet	mäßig-gut	Längs, Punkt
GM-54	130-160 µm	kantengerundet-angerundet	mäßig-gut	Punkt, Längs
GM-55	190-220 µm	kantengerundet-angerundet	(mäßig-)gut	Punkt, Längs
GM-38	110-130 µm	kantengerundet-angerundet	(mäßig-)gut	Längs, Punkt
GM-39	100-120 µm	kantengerundet-angerundet	gut	Längs, Punkt
GM-41	110-130 µm	kantengerundet-angerundet	mäßig	Längs, Punkt
GM-42	(25) 100-140 (1900)	kantengerundet-gerundet	mäßig-schlecht	Längs, Punkt

IV.II Mineralbestand nach McBride (1964)

	Q	F	L	Σ	<i>normiert</i>		
					<i>Q</i>	<i>F</i>	<i>L</i>
GM-07a	26	9	17	52	50	17	33
GM-07b	25	10	23	58	43	17	40
GM-07c	26	8	23	57	46	14	40
	26	9	21	56	46	16	38
GM-24a	26	6	24	56	46	11	43
GM-24b	26	7	21	54	48	13	37
	26	7	23	56	47	12	40
GM-25b	28	9	24	61	45	15	40
GM-25c	27	10	24	61	44	16	40
	27	10	24	61	44	16	40
GM-29a	26	11	28	65	40	17	43
GM-29d	26	11	24	61	43	18	39
GM-29e	23	13	27	63	37	20	43
	25	12	26	63	40	18	42
GM-31a	22	11	27	60	37	18	45
GM-31b	19	14	35	68	28	20	52
	21	12	31	64	32	19	49
GM-32	25	12	32	69	36	17	47
GM-53	27	15	22	64	42	23	35
GM-54	24	15	21	60	40	25	35
GM-55	26	11	25	62	42	18	40
GM-38	28	1	4	33	84	3	13
GM-39	59	10	2	71	83	14	3
GM-41	32	2	30	64	50	3	47
GM-42	50	2	23	75	67	3	31

(nach McBride, 1963)

V. Geomechanische Testergebnisse

V.I Durchschnittswerte der Geomechanikparameter

GM-Proben: 25 mm x 50 mm, ohne Porendruck/trocken getestet; MLU-Proben: 100 mm x 200 mm, variierender Porendruck → Effektivwerte.

Lithologie: rot - Tonsiltstein, grün - Siltstein, orange - Sandstein.

Probe	Keuper- Formation	Fazies	Triaxial			Uniaxial			Brazilian
			φ & φ' ± SD [°]	c & c' ± SD [MPa]	σ_{ci} & σ_{ci}' [MPa]	σ_c ± SD [MPa]	E ± SD [GPa]	ν ± SD	σ_t ± SD [MPa]
GM-38	Exter	deltaisch/ flachmarin	31,7 ± 3,6	24,8 ± 4,6	88,8	88,5	18,1	-	7,2 ± 0,9
GM-39			23	17,4	52,6	-	-	-	9,2 ± 2,2
GM-41			24,9 ± 2,34	28,5 ± 1,6	89,1	55,8	12,6	-	4,1 ± 0,3
GM-42			24,1 ± 1,4	26,6 ± 1,9	82,0	64,6 ± 1,2	14,7 ± 0,3	-	3,6 ± 0,4
MLU-14	Weser	Playa	8,2	10	23,1	-	-	-	-
MLU-16			16,6	7,4	19,8	-	-	-	-
MLU-1	Stuttgart	Überflutungsebene	15,4	14	36,7	-	-	-	-
MLU-2			0,1	19,6	39,2	-	-	-	-
MLU-5			23,7	8,2	25,1	-	-	-	-
MLU-10			15,1	7	18,2	-	-	-	-
MLU-6			10,4	4,2	10,1	-	-	-	-
MLU-7			20,2	14,4	41,2	-	-	-	-
MLU-8			21,5	7,8	22,9	-	-	-	-
MLU-9			21,8	6,5	19,2	-	-	-	-
MLU-12			3,8	11,4	24,4	-	-	-	-
MLU-11 ²			10	9,5	22,6	-	-	-	-
MLU-15		28,3	16,6	55,5	-	-	-	-	
MLU-17 ¹		6,8	10,3	23,2	-	-	-	-	
GM-07		37,0	49,4	198,1	126,4 ± 51,2	23,9 ± 6,1	0,29	6,2 ± 1,1	
GM-29		30,0 ± 2,9	29,0 ± 1,6	100,5	70,1 ± 7,8	16,8 ± 1,0	0,24 ± 0,22	5,6 ± 1,0	
GM-31 ¹		4,4 ± 0,7	19,3 ± 1,6	41,6	9,8 ± 1,4	1,5 ± 0,2	0,28 ± 0,21	1,4 ± 0,2	
GM-32 ¹		4,1	20,9	44,8	-	-	-	-	
GM-53		36,9	36,3	145,3	118,9 ± 0,7	25,6 ± 0,1	-	10,7 ± 1,0	
GM-54 ²		-	-	-	-	-	-	2,0 ± 0,5	
GM-55 ²		4,3 ± 0,3	18,8 ± 0,6	40,4	9,0 ± 1,1	1,2 ± 0,4	-	0,4 ± 0,1	
GM-24	-	-	-	-	-	-	1,5 ± 0,3		
GM-25	-	-	-	18,4 ± 1,8	2,8 ± 1,2	-	2,1 ± 0,3		
GM-27	Grab- feld	Playa	-	-	-	-	-	1,3	

φ : Reibungswinkel, c: Kohäsion, σ_c : uniaxiale Druckfestigkeit, σ_c^* : aus triaxialen Testergebnissen berechnete uniaxiale Druckfestigkeit, E: Young-Modul, ν : Poissonzahl, σ_t : indirekte Zugfestigkeit, SD: Standardabweichung, ¹ poröser Reservoirsandstein, ² potentiell CO₂-beeinflusster, poröser Reservoirsandstein

V.II Einzeltestergebnisse der uniaxialen Kompressionsversuche

Der E-Modul wurde bei 50 % des linearen Abschnitts der Spannungs-Dehnungs-Beziehung abgeleitet.

Testkörper	Uniaxiale Druckfestigkeit σ_c [MPa]	Young-Modul E(50) [GPa]	Poissonzahl ν
GM-07-1	75,2	17,8	
GM-07-2	177,5	30	0,29
GM-25-1	19,6	2,5	
GM-25-3	19,8	4,4	
GM-25-5	15,8	1,6	
GM-29-1	75	17,9	0,08
GM-29-2	59	15,5	
GM-29-3	76,2	17,1	0,39
GM-31-1	11,5	1,7	0,13
GM-31-2	9,9	1,5	
GM-31-10	8,1	1,3	0,42
GM-53-1	119,5	25,5	
GM-53-2	118,2	25,7	
GM-55-1	10	1,5	
GM-55-4	7,9	0,8	
GM-38-1	88,51	18,1	
GM-41-1	55,81	12,6	
GM-42-1	65,79	14,4	
GM-42-2	63,4	14,9	

V.III Einzeltestergebnisse der triaxialen Kompressionsversuche

Die uniaxialen Druckfestigkeitswerte wurden auf Grundlage der experimentell bestimmten, durchschnittlichen Bruchparameter rechnerisch ermittelt (siehe Kapitel 5.4.2).

V.IIIa Testergebnisse der GM-Proben

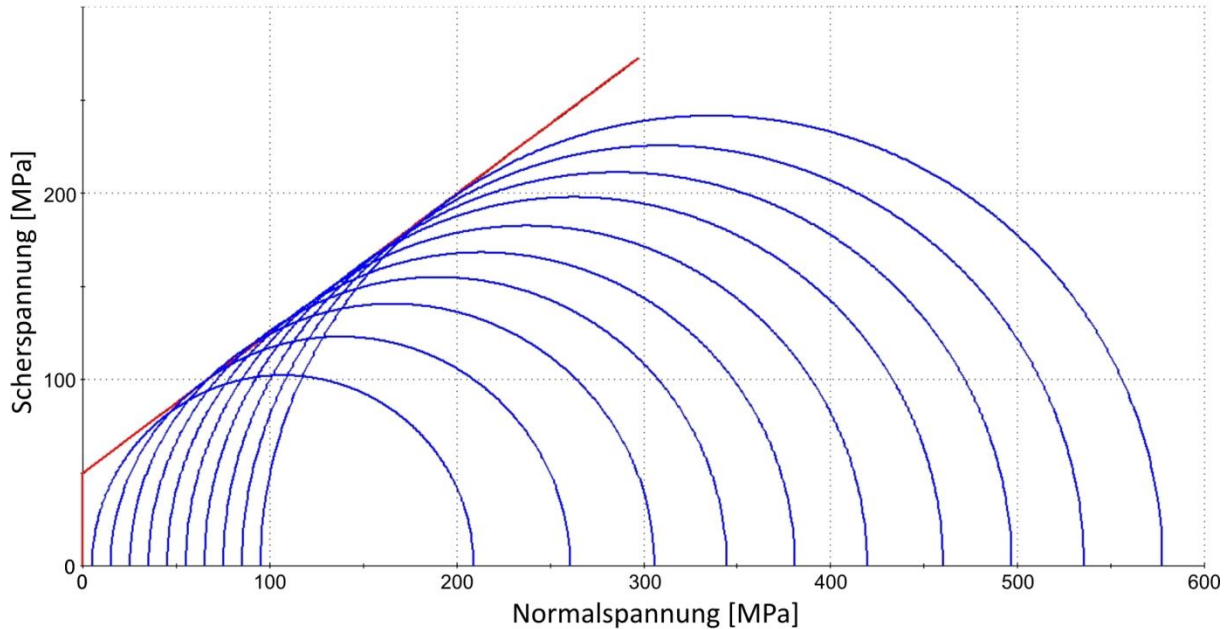
Probengröße 25 mm x 50 mm, trocken, getestet am GFZ Potsdam

Testkörper	Reibungswinkel φ [°]	Kohäsion c [MPa]	Anzahl der Druckstufen
GM-07-3	36,8	49,9	10
GM-29-4	32,4	31,5	10
GM-29-5	31,2	25,3	8
GM-29-6	26,4	29,2	9
GM-31-1	3,6	21,4	10
GM-31-3	3,7	18,6	10
GM-31-4	4,8	19,0	10
GM-32-1	4,1	20,9	10
GM-53-3	36,8	36,9	7
GM-55-3	4,2	19,7	7
GM-55-5	3,9	18,2	7
GM-38-2	34,8	18,3	8
GM-38-3	26,7	29,2	8
GM-38-4	34,1	26,7	5
GM-39-1	23,4	17,2	8
GM-41-1	26,5	28,2	3
GM-41-2	27,8	26,6	3
GM-41-3	23,8	27,9	8
GM-41-4	22,4	30,8	8
GM-42-1	23,5	25,1	8
GM-42-2	28,3	17,7	7
GM-42-3	26,3	29,3	6

GM-07-3

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 49.952 MPa
 friction angle = 36.814 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 199.6 MPa
 alpha = 75.93 deg

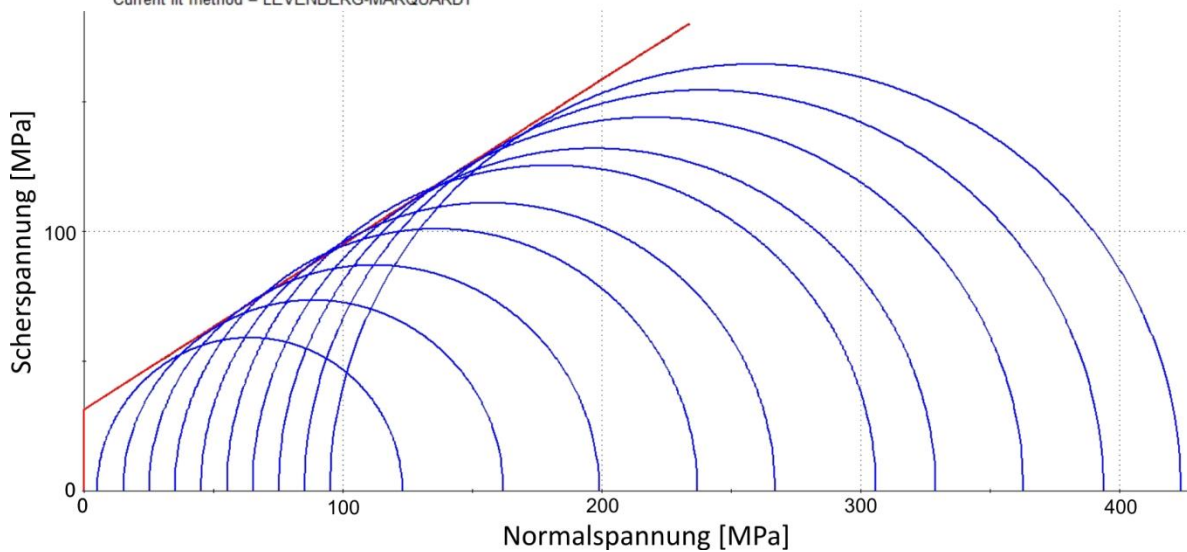
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 10
 c from analysis of lab data= 49.952 MPa
 phi from analysis of lab data= 36.814 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 198.800
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



GM-29-4

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 31.505 MPa
 friction angle = 32.438 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 114.7 MPa
 alpha = 73.21 deg

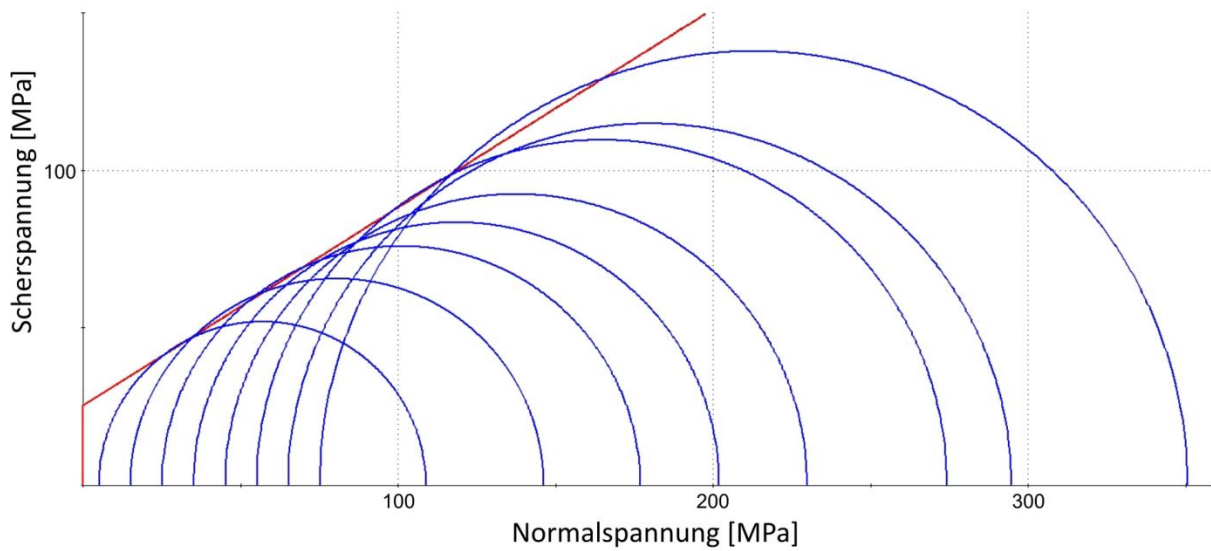
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 10
 c from analysis of lab data= 31.505 MPa
 phi from analysis of lab data= 32.438 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 245.297
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



GM-29-5

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 25.312 MPa
 friction angle = 32.183 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 91.67 MPa
 alpha = 73.04 deg

