

Forschungsbohrung Heubach: Untersuchungen zu den geothermischen Reservoireigenschaften des Odenwald Kristallins

Diplomarbeit von

Bastian Welsch

Institut für Angewandte Geowissenschaften

Darmstadt, Oktober 12



TECHNISCHE
UNIVERSITÄT
DARMSTADT

Betreuer: Prof. Dr. Ingo Sass

Zweitbetreuer: Prof. Dr. Stephan Kempe

Forschungsbohrung Heubach: Untersuchungen zu den geothermischen Reservoir-eigenschaften des Odenwald Kristallins

Vorgelegt von

cand. Ing. Bastian Welsch

geboren am 13.06.1984

Oktober 12

Technische Universität Darmstadt

Institut für Angewandte Geowissenschaften

Fachgebiet Angewandte Geothermie

Schnittspahnstraße 9

64287 Darmstadt

www.iag.tu-darmstadt.de

Betreuer: Prof. Dr. Ingo Sass

Fachgebiet Angewandte Geothermie

Zweitbetreuer: Prof. Dr. Stephan Kempe

Fachgebiet Allgemeine Geologie & Stoffkreisläufe

Hiermit versichere ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel und Quellen angefertigt habe. Ferner erkläre ich, dass diese Arbeit noch nicht in einem anderen Studiengang als Prüfungsleistung verwendet wurde.

Bastian Welsch, Darmstadt, den 26. Oktober 2012

ABSTRACT

The present thesis was part of the research project “middle deep borehole heat exchanger Heubach”. A medium sized enterprise shall be supplied with heat by the use of an about 775 m deep coaxial borehole heat exchanger, which is tapping the crystalline basement of the Böllstein Odenwald. Additionally, eight double U-pipe heat exchangers with a total length of about 900 m are installed for heating and cooling of the production halls and the office building of the enterprise. The project represents the first use of deep geothermal energy in the Federal State of Hesse. The aim of the project is to obtain information and fundamentals about the planning, approval procedures and the project process and to gain a better knowledge about drilling engineering, the geology and geothermal properties of the Odenwald Crystalline Complex, all with regard to further deep geothermal projects in the region.

Part of this thesis was to examine the geothermal and petrophysical properties of the mainly gneissic rocks of the Böllsteiner Odenwald. For this purpose, rock samples from surface outcrops as well as core samples from a 90 m deep exploration well and core samples from two cored sections of the deep borehole in Heubach were investigated. After a petrographic classification of the samples, the parameters grain density, bulk density, porosity, matrix permeability, thermal conductivity and thermal diffusivity were measured in the lab. The specific heat capacity was calculated from the density, the thermal conductivity and the thermal diffusivity. Further investigations on the deformation behavior and the compression strength under uniaxial conditions were made.

The results of the measurements were underlain considerable variability. For some samples this was due to a different mineralogical and chemical composition, but for the main group of gneisses with a very similar, granitic composition the variability of the parameters can be explained by different fabrics and inhomogeneities of the rocks.

The thermal conductivities of the rock samples investigated were between 2,0 und 3,7 W/(m·K), the thermal diffusivities showed values from $1,0 \cdot 10^{-16}$ to $1,7 \cdot 10^{-16}$ m²/s. With

values under $3 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2$ the matrix permeabilities can be regarded as very low. The elastic moduli of the rock samples investigated were between 20 and 67 GPa, the uniaxial compression strengths lay between 69 to 275 MN/m².

In addition to the examinations on rock samples, investigations on the fracture system were carried out in five surface outcrops in the Böllstein Odenwald. The orientations of 570 fractures were measured and from this, the main fracture directions were determined. Furthermore, estimations about the degree of fracturing and the apertures of the fractures were made.

ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen des Forschungs- und Entwicklungsprojektes „Mitteltiefe Erdwärmesonde Heubach“ erstellt. Bei dem Projekt soll ein mittelständischer Industriebetrieb über eine etwa 775 m tiefe, das kristalline Grundgebirge des Böllsteiner Odenwaldes erschließende Koaxialsonde mit Wärme versorgt werden. Zusätzlich werden acht oberflächennahe Doppel-U-Sonden mit einer Gesamtsondenlänge von etwa 900 m zum Heizen und Kühlen der Fabrik- und Bürogebäude installiert. Das Projekt stellt die erste Nutzung tiefer Geothermie in Hessen dar. Es sollen wichtige Grundlagen im Hinblick auf die Planung, Genehmigungsverfahren und Abwicklung ähnlicher Projekte geschaffen werden sowie wichtige bohrtechnische, geologische und geothermische Fragestellungen, die speziell das Odenwald-Kristallin betreffen, erörtert werden.