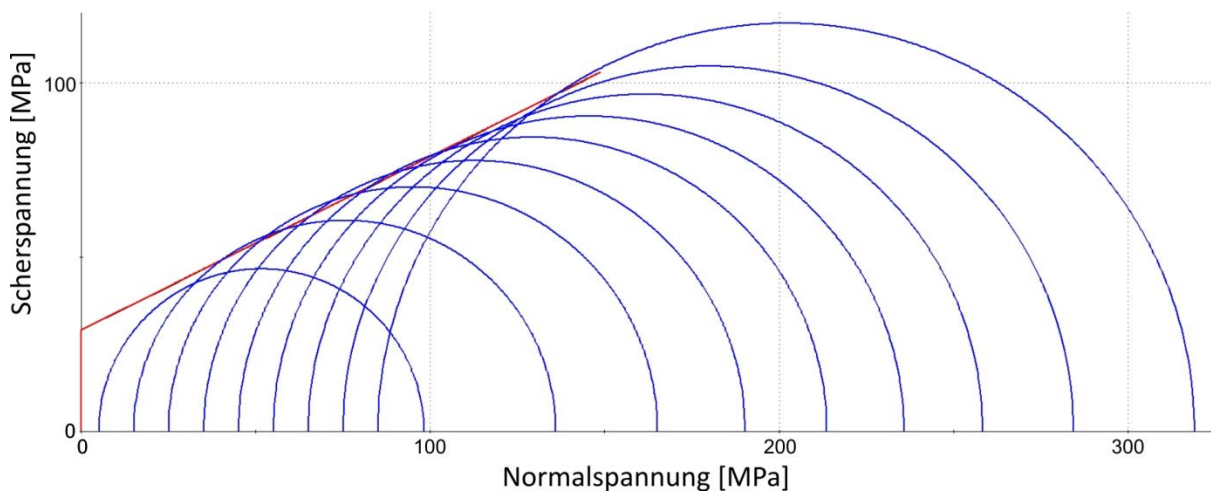
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 8
 c from analysis of lab data= 25.312 MPa
 phi from analysis of lab data= 32.183 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 422.856
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



GM-29-6

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 29.191 MPa
 friction angle = 26.404 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 94.17 MPa
 alpha = 68.97 deg

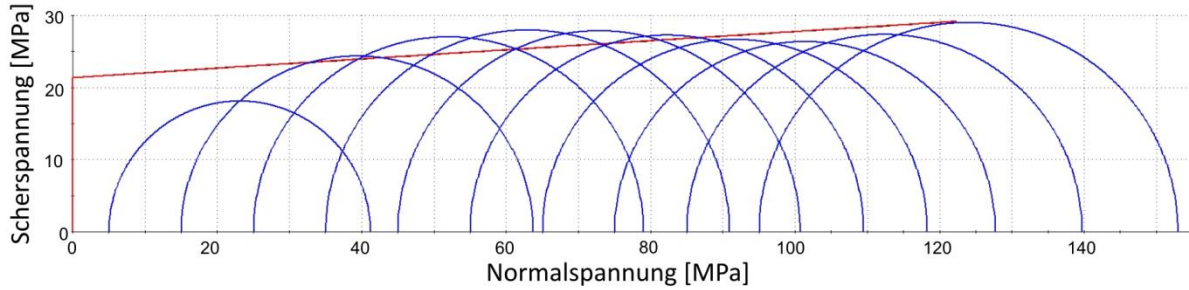
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 9
 c from analysis of lab data= 29.191 MPa
 phi from analysis of lab data= 26.404 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 219.366
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



GM-31-1

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 21.412 MPa
 friction angle = 3.625 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 45.62 MPa
 alpha = 48.62 deg

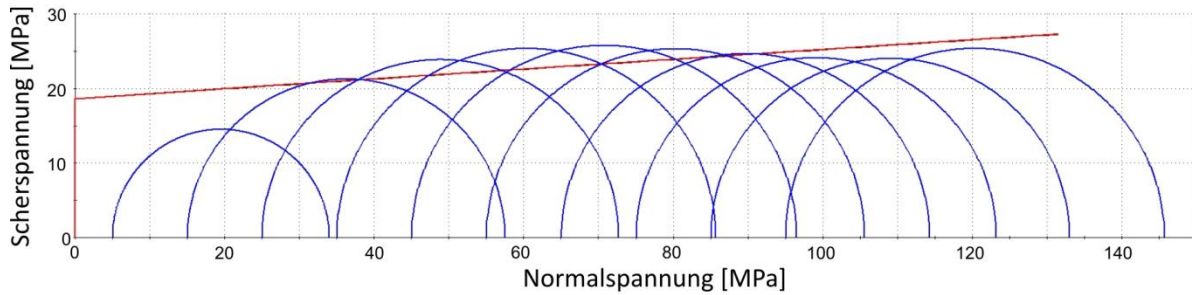
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 10
 c from analysis of lab data= 21.412 MPa
 phi from analysis of lab data= 3.625 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 193.492
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



GM-31-3

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 18.644 MPa
 friction angle = 3.754 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 39.81 MPa
 alpha = 48.75 deg

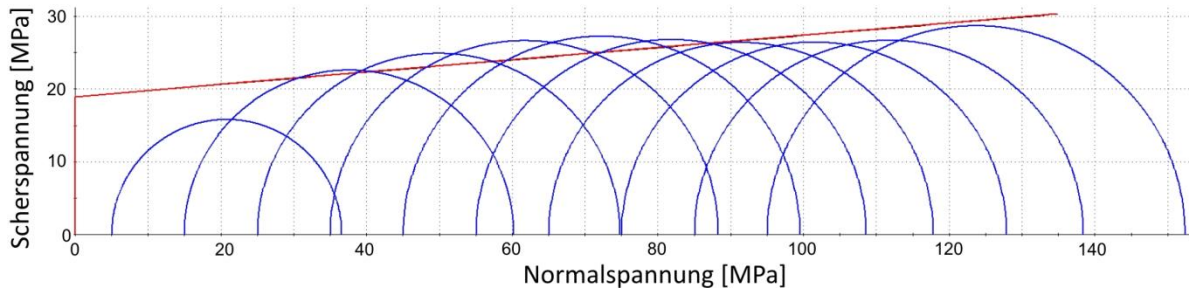
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 10
 c from analysis of lab data= 18.644 MPa
 phi from analysis of lab data= 3.754 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 250.756
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



GM-31-3

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 18.972 MPa
 friction angle = 4.82 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 41.28 MPa
 alpha = 49.8 deg

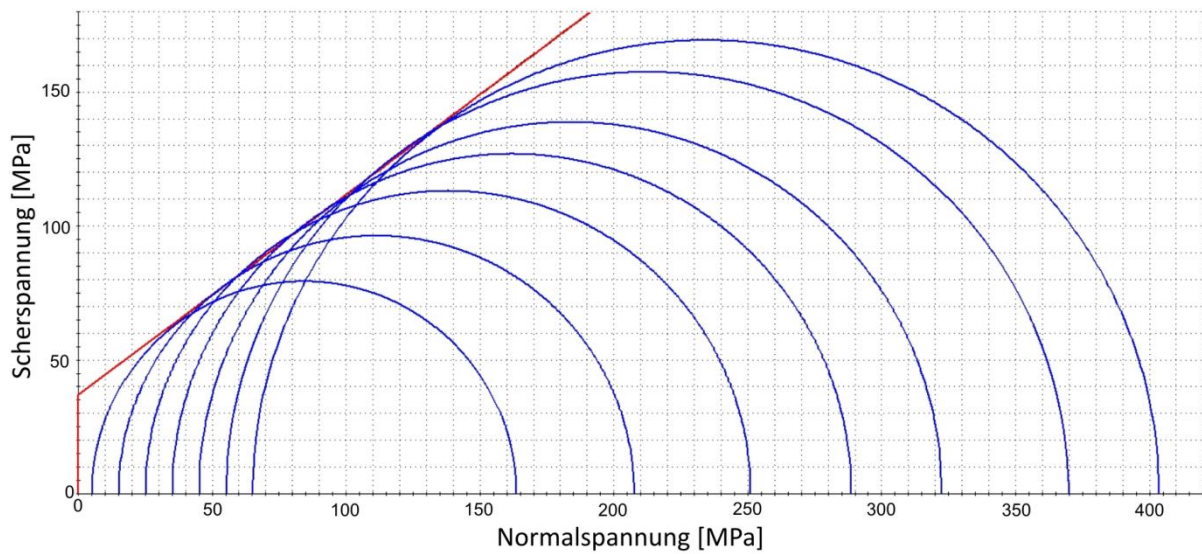
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 10
 c from analysis of lab data= 18.972 MPa
 phi from analysis of lab data= 4.820 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 208.627
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



GM-53-3

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 36.852 MPa
 friction angle = 36.794 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 147.2 MPa
 alpha = 75.92 deg

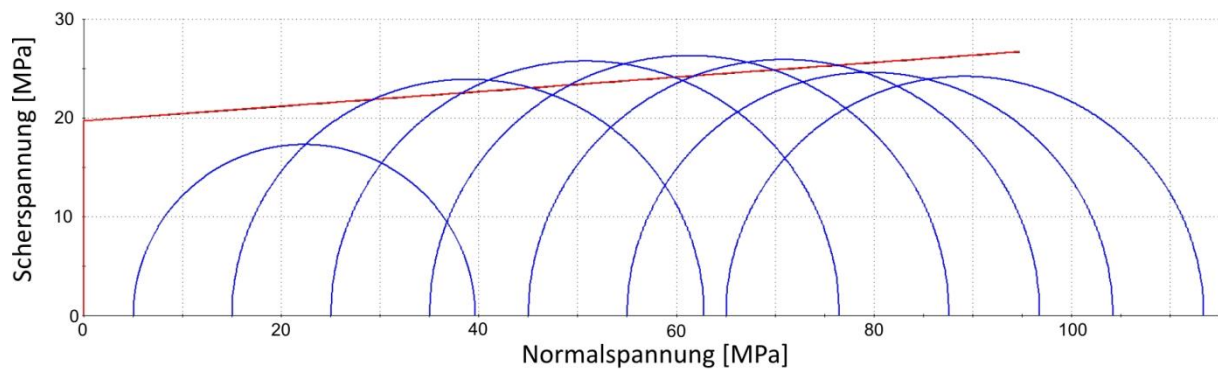
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 7
 c from analysis of lab data= 36.852 MPa
 phi from analysis of lab data= 36.794 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 71.411
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



GM-55-3

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 19.704 MPa
 friction angle = 4.222 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 42.42 MPa
 alpha = 49.21 deg

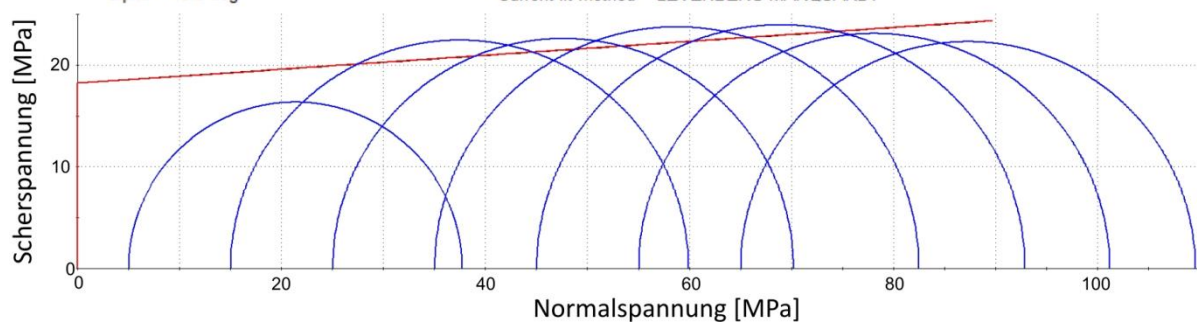
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 7
 c from analysis of lab data= 19.704 MPa
 phi from analysis of lab data= 4.222 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 158.325
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



GM-55-5

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 18.22 MPa
 friction angle = 3.912 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 39.02 MPa
 alpha = 48.9 deg

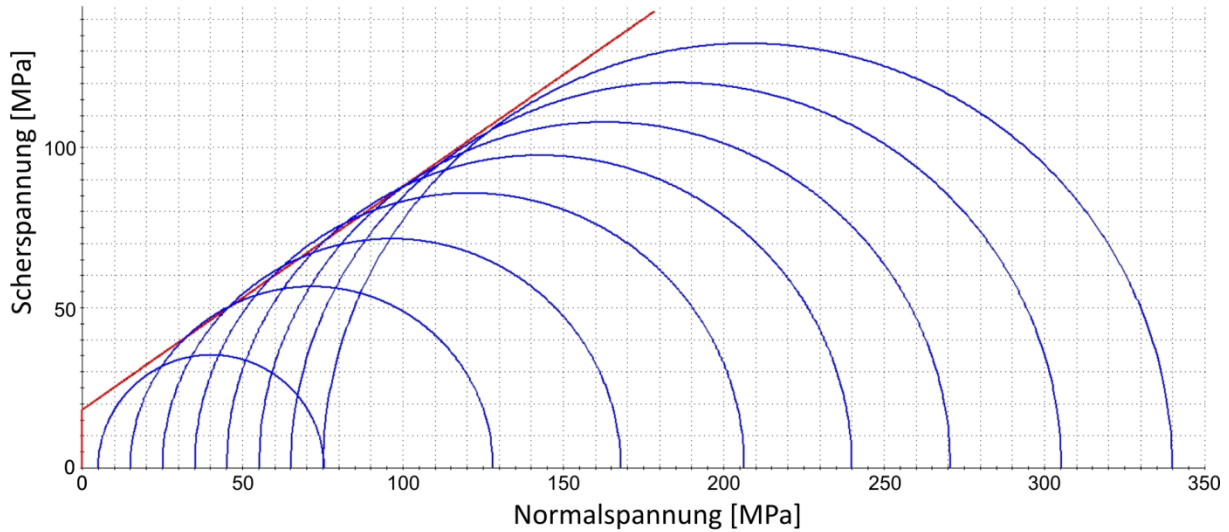
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 7
 c from analysis of lab data= 18.220 MPa
 phi from analysis of lab data= 3.912 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 102.421
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



GM-38-2

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 18.305 MPa
 friction angle = 34.841 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 70.09 MPa
 alpha = 74.74 deg

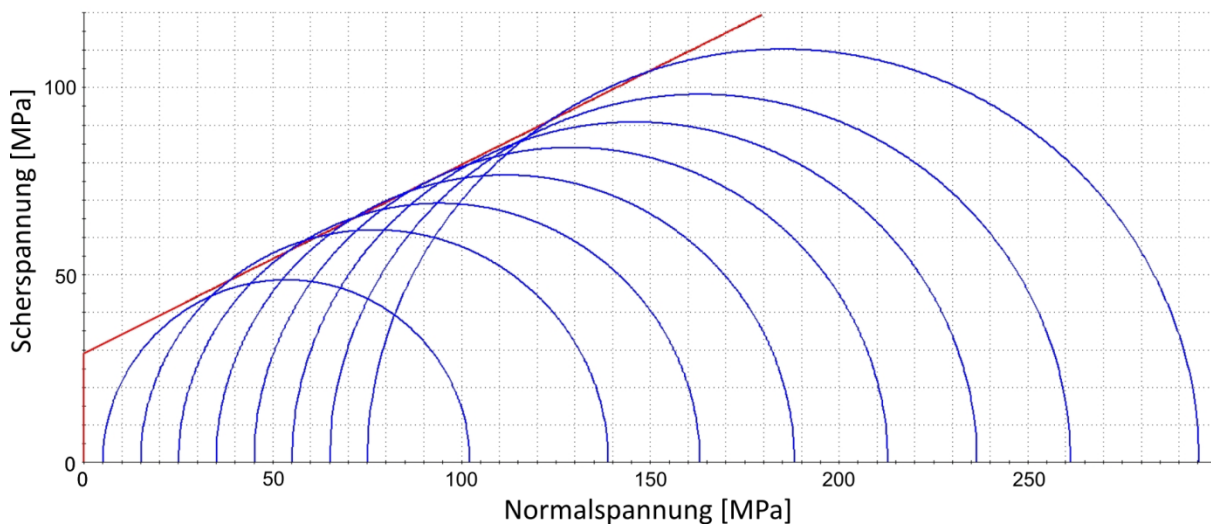
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 8
 c from analysis of lab data= 18.305 MPa
 phi from analysis of lab data= 34.841 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 342.965
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