Diese Arbeit beschäftigte sich dabei mit der Ermittlung geothermischer und gesteinsphysikalischer Kennwerte der vorwiegend aus Gneisen bestehenden Gesteine des Böllsteiner Odenwaldes. Diese wurden sowohl an Gesteinsproben aus Oberflächenaufschlüssen, als auch an Gesteinsproben aus einer 90 m tiefen, gekernten Erkundungsbohrung in Heubach, sowie an Gesteinsproben aus zwei Kernstrecken der knapp 800 m tiefen Bohrung in Heubach bestimmt. Nach einer petrographischen Einteilung der Gesteinsproben wurden diese auf die Parameter Reindichte, Rohdichte, Porosität, Gesteinspermeabilität, Wärme- und Temperaturleitfähigkeit hin untersucht. Aus Dichte, Wärme- und Temperaturleitfähigkeit wurde die spezifische Wärmekapazität der Proben berechnet. Außerdem wurden Untersuchungen zum Verformungsverhalten und zur Druckfestigkeit der Gesteine unter einaxialen Bedingungen durchgeführt. Die Messungen ergaben in der Regel deutliche Schwankungsbreiten der ermittelten Werte, die teilweise auf einen deutlichen Unterschied im Mineralgehalt einiger Gesteinsproben zurückzuführen waren. Eine große Gruppe von mineralogisch und chemisch relativ einheitlichen, granitischen Gneisen zeigte ebenfalls deutliche Schwankungsbreiten der Messwerte, die vor allem vom unterschiedlichen Gefüge und Inhomogenitäten im Gestein abhingen.

Die Wärmeleitfähigkeiten der Gesteinsproben lagen im Mittel zwischen 2,0 und 3,7 W/(m·K), Temperaturleitfähigkeiten zwischen $1,0 \cdot 10^{-16}$ und $1,7 \cdot 10^{-16}$ m²/s. Die Gesteinspermeabilitäten sind mit Werten unter $3 \cdot 10^{-16}$ m² als sehr gering zu bewerten. Die Elastizitätsmoduln der Gesteine lagen zwischen etwa 20 bis 67 GPa, die einaxialen Druckfestigkeiten zeigten hohe bis außerordentlich hohe Werte zwischen 69 und 275 MN/m².

Zusätzlich zu den Untersuchungen an Gesteinsproben wurden in fünf Oberflächenaufschlüssen im Böllsteiner Odenwald Trennflächenanalysen durchgeführt. Dabei konnten insgesamt 570 Klüfte eingemessen und daraus die vorherrschenden Kluftrichtungen ermittelt werden, sowie Aussagen zum Klüftungsgrad des Gebirges und zu Öffnungsweiten der Klüfte getroffen werden.

DANKSAGUNGEN

Zu allererst möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. Ingo Sass für die Vergabe des Diplomarbeitsthemas und die Betreuung der Arbeit bedanken.

Des Weiteren danke ich Herrn Prof. Dr. Stephan Kempe, der bei dieser Arbeit die Zweitbetreuung übernahm.

In keinem geringeren Maße danke ich Herrn Dipl.-Ing. Kristian Bär für die fachkundige Unterstützung und Betreuung sowie die vielen guten Ratschläge während der gesamten Arbeit.

Ebenfalls danken möchte ich Herrn Dipl. Ing. Sebastian Homuth, M.Sc. für die rasche Korrektur der Arbeit.

Ich danke Herrn Dr. Johann-Gerhard Fritsche sowie Frau Anne Kött vom Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie, die mich immer mit sachdienlichen Informationen bezüglich des Projektes in Heubach versorgt haben.

Ich danke Herrn Dr. Zijad Lemes von der HSE AG, der eine Mitarbeit am Projekt in Heubach überhaupt erst ermöglichte.

Außerdem danke ich Herrn Holger Scheibner, Herrn Bernd Dreieicher und Frau Gabi Schubert, die bei der Probenpräparation und bei Laborarbeiten immer zur Stelle waren und mir sehr viel Arbeit erspart haben.