GM-38-3

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 29.168 MPa
 friction angle = 26.683 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 94.61 MPa
 alpha = 69.18 deg

Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 8
 c from analysis of lab data= 29.168 MPa
 phi from analysis of lab data= 26.683 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 102.519
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



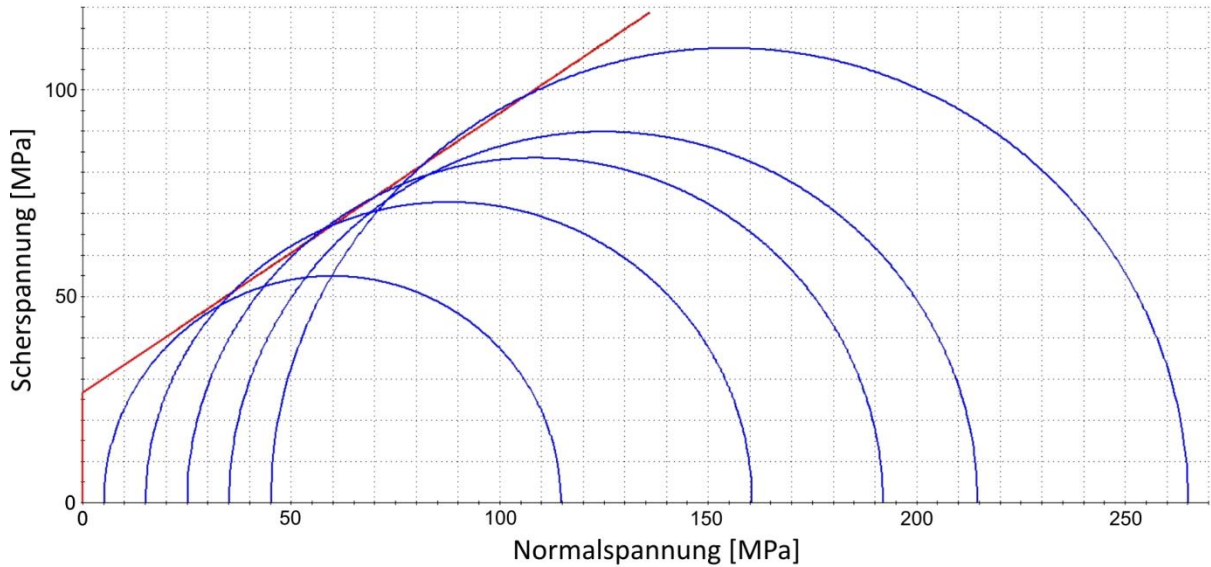
GM-38-4

Mohr-Coulomb Criterion

cohesion = 26.71 MPa
 friction angle = 34.08 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 100.6 MPa
 alpha = 74.26 deg

Analysis of TRIAXIAL Lab Data

No. of lab data points = 5
 c from analysis of lab data= 26.710 MPa
 phi from analysis of lab data= 34.080 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 191.671
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



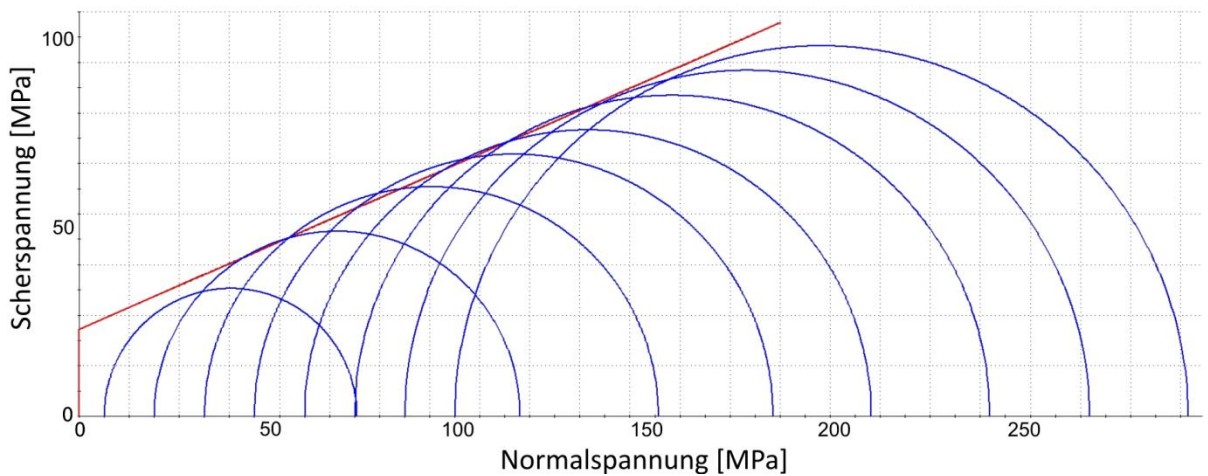
GM-39-1

Mohr-Coulomb Criterion

cohesion = 17.191 MPa
 friction angle = 23.426 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 52.37 MPa
 alpha = 66.68 deg

Analysis of TRIAXIAL Lab Data

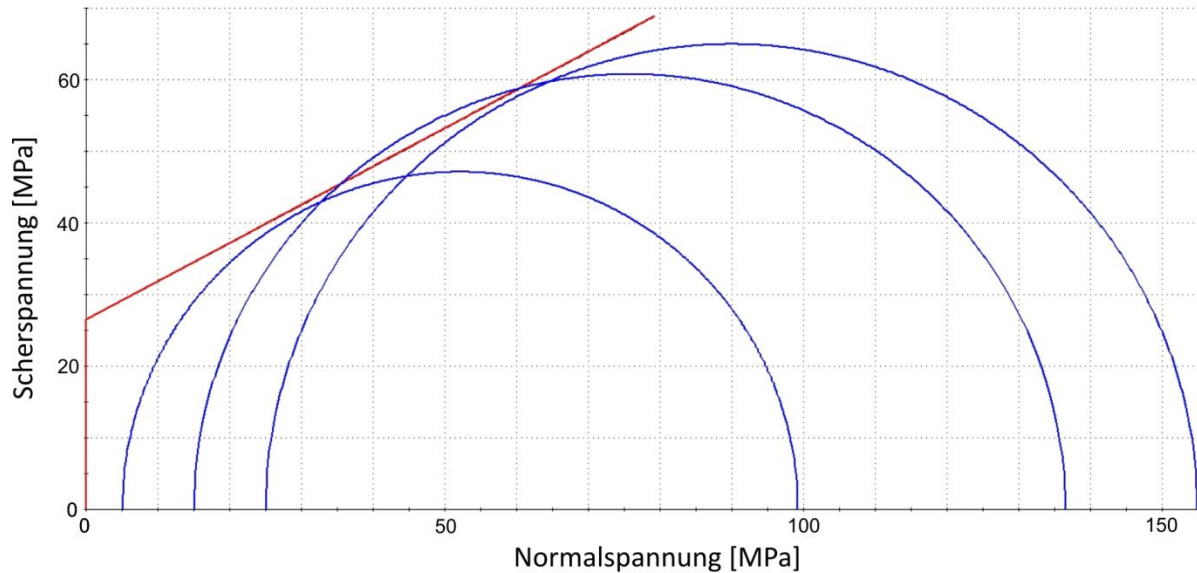
No. of lab data points = 8
 c from analysis of lab data= 17.191 MPa
 phi from analysis of lab data= 23.426 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 157.679
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



GM-41-1

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 26.493 MPa
 friction angle = 28.138 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 88.42 MPa
 alpha = 70.25 deg

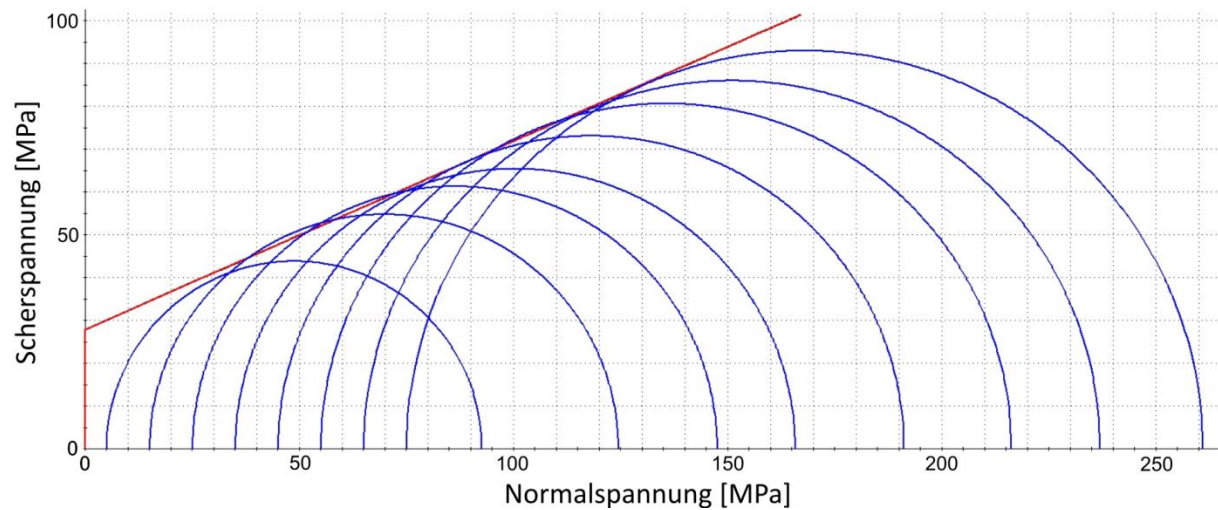
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 3
 c from analysis of lab data= 26.493 MPa
 phi from analysis of lab data= 28.138 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 59.535
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



GM-41-3

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 27.914 MPa
 friction angle = 23.749 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 85.56 MPa
 alpha = 66.94 deg

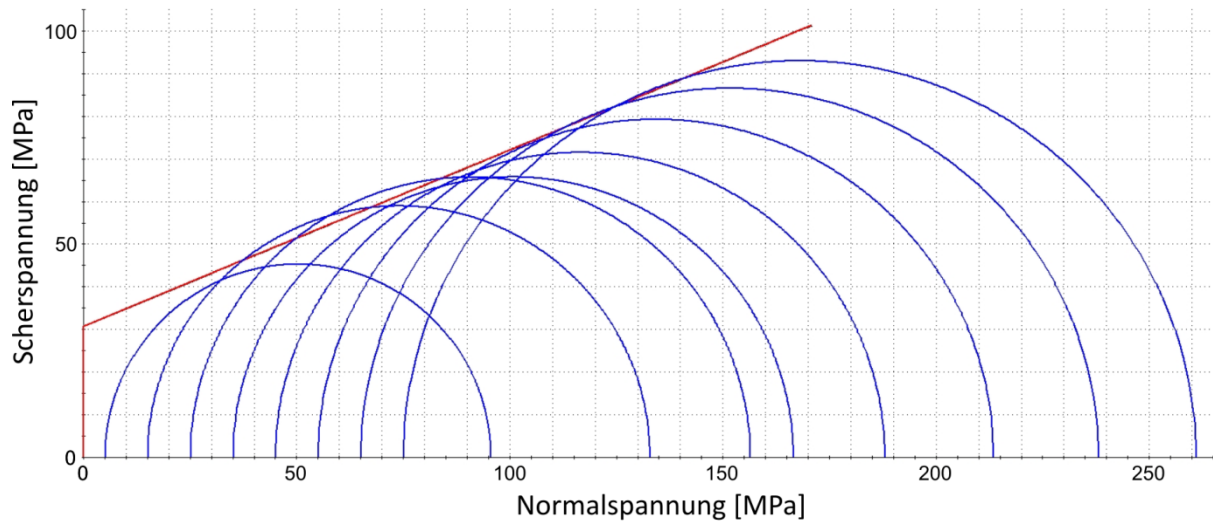
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 8
 c from analysis of lab data= 27.914 MPa
 phi from analysis of lab data= 23.749 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 55.231
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



GM-41-4

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 30.822 MPa
 friction angle = 22.432 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 92.14 MPa
 alpha = 65.89 deg

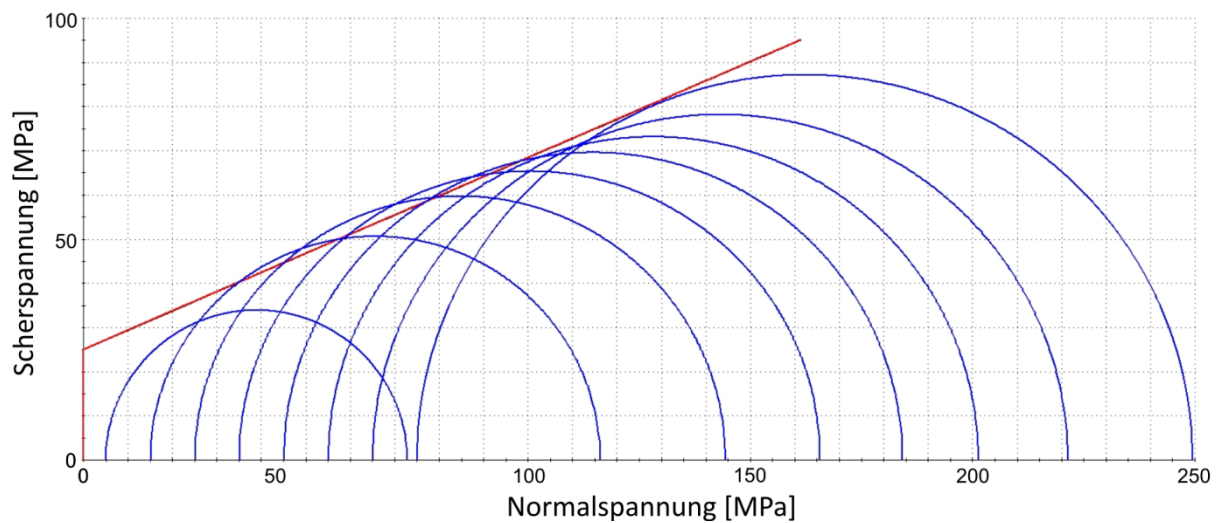
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 8
 c from analysis of lab data= 30.822 MPa
 phi from analysis of lab data= 22.432 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 223.771
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



GM-42-1

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 25.096 MPa
 friction angle = 23.463 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 76.5 MPa
 alpha = 66.71 deg

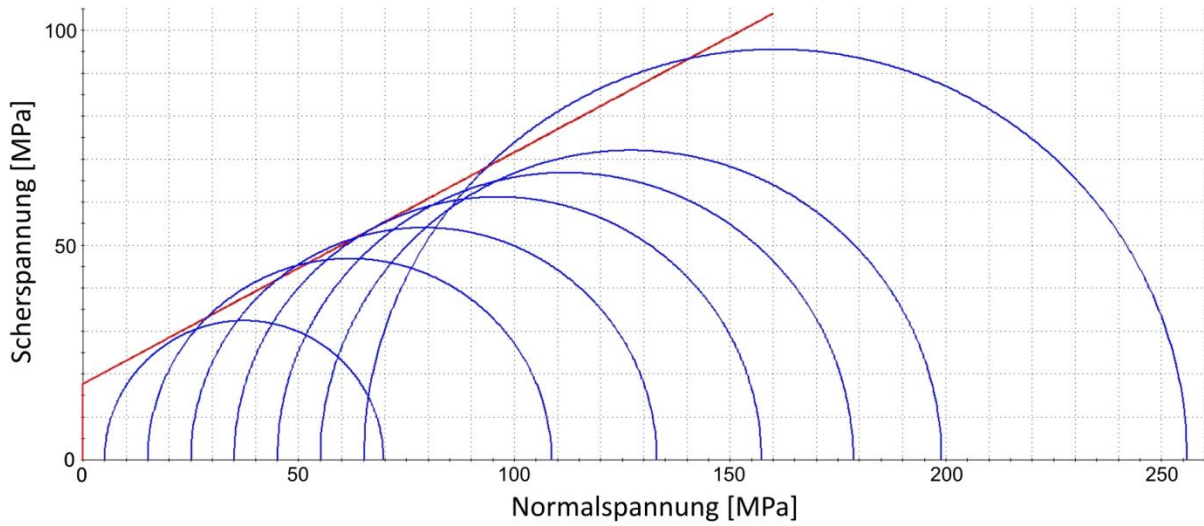
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 8
 c from analysis of lab data= 25.096 MPa
 phi from analysis of lab data= 23.463 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 474.695
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



GM-42-2

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 17.703 MPa
 friction angle = 28.316 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 59.3 MPa
 alpha = 70.38 deg

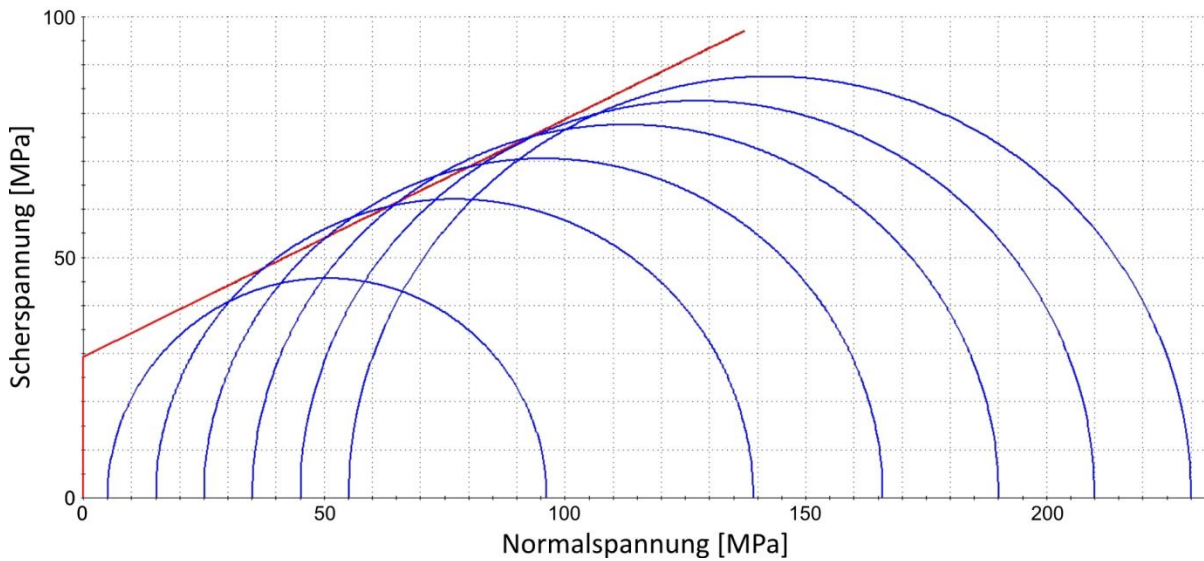
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 7
 c from analysis of lab data= 17.703 MPa
 phi from analysis of lab data= 28.316 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 545.177
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



GM-42-3

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 29.28 MPa
 friction angle = 26.283 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 94.23 MPa
 alpha = 68.88 deg

Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 6
 c from analysis of lab data= 29.280 MPa
 phi from analysis of lab data= 26.283 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 277.233
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



V.IIIb Testergebnisse der MLU-Proben

Probengröße 100 mm x 200 mm, variabler Porendruck, getestet an der MLU Halle, mit Innen- und Außendruckmessungen.

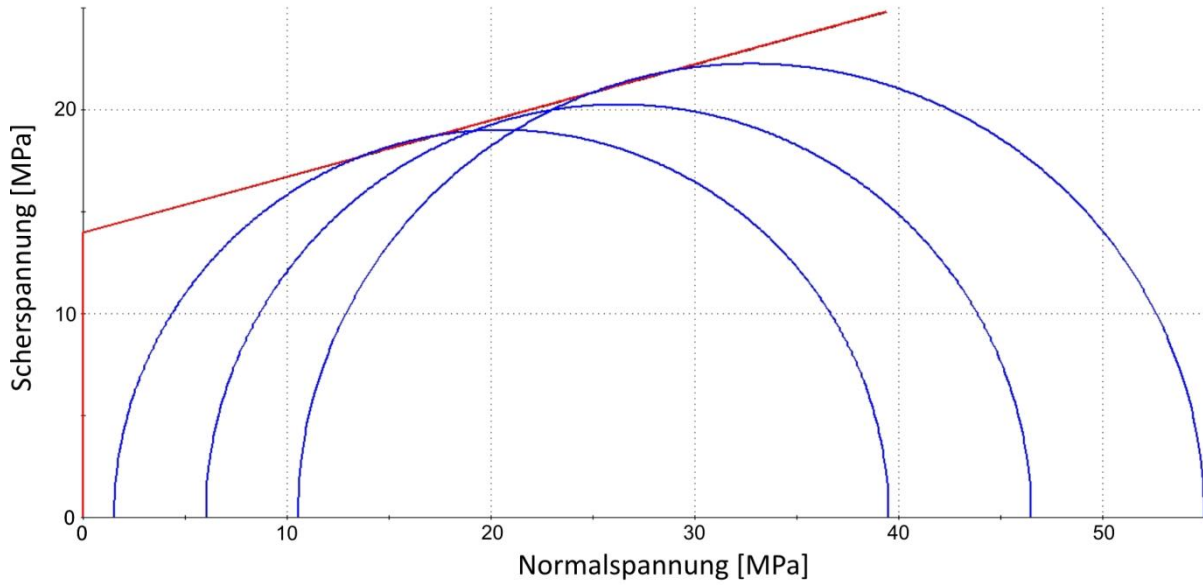
			Bruchparameter				Bruchparameter				
			Außendruck		Innendruck		Außendruck		Innendruck		
P_f / σ_3	DS	Proben 2009	φ' [°]	c' [MPa]	φ' [°]	c' [MPa]	Proben 2013	φ' [°]	c' [MPa]	φ' [°]	c' [MPa]
\nearrow / \rightarrow	3	MLU-1	15,4	14	21,6	15,3	MLU-14	8,2	10	4,4	12,4
	5	MLU-5	23,7	8,2	10,6	12,5	MLU-10	15,1	7	20,7	2,8
							MLU-16	16,6	7,4	5	11,2
\searrow / \rightarrow	3	MLU-2	0,1	19,6	4,7	15,6					
var.		MLU-3	nicht auswertbar								
\nearrow / \nearrow	5	MLU-6	10,4	4,2	13,3	3,5	MLU-12	3,8	11,4	4,2	11
\searrow / \rightarrow	3	MLU-8	21,5	7,8	24,9	4,9	MLU-13	0	21	0	19,6
$- / \nearrow$	4	MLU-9	21,8	6,5	11,9	14,7	MLU-15	28,3	16,6	22,7	25
							MLU-11	10	9,5	26,1	0
							MLU-17	6,8	10,3	17,2	4,4
\nearrow / \rightarrow	3	MLU-7	20,2	14,4	11,5	10,1					

P_f : Porenfluiddruck, σ_3 : Manteldruck, φ' : effektiver Reibungswinkel, c': effektive Kohäsion, DS: Anzahl der Druckstufen, var.: variabel

MLU-1 (Außendruck)

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 13.97 MPa
 friction angle = 15.385 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 36.67 MPa
 alpha = 59.86 deg

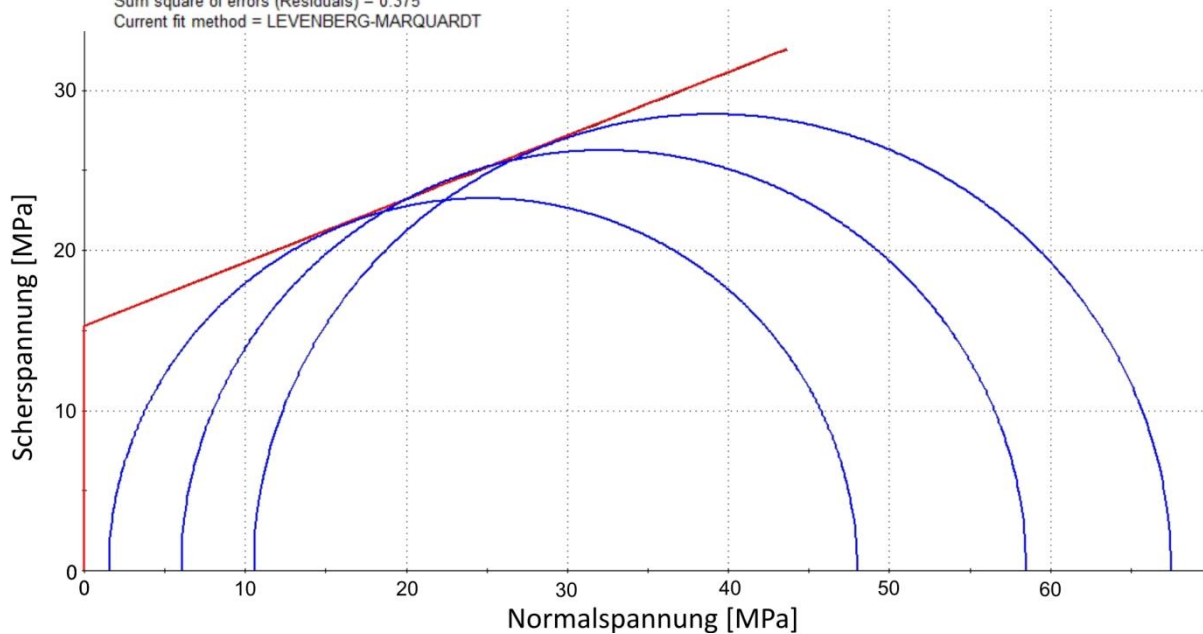
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 3
 c from analysis of lab data= 13.970 MPa
 phi from analysis of lab data= 15.385 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 0.375
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



MLU-1 (Innendruck)

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 15.286 MPa
 friction angle = 21.618 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 45 MPa
 alpha = 65.22 deg

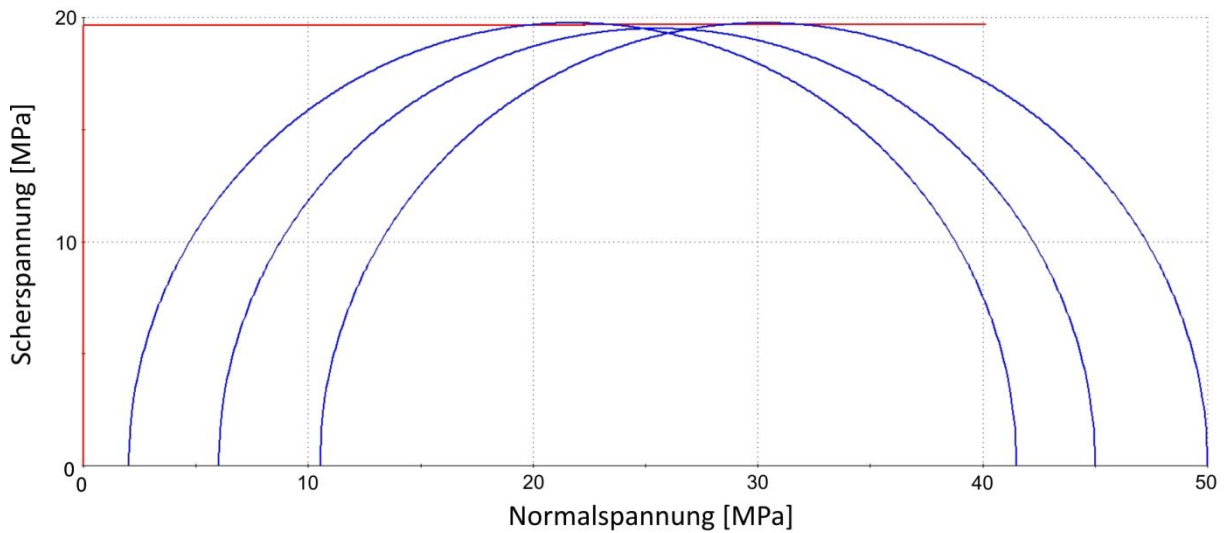
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 3
 c from analysis of lab data= 15.286 MPa
 phi from analysis of lab data= 21.618 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 0.375
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



MLU-2 (Außendruck)

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 19.637 MPa
 friction angle = 0.066 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 39.32 MPa
 alpha = 45.07 deg

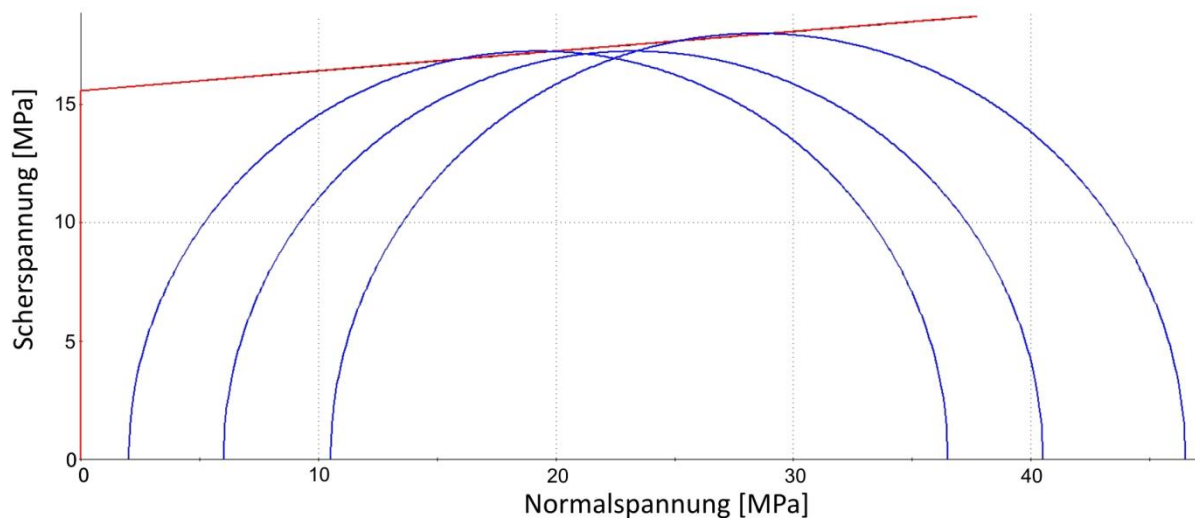
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 3
 c from analysis of lab data= 19.637 MPa
 phi from analysis of lab data= 0.066 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 0.166
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



MLU-2 (Innendruck)

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 15.602 MPa
 friction angle = 4.73 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 33.89 MPa
 alpha = 49.71 deg