Mein besonderer Dank gebührt Herrn Rainer Seehaus für die tatkräftige Unterstützung während der Geländearbeiten, bei der Probenaufbereitung sowie bei den Messungen mit der einaxialen Prüfmaschine.

Ebenso danke ich Herrn M.Sc. Liang Pei für seine Unterstützung bei den Versuchen mit der Thermotriaxialzelle und für die konstruktiven Diskussionen die sich daraus ergaben.

Ganz besonders möchte ich mich bei meiner Schwester Frau Nicole Welsch, M.Sc. für die Erstkorrektur meiner Arbeit sowie bei meiner Freundin Annabell Maier und meinen Eltern für ihre wunderbare Unterstützung bei allen Dingen abseits dieser Arbeit danken.

INHALTSVERZEICHNIS

Abstract	III
Zusammenfassung.....	V
Danksagungen	VII
Inhaltsverzeichnis	VIII
Abbildungsverzeichnis.....	XI
Tabellenverzeichnis	XV
1 Einleitung	1
1.1 Motivation	1
1.2 Einführung zur Geothermie	2
1.3 Geothermische Nutzungsmöglichkeiten in kristallinen Gesteinen	4
1.4 Forschungsprojekt Mitteltiefe Erdwärmesonde Heubach	5
1.5 Schichtenverzeichnisse Heubach.....	9
1.5.1 Vorläufiges Schichtenverzeichnis der tiefen Bohrung in Heubach	9
1.5.2 Schichtenverzeichnis der Erkundungsbohrung KB 8.....	12
2 Regionale Geologie	13
2.1 Geologischer Rahmen.....	13
2.2 Der Bergsträßer Odenwald	14
2.3 Die Otzberg-Zone	16
2.4 Der Böllsteiner Odenwald.....	16
Petrographie	17
Alter der Gesteine.....	19
Strukturentwicklung	20

Metamorphe Entwicklung	21
3 Petrografie der Gesteinsproben	23
3.1 Herkunft der Gesteinsproben	26
3.2 Einteilung der Gesteinsproben	28
3.2.1 Bändergneis.....	29
3.2.2 Biotitarmer Gneis	30
3.2.3 Biotit-Gneise.....	32
3.2.4 Hornblende-Gneise	36
3.2.5 Amphibolit.....	37
3.2.6 Rhyolith	39
3.3 Chemische Zusammensetzung der Gesteine.....	40
4 Trennflächenanalysen.....	44
4.1 Aufschluss 1100 m ESE von Oberklingen (Lok. 2)	46
4.2 Aufschluss am Wanderparkplatz bei Oberklingen (Lok. 3)	48
4.3 Steinbruch der Fa. Röhrig Granit (Lok. 8)	49
4.4 Aufschluss zwischen Langenbrombach und Hembach (Lok. 15).....	52
4.5 Aufschluss am Zentralkompostplatz Brombach (Lok. 17)	53
4.6 Vergleich und Bewertung der Ergebnisse	54
5 Laboruntersuchungen.....	60
5.1 Probenaufbereitung und Messablauf.....	60
5.2 Messmethoden	62
5.2.1 Dichte und Porosität.....	62
5.2.2 Permeabilität.....	67
5.2.3 Wärmeleitfähigkeit.....	70
5.2.4 Temperaturleitfähigkeit	71

5.2.5	Spezifische Wärmekapazität	77
5.2.6	Einaxiale Druckfestigkeit	78
5.2.7	Thermotriaxialzelle.....	83
5.3	Messergebnisse	87
5.3.1	Reindichte, Rohdichte und Porosität	87
5.3.2	Gesteinspermeabilitäten.....	90
5.3.3	Wärmeleitfähigkeit.....	92
5.3.4	Temperaturleitfähigkeit	98
5.3.5	Spezifische Wärmekapazität	101
5.4	Vergleich der geothermischen Gesteinsparameter	102
5.4.1	Permeabilität und Porosität	102
5.4.2	Porosität und Wärmeleitfähigkeit.....	103
5.4.3	Permeabilität und Wärmeleitfähigkeit	105
5.5	Druckversuche	106
5.5.1	Eignungsprüfung der Thermotriaxialzelle für die vorgesehenen Versuche	106
5.5.2	Spannungs-Dehnungs-Eigenschaften aus einaxialen Druckversuchen.....	109
5.5.3	Einaxiale Druckfestigkeit	113
6	Schlussfolgerungen	117
6.1	Erste geothermische Erkenntnisse aus dem Forschungsprojekt Heubach	120
6.2	Ausblick.....	121
	Literaturverzeichnis	123
7	Anhang.....	129