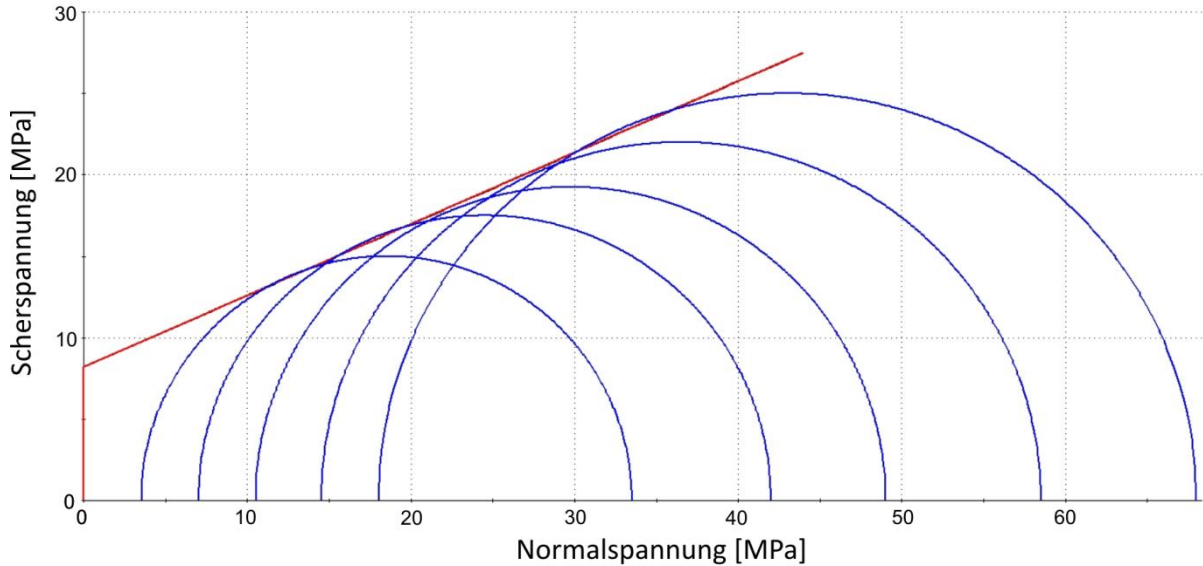
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 3
 c from analysis of lab data= 15.602 MPa
 phi from analysis of lab data= 4.730 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 0.332
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



MLU-5 (Außendruck)

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 8.21 MPa
 friction angle = 23.685 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 25.13 MPa
 alpha = 66.89 deg

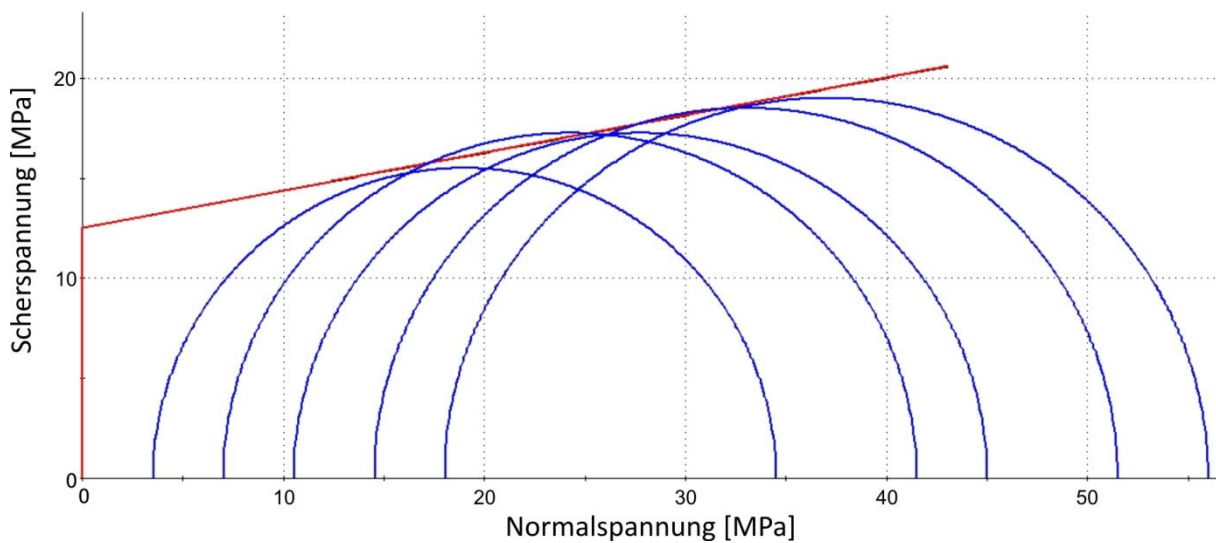
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 5
 c from analysis of lab data= 8.210 MPa
 phi from analysis of lab data= 23.685 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 1.632
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



MLU-5 (Innendruck)

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 12.516 MPa
 friction angle = 10.622 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 30.16 MPa
 alpha = 55.44 deg

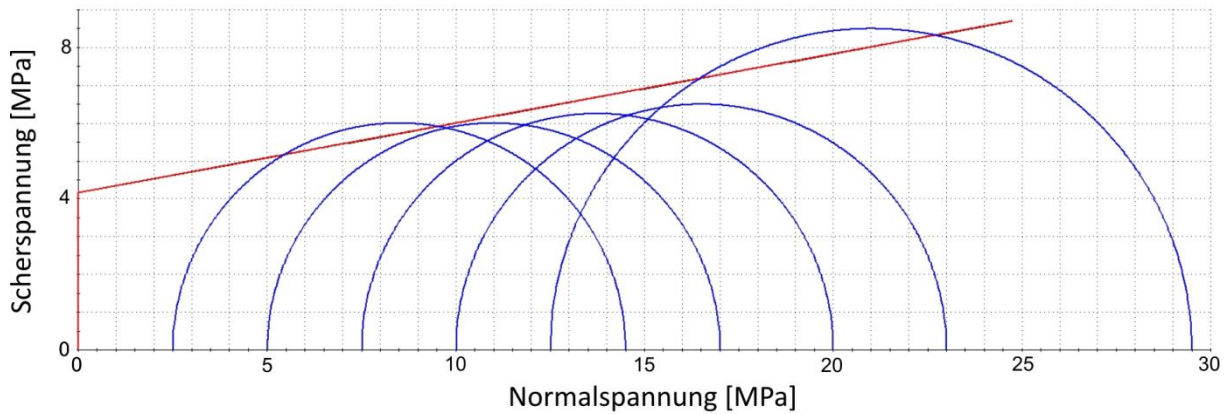
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 5
 c from analysis of lab data= 12.516 MPa
 phi from analysis of lab data= 10.622 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 2.268
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



MLU-6 (Außendruck)

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 4.167 MPa
 friction angle = 10.389 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 10 MPa
 alpha = 55.22 deg

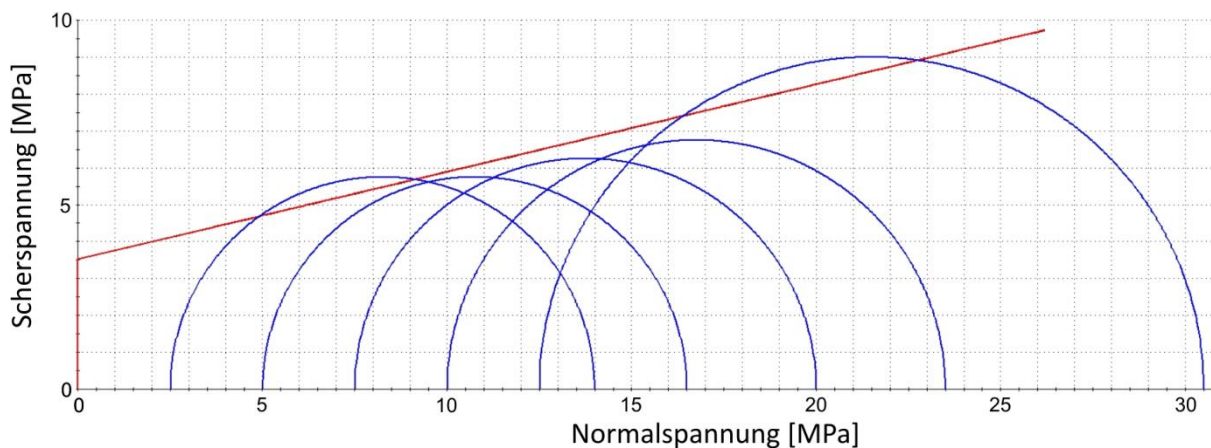
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 5
 c from analysis of lab data= 4.167 MPa
 phi from analysis of lab data= 10.389 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 5.700
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



MLU-6 (Innendruck)

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 3.518 MPa
 friction angle = 13.342 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 8.9 MPa
 alpha = 57.99 deg

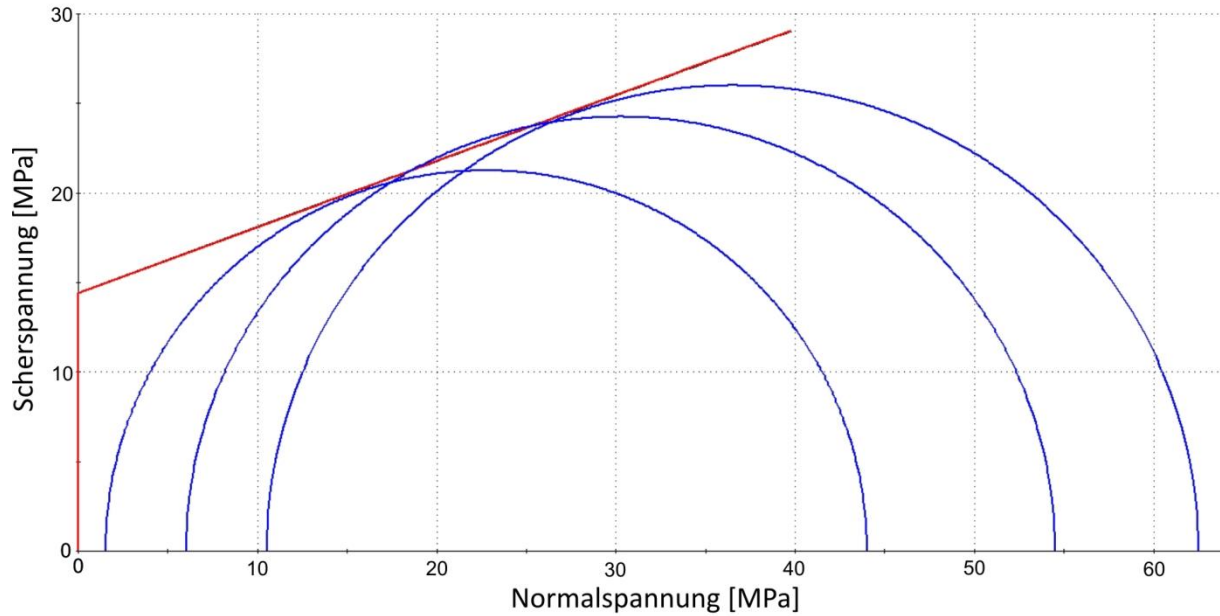
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 5
 c from analysis of lab data= 3.518 MPa
 phi from analysis of lab data= 13.342 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 6.700
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



MLU-7 (Außendruck)

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 14.415 MPa
 friction angle = 20.21 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 41.33 MPa
 alpha = 64.06 deg

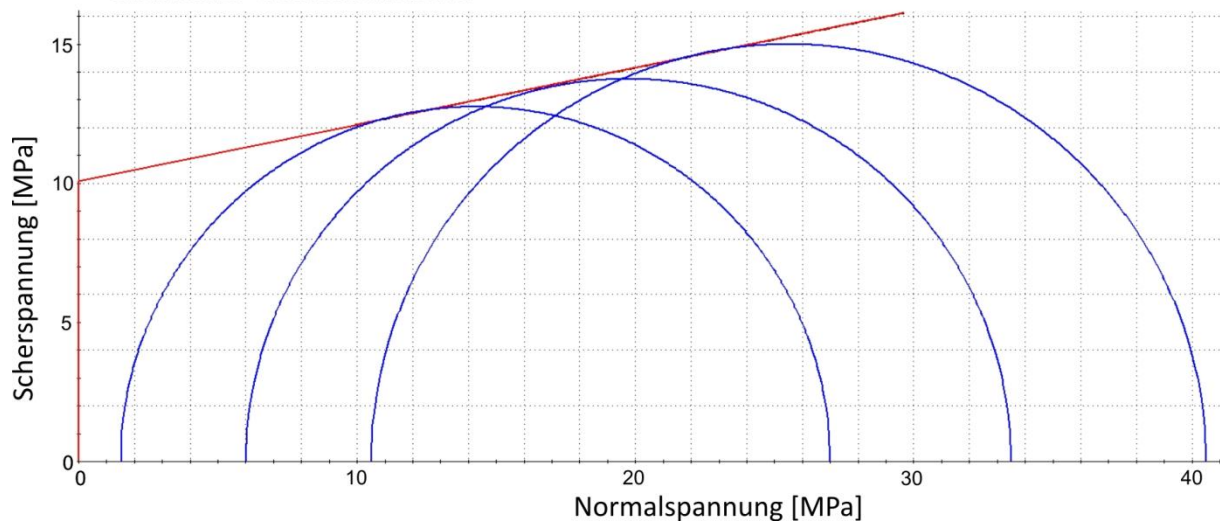
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 3
 c from analysis of lab data= 14.415 MPa
 phi from analysis of lab data= 20.210 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 1.042
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



MLU-7 (Innendruck)

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 10.07 MPa
 friction angle = 11.537 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 24.67 MPa
 alpha = 56.31 deg

Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 3
 c from analysis of lab data= 10.070 MPa
 phi from analysis of lab data= 11.537 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 0.042
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



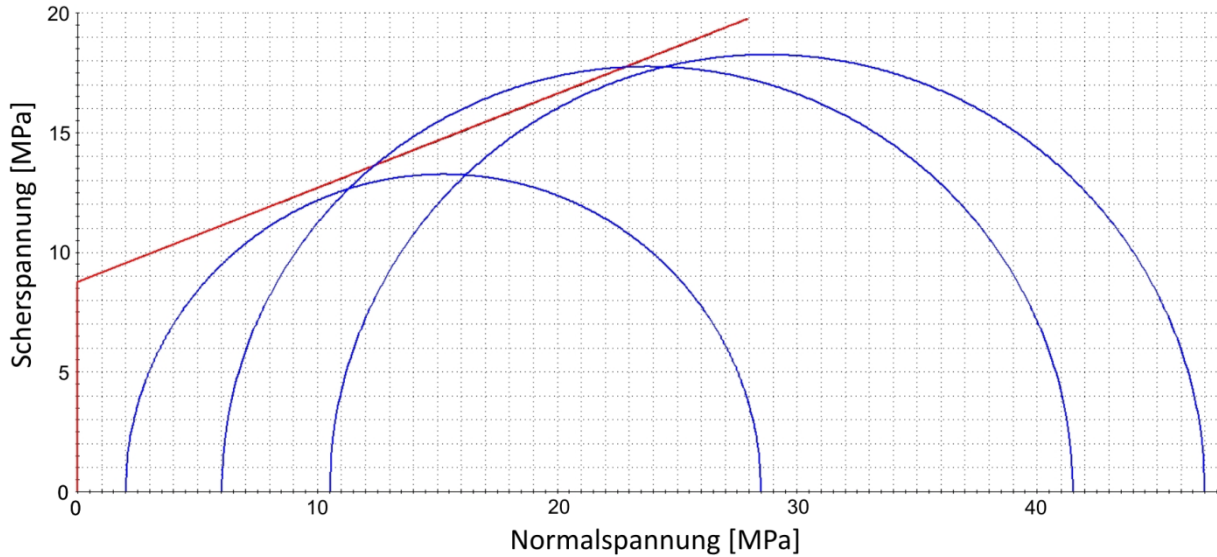
MLU-8 (Außendruck)

Mohr-Coulomb Criterion

cohesion = 8.75 MPa
 friction angle = 21.495 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 25.7 MPa
 alpha = 65.12 deg

Analysis of TRIAXIAL Lab Data

No. of lab data points = 3
 c from analysis of lab data= 8.750 MPa
 phi from analysis of lab data= 21.495 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 12.279
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



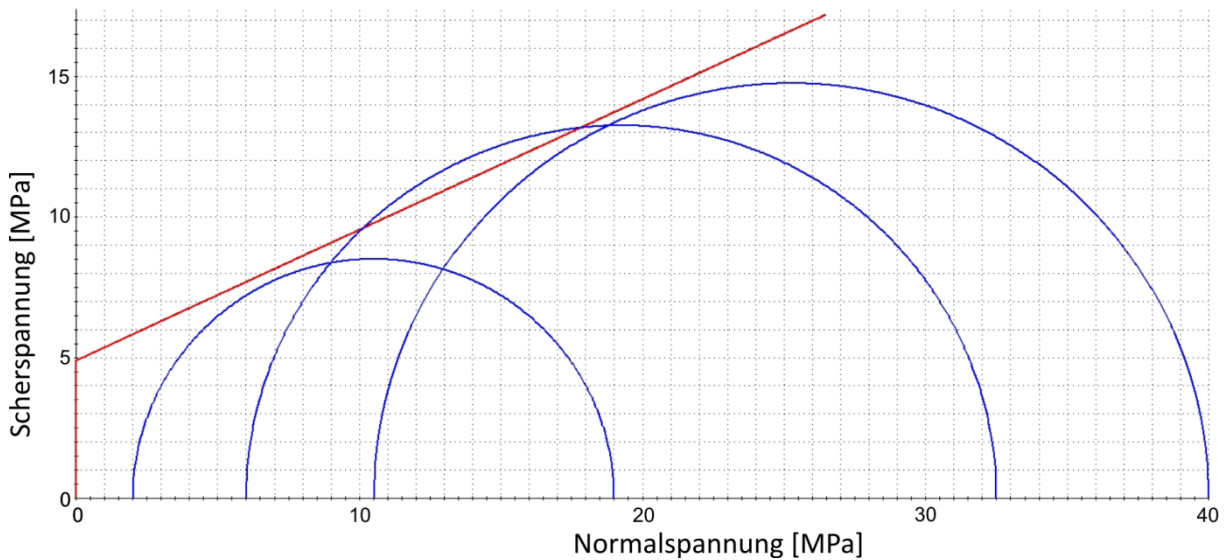
MLU-8 (Innendruck)

Mohr-Coulomb Criterion

cohesion = 4.905 MPa
 friction angle = 24.894 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 15.37 MPa
 alpha = 67.83 deg

Analysis of TRIAXIAL Lab Data

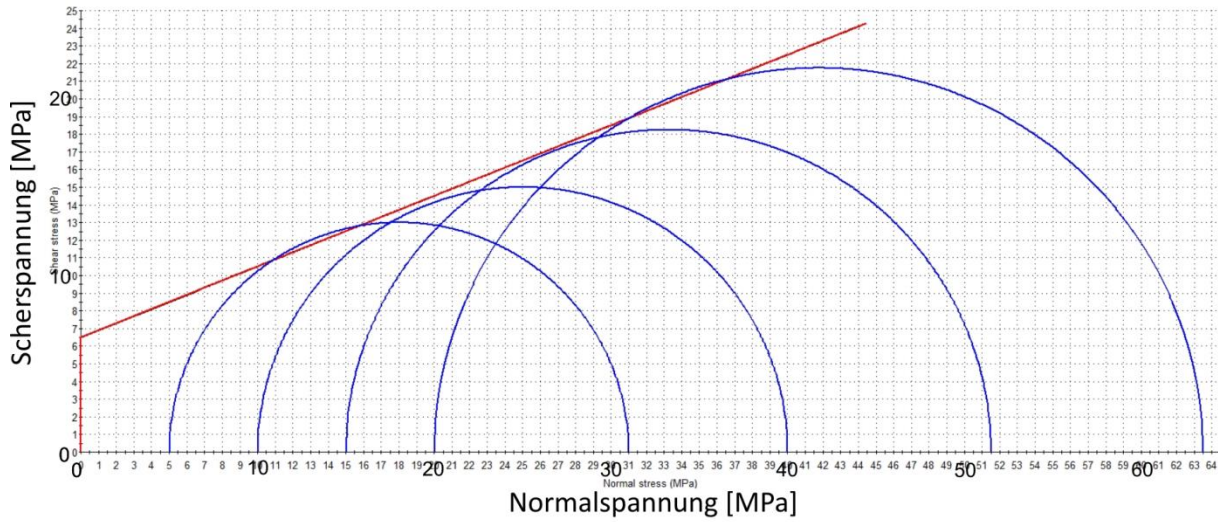
No. of lab data points = 3
 c from analysis of lab data= 4.905 MPa
 phi from analysis of lab data= 24.894 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 8.715
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 6.519 MPa
 friction angle = 21.782 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 19.25 MPa
 alpha = 65.36 deg

MLU-9 (Außendruck)

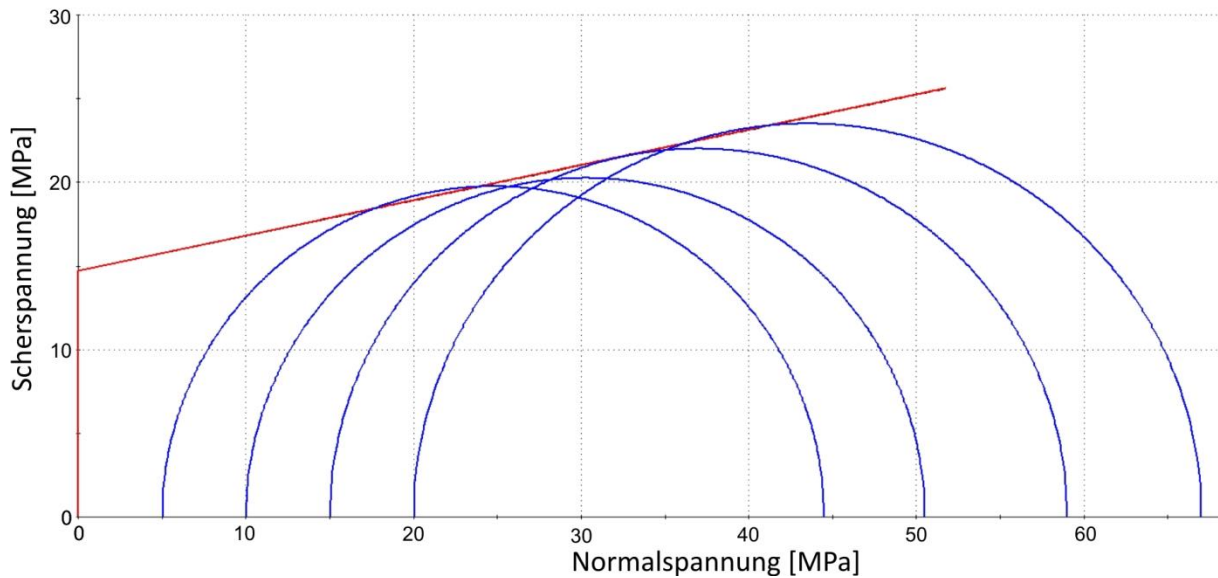
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 4
 c from analysis of lab data= 6.519 MPa
 phi from analysis of lab data= 21.782 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 2.450
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 14.701 MPa
 friction angle = 11.908 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 36.25 MPa
 alpha = 56.66 deg

MLU-9 (Innendruck)

Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 4
 c from analysis of lab data= 14.701 MPa
 phi from analysis of lab data= 11.908 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 1.450
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



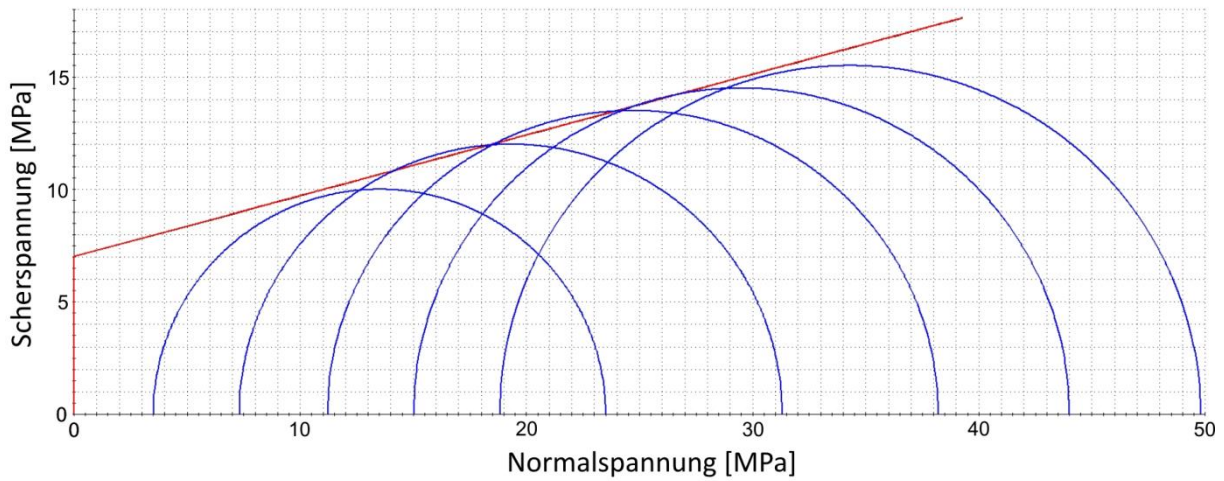
MLU-10 (Außendruck)

Mohr-Coulomb Criterion

cohesion = 7.019 MPa
 friction angle = 15.11 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 18.33 MPa
 alpha = 59.61 deg

Analysis of TRIAXIAL Lab Data

No. of lab data points = 5
 c from analysis of lab data= 7.019 MPa
 phi from analysis of lab data= 15.110 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 1.859
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



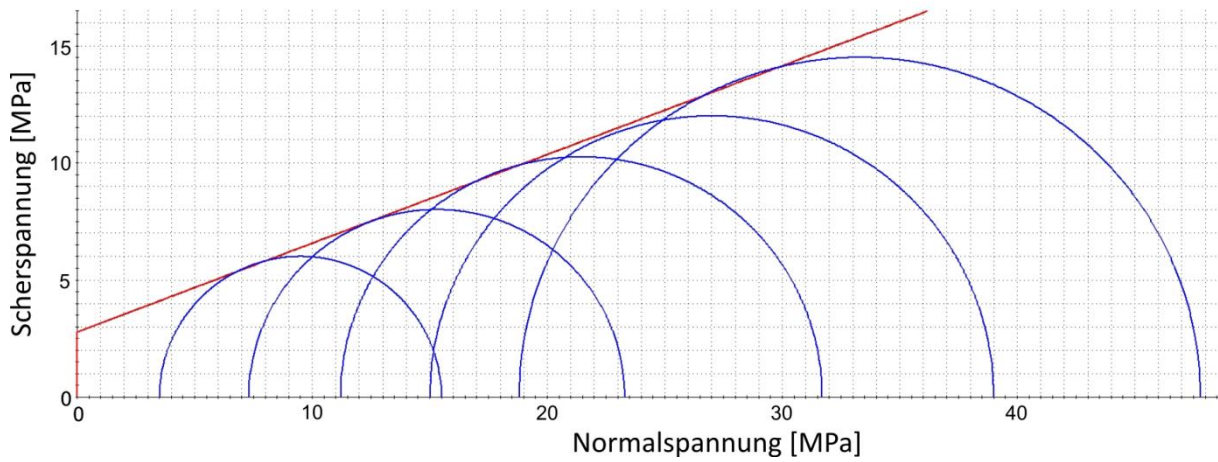
MLU-10 (Innendruck)

Mohr-Coulomb Criterion

cohesion = 2.784 MPa
 friction angle = 20.74 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 8.062 MPa
 alpha = 64.5 deg

Analysis of TRIAXIAL Lab Data

No. of lab data points = 5
 c from analysis of lab data= 2.784 MPa
 phi from analysis of lab data= 20.740 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 0.404
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



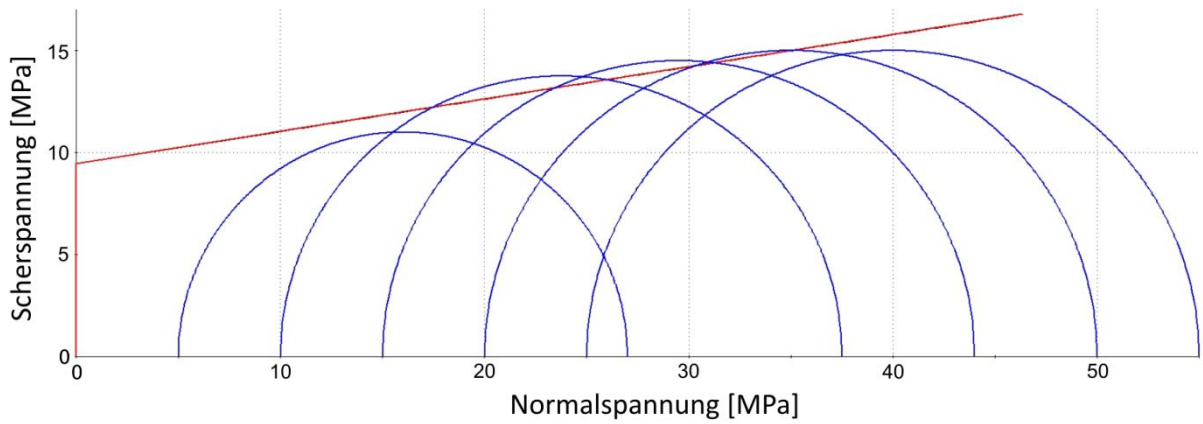
MLU-11 (Außendruck)

Mohr-Coulomb Criterion

cohesion = 9.462 MPa
 friction angle = 8.982 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 22.15 MPa
 alpha = 53.87 deg

Analysis of TRIAXIAL Lab Data

No. of lab data points = 5
 c from analysis of lab data= 9.462 MPa
 phi from analysis of lab data= 8.982 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 10.575
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



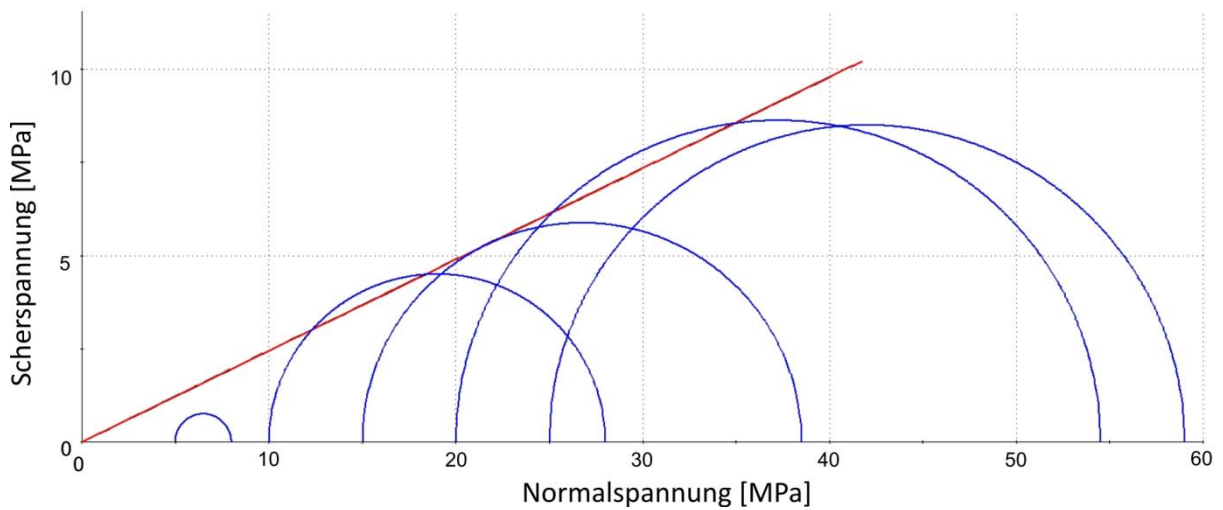
MLU-11 (Innendruck)

Mohr-Coulomb Criterion

cohesion = 0 MPa
 friction angle = 26.09 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 0 MPa
 alpha = 68.74 deg