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abbildung 1.1: Schematischer Lageplan am Projektstandort	6
Abbildung 1.2: Ausbauskizze der tiefen Bohrung in Heubach	8
Abbildung 1.3: vorläufiges Bohrprofil, tiefe Bohrung Heubach	11
Abbildung 1.4: Bohrprofil Erkundungsbohrung KB 8	12
Abbildung 2.1: Geologische Übersichtskarte des Odenwaldes.....	14
Abbildung 2.2: Geologische Übersichtskarte des Böllsteiner Odenwaldes.	17
Abbildung 2.3: PT-Pfad des Böllsteiner Odenwaldes	22
Abbildung 3.1: geologische Übersichtskarte mit Probennahmepunkten.	26
Abbildung 3.2: Einteilung der Gesteinsproben	28
Abbildung 3.3: Foto: Anschliff eines Bändergneises	29
Abbildung 3.4: Dünnschliffaufnahme chloritisierter Biotit	30
Abbildung 3.5: Foto: Anschliff eines biotitarmen Gneises, Probe Aufschluss 8	31
Abbildung 3.6: Dünnschliffaufnahmen Serizitisierung von Plagioklasen	31
Abbildung 3.7: Foto: Anschliff eines Biotit-Gneises	32
Abbildung 3.8: Dünnschliffaufnahmen geschieferten Biotit-Gneises.....	33
Abbildung 3.9: Von Biotit "umflossener" Plagioklas	33
Abbildung 3.10: Foto: Anschliff eines leicht geschieferten Gneises	34
Abbildung 3.11: Dünnschliffaufnahmen Zweiglimmer-Gneises.....	34
Abbildung 3.12: feinkörniger, dunkler, granatführender Biotit-Gneis.....	35
Abbildung 3.13: Dünnschliffaufnahme des feinkörnigen Biotit-Gneises	35
Abbildung 3.14: Foto: Anschliff eines Biotit-Chlorit-Hornblende-Gneises.	36
Abbildung 3.15: Dünnschliffaufnahme eines Biotit-Chlorit-Hornblende-Gneises	37

Abbildung 3.16: Foto: Anschliff eines Amphibolits	37
Abbildung 3.17: Dünnschliffaufnahmen eines Amphibolits.....	38
Abbildung 3.18: Dünnschliffaufnahmen eines feinkörnigen Amphibolits	38
Abbildung 3.19: Foto: Anschliff der Rhyolith-Probe.....	39
Abbildung 3.20: Darstellung der Gesteine im TAS-Diagramm.	42
Abbildung 4.1: Ausgewählte Aufschlüsse für Kluftanalysen.	45
Abbildung 4.2: Darstellung der Kluftorientierungen in Aufschluss Nr. 2	47
Abbildung 4.3: Darstellung der Kluftorientierungen in Aufschluss Nr. 3.	48
Abbildung 4.4: Übersichtsfoto des Steinbruchs Röhrig Granit bei Böllstein.....	50
Abbildung 4.5: Darstellung der Kluftorientierungen in Aufschluss Nr. 8	51
Abbildung 4.6: Darstellung der Kluftorientierungen in Aufschluss Nr. 15	52
Abbildung 4.8: Darstellung der Kluftorientierungen in Aufschluss Nr. 17	54
Abbildung 4.9: räumliche Verteilung der Streichrichtungen im Böllsteiner Odenwald.....	55
Abbildung 4.10: Darstellung der Kluftorientierungen aller Aufschlüsse.....	56
Abbildung 4.11: Rezente Hauptspannungsrichtungen in Hessen und Übersichtskarte der bruchtektonischen Elemente im Böllsteiner Odenwald	57
Abbildung 5.1: zylindrische Gesteinsprobe und Kernbohrmaschine.	62
Abbildung 5.2: Foto und Schematischer Aufbau des AkkuPyc 1330.....	64
Abbildung 5.3: Foto des Geopyc 1360 und schematischer Aufbau des Messzylinders	66
Abbildung 5.4: Foto und Skizze des Minipermeameters.....	68
Abbildung 5.5: Darstellung der Abhängigkeiten der Wärmeleitfähigkeit.....	70
Abbildung 5.6: Funktionsskizze des Thermal Conductivity Scanners.....	72
Abbildung 5.7: Thermal Conductivity Scanner im Labor des IAG.....	75
Abbildung 5.8: Prüfpresse zur Bestimmung der einaxialen Druckfestigkeit.....	78
Abbildung 5.9: Prüfkörper und Spannungsverteilungen im Einaxialen Druckversuch.	80