Analysis of TRIAXIAL Lab Data

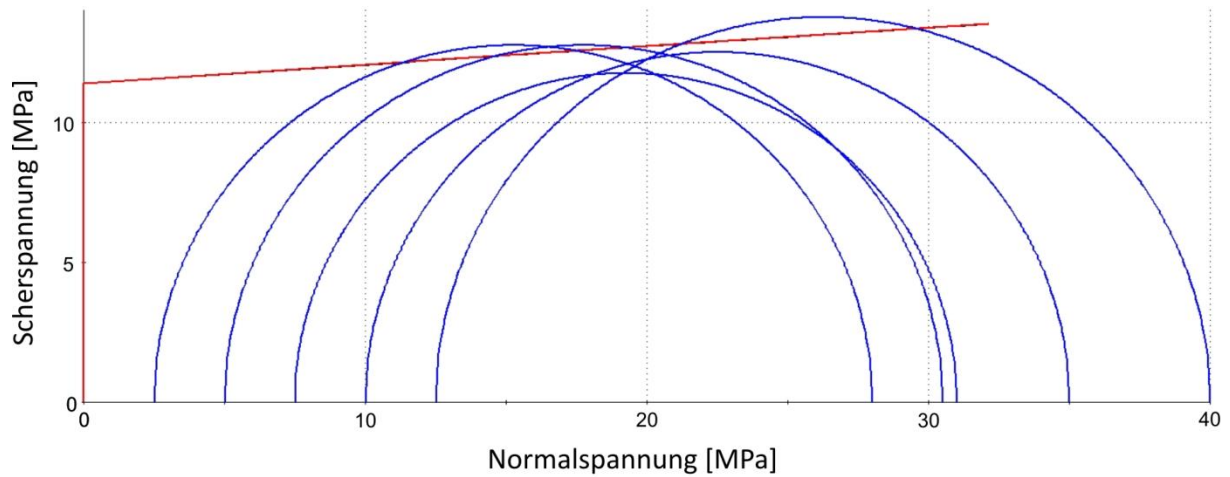
No. of lab data points = 5
 c from analysis of lab data= 2.38e-7 MPa
 phi from analysis of lab data= 26.090 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 65.988
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



MLU-12 (Außendruck)

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 11.403 MPa
 friction angle = 3.751 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 24.35 MPa
 alpha = 48.74 deg

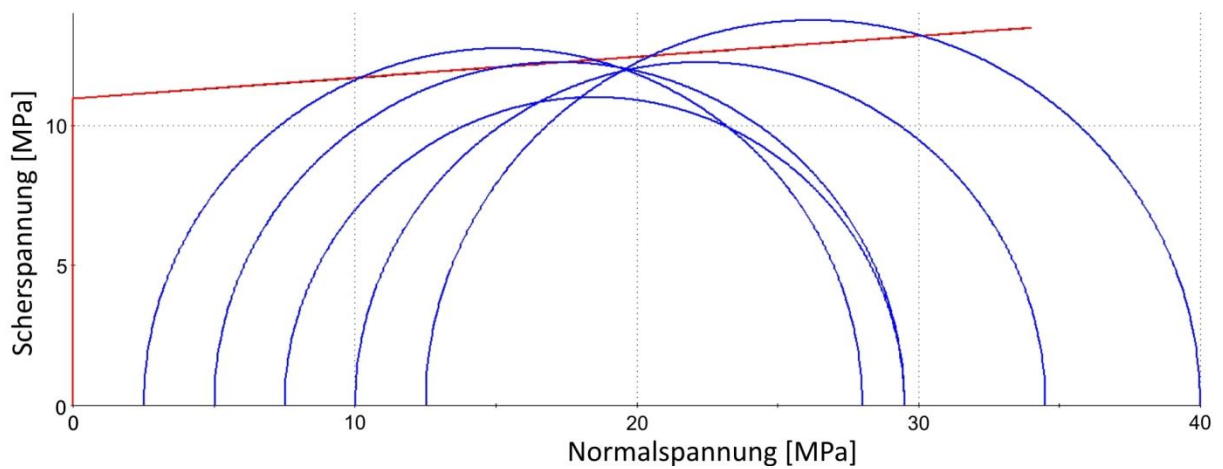
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 5
 c from analysis of lab data= 11.403 MPa
 phi from analysis of lab data= 3.751 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 6.975
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



MLU-12 (Innendruck)

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 10.956 MPa
 friction angle = 4.248 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 23.6 MPa
 alpha = 49.24 deg

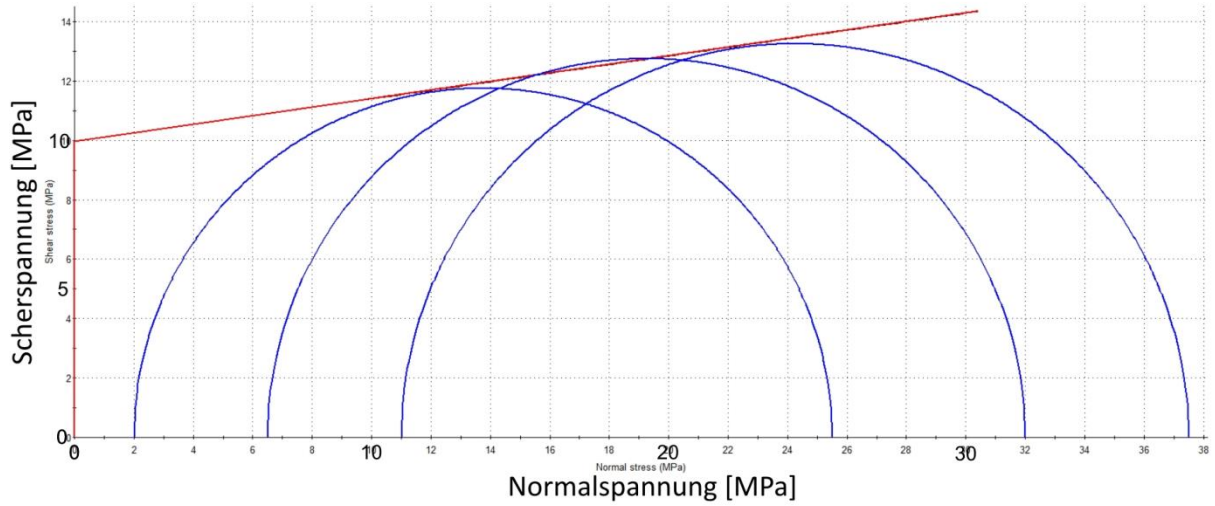
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 5
 c from analysis of lab data= 10.956 MPa
 phi from analysis of lab data= 4.248 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 14.200
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



MLU-14 (Außendruck)

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 9.959 MPa
 friction angle = 8.213 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 23 MPa
 alpha = 53.13 deg

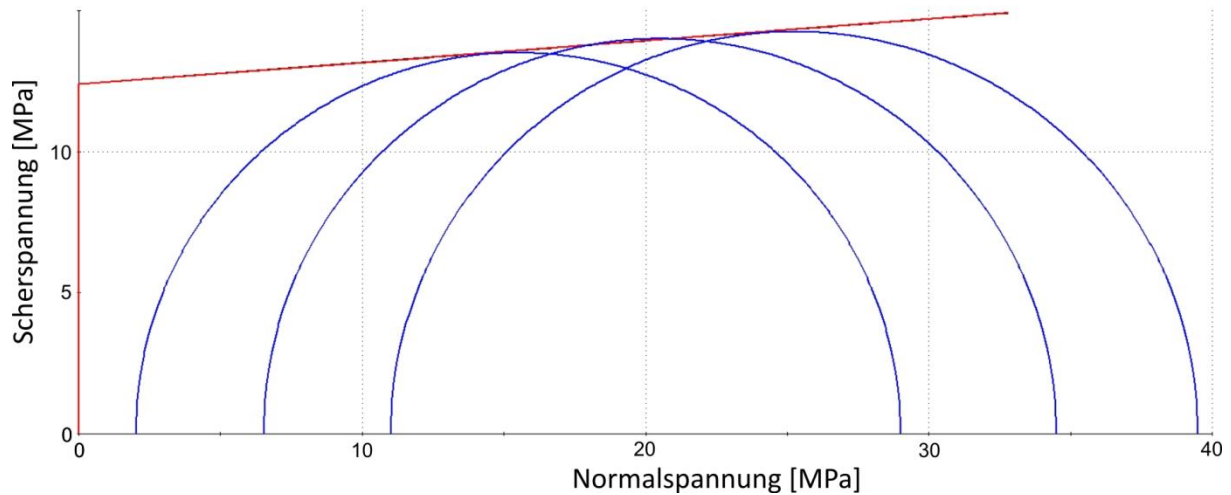
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 3
 c from analysis of lab data= 9.959 MPa
 phi from analysis of lab data= 8.213 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 0.167
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



MLU-14 (Innendruck)

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 12.383 MPa
 friction angle = 4.412 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 26.75 MPa
 alpha = 49.4 deg

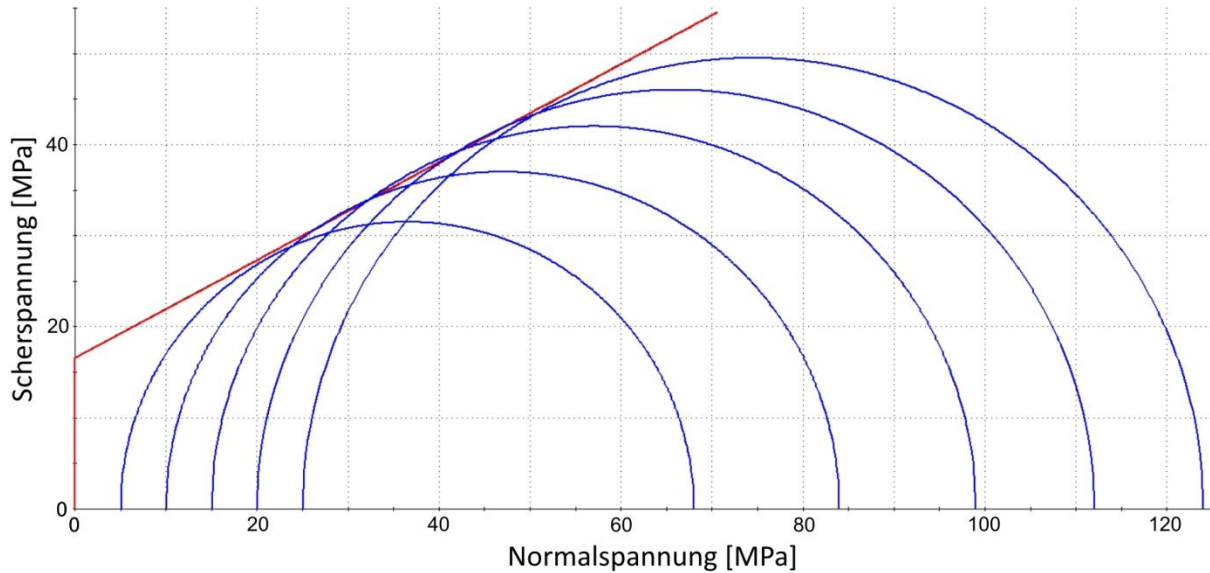
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 3
 c from analysis of lab data= 12.383 MPa
 phi from analysis of lab data= 4.412 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 0.042
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



MLU-15 (Außendruck)

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 16.554 MPa
 friction angle = 28.274 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 55.4 MPa
 alpha = 70.35 deg

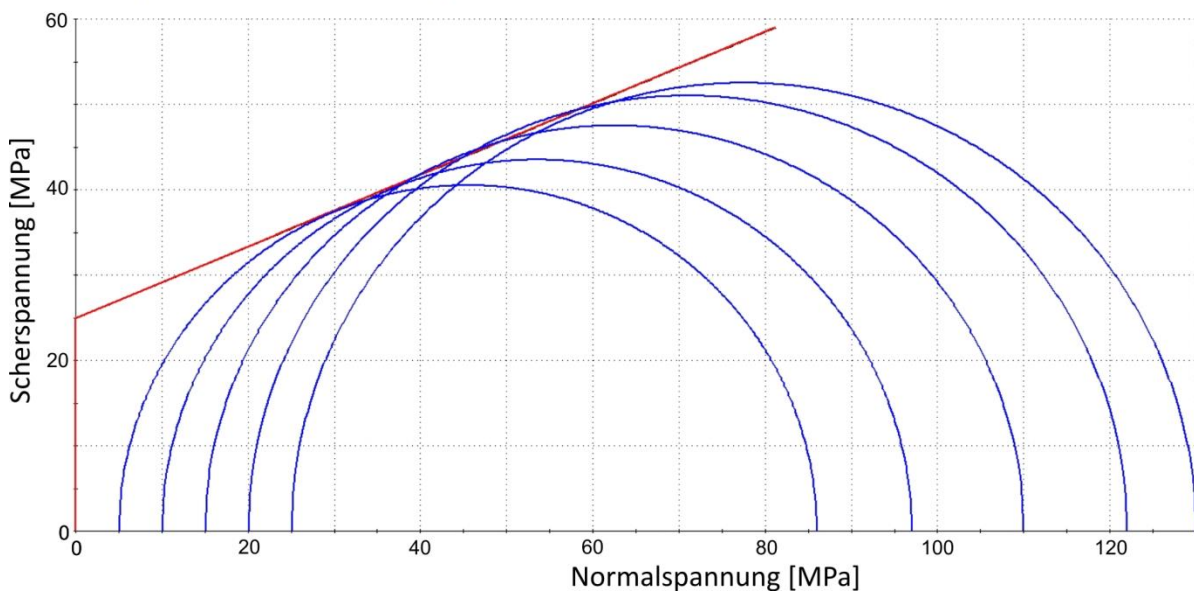
Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 5
 c from analysis of lab data= 16.554 MPa
 phi from analysis of lab data= 28.274 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 7.200
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



MLU-15 (Innendruck)

Mohr-Coulomb Criterion
 cohesion = 24.978 MPa
 friction angle = 22.737 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 75.1 MPa
 alpha = 66.13 deg

Analysis of TRIAXIAL Lab Data
 No. of lab data points = 5
 c from analysis of lab data= 24.978 MPa
 phi from analysis of lab data= 22.737 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 7.100
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



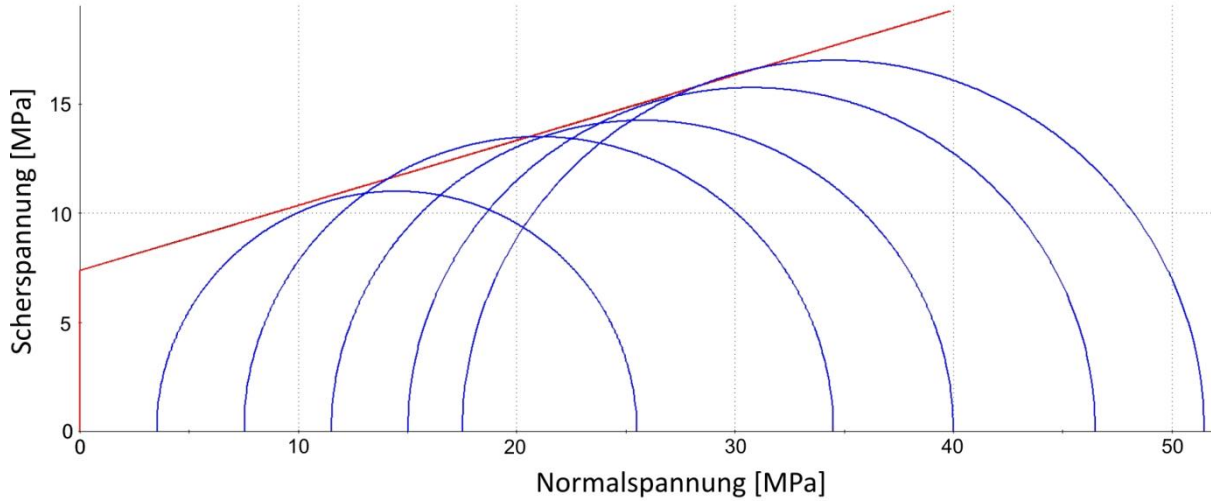
MLU-16 (Außendruck)