Abbildung 5.10: fiktives Beispiel einer Spannungs-Dehnungs-Linie.	81
Abbildung 5.11: schematischer Schnitt durch die Thermotriaxialzelle.....	83
Abbildung 5.12: Prüfkörper und Spannungsverteilung in einer Triaxialzelle.....	84
Abbildung 5.13: Hochdruckkinnzelle der Thermotriaxial-Prüfmaschine	86
Abbildung 5.14: Darstellung der gemessenen Reindichten und Rohdichten.	88
Abbildung 5.15: Porositäten in sortierter Darstellung	89
Abbildung 5.16: Foto: an Biotitlagen angreifende Verwitterung.....	90
Abbildung 5.17: gemessene Gesteinspermeabilitäten, Box-Whisker-Plots.....	91
Abbildung 5.18: Häufigkeitsverteilung der Wärmeleitfähigkeiten eines Biotit-Gneises. ...	92
Abbildung 5.19: Box-Whisker-Plots der ermittelten Wärmeleitfähigkeiten.....	94
Abbildung 5.20: Wärmeleitfähigkeiten entlang einer Messspur eines Bändergneises	94
Abbildung 5.21: Wärmeleitfähigkeiten entlang einer Messspur eines Bändergneises	95
Abbildung 5.22: Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit von Kieselsäuregehalt.....	96
Abbildung 5.23: Messung der Wärmeleitfähigkeiten orthogonal und parallel zur Foliation.	97
Abbildung 5.24: Wärmeleitfähigkeiten parallel und orthogonal zur Foliation der Gesteine	98
Abbildung 5.25: Messspurmittelwerte der Temperatur- und Wärmeleitfähigkeiten	99
Abbildung 5.26: graphische Darstellung der mittleren Temperaturleitfähigkeiten,	101
Abbildung 5.27: Probenmittelwerte der errechneten spezifischen Wärmekapazität.....	102
Abbildung 5.28: Porosität und Permeabilität der Gesteinsproben.....	102
Abbildung 5.29: Porosität und Wärmeleitfähigkeit der Gesteinsproben	103
Abbildung 5.30: Mediane der Permeabilitäten und Mittelwerte der Wärmeleitfähigkeiten einzelner Messspuren	105
Abbildung 5.31: Spannungs-Dehnungs-Linien von Einaxialer Prüfmaschine und Thermotriaxialzelle im Vergleich.....	107

Abbildung 5.32: Spannungs-Dehnungs-Linien von Einaxialer Prüfmaschine und Thermotriaxialzelle im Vergleich, Aluminiumprobe	108
Abbildung 5.33: Spannungs-Dehnungs-Linien ausgewählter Proben.	110
Abbildung 5.34: Verformungsmaßzahlen in Abhängigkeit vom Spannungsbereich.....	112
Abbildung 5.35: einaxiale Druckfestigkeiten in größensortierter Darstellung	114
Abbildung 5.36: Fotos: Proben vor und nach einaxialem Druckversuch	115
Abbildung 5.37: Spannungs-Dehnungs-Linien aus dem einaxialen Druckversuch.	116
Abbildung 6.1: Potenzialeinstufung der geothermischen Kennwerte.....	118
Abbildung 6.2: Mittlere Wärme- und Temperaturleitfähigkeiten und die daraus berechneten spezifischen Wärmekapazitäten der untersuchten petrographischen Einheiten.....	118
Abbildung 7.1: Geologische Übersichtskarte des Böllsteiner Odenwaldes mit Probennahmepunkten.....	129
Abbildung 7.2: Bohrprofil der tiefen Bohrung in Heubach, Teufenabschnitt von 0 bis 260 m u. GOK.....	130
Abbildung 7.3: Bohrprofil der tiefen Bohrung in Heubach, Teufenabschnitt von 260 bis 520 m u. GOK.....	131
Abbildung 7.4: Bohrprofil der tiefen Bohrung in Heubach, Teufenabschnitt von 520 bis 774,9 m u. GOK.....	132
Abbildung 7.5: Wärmeleitfähigkeiten entlang einer Messspur eines Bändergneises.	138
Abbildung 7.6:Wärmeleitfähigkeiten entlang einer Messspur eines biotitarmen Gneises	139