Mohr-Coulomb Criterion

cohesion = 7.372 MPa
 friction angle = 16.62 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 19.79 MPa
 alpha = 60.96 deg

Analysis of TRIAXIAL Lab Data

No. of lab data points = 5
 c from analysis of lab data= 7.372 MPa
 phi from analysis of lab data= 16.620 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 2.180
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



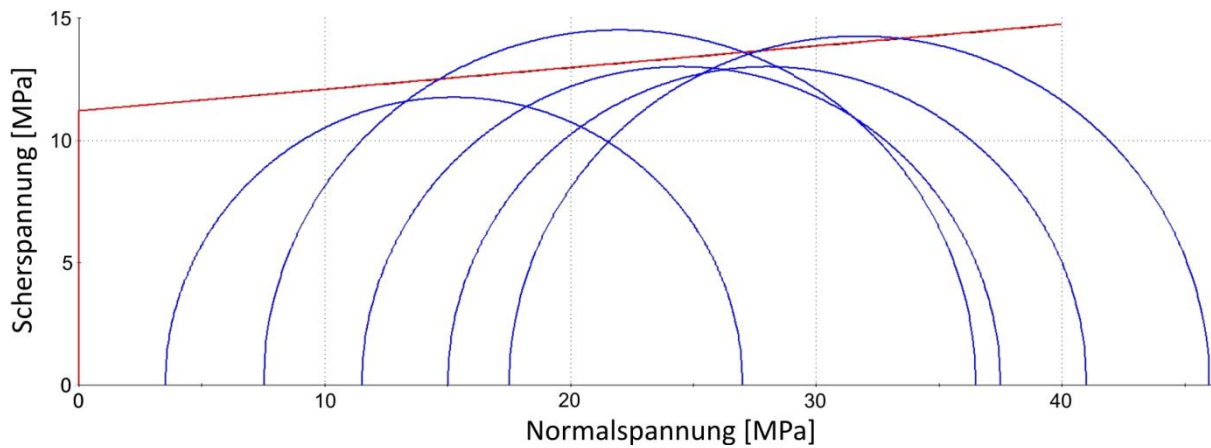
MLU-16 (Innendruck)

Mohr-Coulomb Criterion

cohesion = 11.206 MPa
 friction angle = 5.047 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 24.48 MPa
 alpha = 50.03 deg

Analysis of TRIAXIAL Lab Data

No. of lab data points = 5
 c from analysis of lab data= 11.206 MPa
 phi from analysis of lab data= 5.047 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 14.974
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



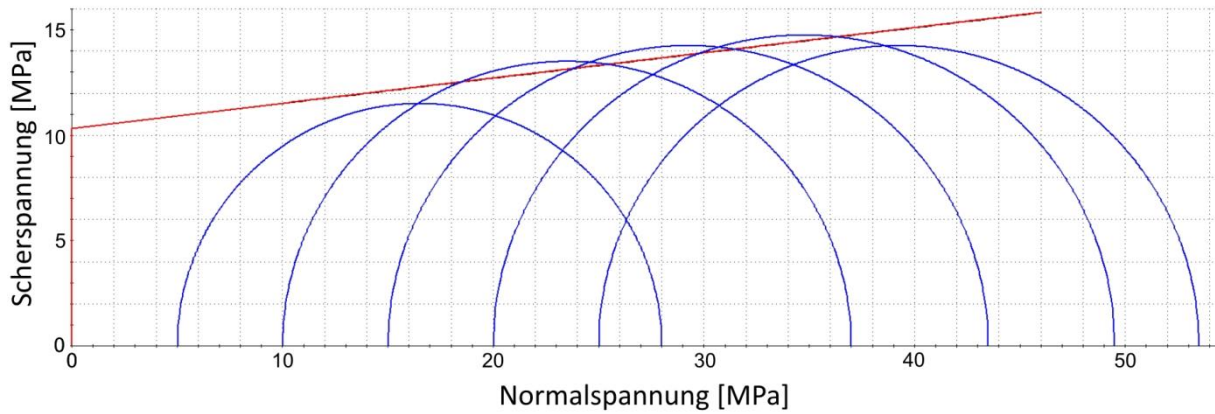
MLU-17 (Außendruck)

Mohr-Coulomb Criterion

cohesion = 10.316 MPa
 friction angle = 6.831 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 23.25 MPa
 alpha = 51.78 deg

Analysis of TRIAXIAL Lab Data

No. of lab data points = 5
 c from analysis of lab data= 10.316 MPa
 phi from analysis of lab data= 6.831 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 8.075
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



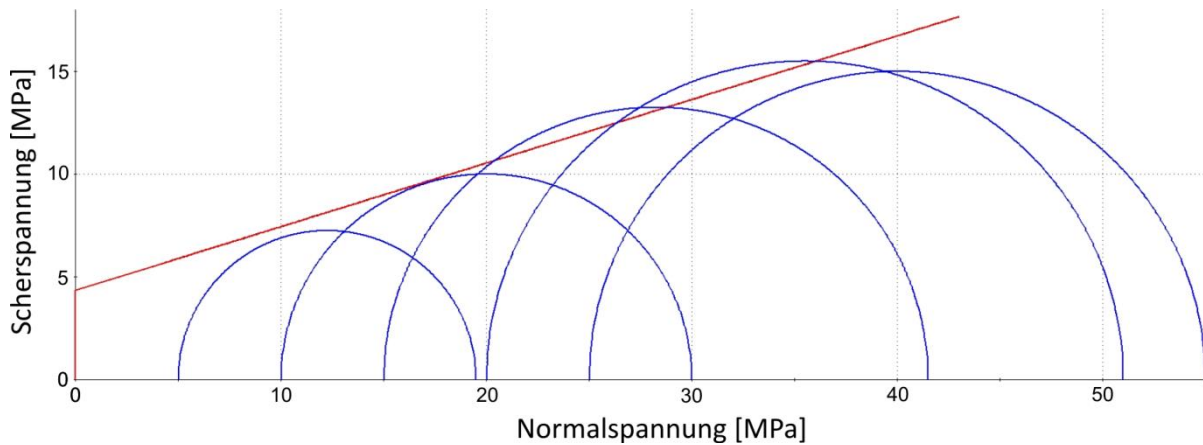
MLU-17 (Innendruck)

Mohr-Coulomb Criterion

cohesion = 4.35 MPa
 friction angle = 17.204 deg
 tensile strength = 0 MPa
 uniaxial compressive strength = 11.8 MPa
 alpha = 61.48 deg

Analysis of TRIAXIAL Lab Data

No. of lab data points = 5
 c from analysis of lab data= 4.350 MPa
 phi from analysis of lab data= 17.204 degrees
 Sum square of errors (Residuals) = 20.300
 Current fit method = LEVENBERG-MARQUARDT



V.IV Einzeltestergebnisse der Spaltzugversuche (Brazilian-Disc-Tests)

Testkörper	Zugfestigkeit σ_t [MPa]
GM-27-1	1,3
GM-07-6	4,8
GM-07-7	7,4
GM-07-8	6,3
GM-24-7	1,1
GM-24-8	1,7
GM-24-9	1,8
GM-25-6	2,4
GM-25-7	1,8
GM-29-10	5,4
GM-29-11	5
GM-29-12	4
GM-29-13	5,6
GM-29-14	6,6
GM-29-15	5,2
GM-29-16	7,1
GM-31-11	1,5
GM-31-12	1,2
GM-53-1	9,9
GM-53-2	9,4
GM-53-3	11,7
GM-53-4	11,3
GM-53-5	11,9
GM-53-6	9,9
GM-54-1	2,6
GM-54-2	2,7
GM-54-3	1,5
GM-54-4	2,1
GM-54-5	2,5
GM-54-6	1,7
GM-54-7	1,8
GM-54-8	2,1
GM-54-9	1,4
GM-55-1	0,4
GM-55-2	0,6
GM-55-3	0,3
GM-55-4	0,4
GM-38-1a	8,4
GM-38-2a	7,2
GM-38-3a	7,4
GM-38-4a	5,8
GM-39-1a	7
GM-39-2a	11,4
GM-41-1a	4,5
GM-41-3a	3,9
GM-41-4a	3,9
GM-42-1a	3,5
GM-42-2a	3,5
GM-42-3a	3,4
GM-42-4a	3,4
GM-42-5a	4,4

VI. Scherungs- und Dilatationstendenzen der modellierten Störungen

VI.1 Spannungsorientierung E-W

Geometrische und mechanische Charakteristika der modellierten Störungen (Ketzin-Antiklinale: F19-F29, restliches Untersuchungsgebiet). Die Störungen F20 und F21 kommen wahrscheinlich (zeitlich) am ehesten mit dem injizierten CO₂ in Kontakt. Spannungskonfiguration S_i ($\mu_i = 0,07$) ist in schwach verfestigten Gesteinen wirksam, in kompetenten Gesteinen herrscht Spannungszustand S_k ($\mu_k = 0,75$) vor.

Störung	mittleres Streichen/Fallen [°]	Scherungstendenz T _S		maximale Scherungstendenz T _{Smax} [%]		Dilatations-tendenz T _D
		S _{imin / max}	S _{kmin / max}	S _{imin / max}	S _{kmin / max}	
F1	103/64	0,061-0,057	0,74-0,73	81,0-80,9	96,9-96,9	0,83-
F2	96/70	0,051-0,047	0,72-0,71	67,6-67,3	94,5-94,2	0,88
F3	71/57	0,07-0,064	0,69-0,69	92,2-92,1	90,3-90,5	0,67
F4	84/62	0,065-0,06	0,76-0,75	85,7-85,5	99,2-99,2	0,78
F5	93/75	0,04-0,037	0,64-0,63	53,4-53,1	83,7-83,4	0,93
F6	258/51	0,074-0,068	0,67-0,67	97,7-97,6	87,9-88,2	0,6
F7	257/67	0,06-0,053	0,73-0,72	75,9-75,7	95,7-95,6	0,82
F8	266/66	0,06-0,055	0,76-0,75	78,9-78,6	99,2-99,2	0,83
F9	94/47	0,075-0,07	0,63-0,62	99,8-99,8	81,9-82,2	0,53
F10	277/60	0,068-0,063	0,75-0,74	89,9-89,7	97,8-97,9	0,76
F11	247/83	0,033-0,031	0,53-0,5	44-44,1	67-66,4	0,92
F12	260/72	0,032-0,03	0,54-0,53	42,4-42,2	70,4-70,1	0,9
F13	104/48	0,074-0,069	0,62-0,62	98,4-98,4	81,4-81,7	0,54
F14	119/52	0,07-0,065	0,6-0,6	92,5-92,5	77,8-78,1	0,55
F15	260/63	0,063-0,058	0,75-0,74	83,9-83,7	98,1	0,79
F16	74/67	0,057-0,053	0,72-0,71	75,5-75,3	93,9-93,9	0,82
F17	57/86	0,037-0,034	0,5-0,49	48,3-48,5	65,4-64,9	0,85
F18	73/80	0,034-0,032	0,55-0,54	45,5-45,4	71,5-71	0,93
F19	60/84	0,037-0,034	0,52-0,51	48,6-48,8	67,7-67,1	0,87
F20	271/78	0,03	0,54-0,53	41,9-41,8	70,5-70,2	0,96
F21	253/69	0,05-0,05	0,71-0,7	68,4-68,2	92,4-92,2	0,86
F22	72/48	0,074-0,068	0,61	97,4	80,4-80,7	0,53
F23	290/68	0,056-0,051	0,67-0,69	73,8-73,6	91,4-91,3	0,82
F24	81/80	0,028-0,025	0,48-0,47	36,6-36,4	62,5-62,1	0,96
F25	87/68	0,056-0,051	0,75-0,74	73,8-73,5	98,0-97,9	0,86
F26	79/65	0,06-0,55	0,75-0,74	79-78,7	97,5-97,4	0,82
F27	49/78	0,045-0,042	0,51-0,51	59,8-60	67,1-66,9	0,76
F28	53/77	0,046-0,042	0,54	60,3-60,4	71,1-70,9	0,78
F29	239/79	0,042-0,039	0,56-0,55	55,4-55,5	72,6-72,2	0,84

VI.II Spannungsorientierung N-S

Mittlere geometrische und mechanische Charakteristika der modellierten Störungen (Ketzin-Antiklinale: F19-F29, restliches Untersuchungsgebiet: F1-F18). Die Störungen F20 und F21 kommen wahrscheinlich (zeitlich) am ehesten mit dem injizierten CO₂ in Kontakt. Spannungskonfiguration S_i ($\mu_i = 0,07$) ist in schwach verfestigten Gesteinen wirksam, in kompetenten Gesteinen herrscht Spannungszustand S_k ($\mu_k = 0,75$) vor.

Störung	mittleres Streichen/Fallen [°]	Scherungstendenz T_S		maximale Scherungstendenz T_{Smax} [%]		Dilatations-tendenz T_D (S_I/II)
		S_{imin}/max	S_{kmin}/max	S_{imin}/max	S_{kmin}/max	
F1	103/64	0,034-0,031	0,24	44,4-44,2	31,4-32,0	0,42-0,41
F2	96/70	0,026-0,024	0,19	34,1-33,9	24,8-25,3	0,45-0,44
F3	71/57	0,042-0,038	0,3	55,2-55,0	38,8-39,4	0,4
F4	84/62	0,033-0,03	0,23	43,1-42,8	29,5-30,1	0,39
F5	93/75	0,018-0,017	0,14-	24,3-24,2	18,0-18,4	0,48-0,47
F6	258/51	0,039-0,036	0,26	51,2-51,0	33,5-34,1	0,32-0,33
F7	257/67	0,032-0,03	0,24	42,5	31,3-31,7	0,45-0,44
F8	266/66	0,027-0,025	0,2	36,2-36,0	25,7-26,2	0,43-0,42
F9	94/47	0,037-0,034	0,23	49,0-48,8	30,2-30,8	0,27-0,26
F10	277/60	0,033-0,03	0,23	43,1-42,8	29,4-30,0	0,39-0,38
F11	247/83	0,028-0,026	0,25	37,3-37,6	32,7	0,58-0,56
F12	260/72	0,026-0,024	0,2	34,6-34,4	25,7-26,1	0,47-0,45
F13	104/48	0,04-0,037	0,26	53,5-53,3	33,7-34,18	0,3-0,29
F14	119/52	0,05-0,046	0,36	66,5	47,3-47,8	0,4-0,39
F15	260/63	0,033-0,03	0,23-0,24	43,6-43,3	30,6-31,1	0,41-0,4
F16	74/67	0,034-0,031	0,26	44,3-44,2	33,3-33,8	0,47-0,46
F17	57/86	0,034-0,032	0,33	45,6-45,9	43,5-43,4	0,64-0,63
F18	73/80	0,025-0,023	0,21	32,7-32,8	27,0-27,1	0,53-0,52
F19	60/84	0,034-0,032	0,32	45,3-45,6	41,6	0,61-0,6
F20	271/78	0,016-0,015	0,11	18,8-18,7	14,0-14,3	0,49-0,47
F21	253/69	0,033-0,03	0,25-0,26	43,3	33,2-33,6	0,49-0,47
F22	72/48	0,043-0,04	0,28	56,9-56,8	36,6-37,2	0,3
F23	290/68	0,037-0,034	0,29	48,3	37,5-37,9	0,49-0,48
F24	81/80	0,017-0,016	0,14	23,1	18,1-18,3	0,5-0,49
F25	87/68	0,026-0,024	0,19	34,8-34,6	24,7-25,2	0,44-0,43
F26	79/65	0,033-0,03	0,24	43,6	31,4-31,9	0,43
F27	49/78	0,044-0,041	0,46-0,45	58,6-58,8	59,4	0,69
F28	53/77	0,042-0,039	0,41-0,4	55,9-56,1	53,1	0,64
F29	239/79	0,038-0,035	0,35	50,4-50,6	45,8	0,6-0,61