TABELLENVERZEICHNIS

Tabelle 1: Herkunft der Gesteinsproben.....	27
Tabelle 2: chemische Zusammensetzung ausgewählter Gesteinsproben des Böllsteiner Odenwaldes (Röntgenfluoreszenzanalyse)	41
Tabelle 3: Bezeichnungen zur Beschreibung der Öffnungsweite von Trennflächen	45
Tabelle 4: Bezeichnungen zur Beschreibung von Kluft- und Schieferungsflächenabständen	46
Tabelle 5: Bezeichnungen für die Rauigkeit von Trennflächen	46
Tabelle 6: Empfohlene Standardkombinationen für Temperaturleitfähigkeitsmessungen und deren Gültigkeitsbereich.	76
Tabelle 7: Berechnete Verformungsmaßzahlen ausgewählter Proben	111
Tabelle 8: Spannungsbereiche, in denen die Verformungswerte bestimmt wurden.....	111
Tabelle 9: Messwerte der Reindichten, Rohdichten und Porositäten.	133
Tabelle 10: Gesteinspermeabilitäten der gemessenen Proben.	134
Tabelle 11: Wärme- und Temperaturleitfähigkeiten der Proben.	135
Tabelle 12: berechneten Wärmekapazitäten.	136
Tabelle 13: Ergebnisse des einaxialen Druckversuchs.	137

1 EINLEITUNG

1.1 Motivation

Das rasante Wachstum der Weltbevölkerung im Zusammenspiel mit dem wirtschaftlichen Aufschwung von Schwellenländern wie China oder Indien zu wichtigen Industrienationen führt zu einem starken Anstieg des globalen Energieverbrauchs. Unter Annahme eines Bevölkerungswachstums um 1,7 Milliarden Menschen und eines durchschnittlichen jährlichen Weltwirtschaftswachstums von 3,5 % wird sich der Weltenergieverbrauch bis 2035 um etwa ein Drittel erhöhen (INTERNATIONAL ENERGY AGENCY, 2011). Dieser Energiebedarf kann auf Dauer nicht durch die immer knapper werdenden fossilen Brennstoffe gedeckt werden. Ein weiterer entscheidender Faktor bei der Frage nach dem richtigen Umgang mit Energieressourcen ist der globale Klimawandel. Dieser wird zu einem großen Teil auf anthropogenen CO₂-Ausstoß durch die Verbrennung fossiler Brennstoffe zurückgeführt (ICCP, 2007).

Der Energiebereitstellung aus sauberen, regenerativen Ressourcen kommt daher eine entscheidende Rolle im Hinblick auf die Lösung der genannten Schwierigkeiten zu. Neben Wasserkraft, Windkraft, Solarenergie und Biomasse kann die Geothermie einen wichtigen Beitrag zum zukünftigen Energiemix leisten. Um diese Energiequelle effizient nutzen zu können und das Fündigkeitsrisiko sowie das geologische und geotechnische Risiko zu minimieren, sind weitere Forschungsarbeiten auf dem Gebiet der Geothermie vonnöten.

Etwa 95 % des Gesamtpotenzials zur geothermischen Stromerzeugung in Deutschland entfallen auf kristalline Gesteine (PASCHEN ET AL., 2003). Neben der Stromerzeugung in sogenannten Enhanced Geothermal Systems (EGS) oder dem reinen Entzug von Wärme durch Erdwärmesonden stellen kristalline Gesteine aufgrund ihrer geothermischen Eigenschaften potenzielle Wärmespeicher dar (sogenannte „Kristalline Wärmespeicher“), in denen überschüssige Wärme im Sommer gespeichert und bei erhöhtem Wärmebedarf im Winter wieder entzogen werden kann.

Bei den untersuchten Gesteinseinheiten des Böllsteiner Odenwaldes handelt es sich um metamorph überprägte Granite und Granodiorite, die dem kristallinen Grundgebirge angehören. Da Kristallingesteine für die Exploration nach fossilen Energierohstoffen uninteressant sind, gibt es nur wenige Bohrungen, die diese Gesteine in größerer Teufe aufschließen. Die etwa 775 m tiefe Bohrung in die Böllsteiner Gneise bei Heubach stellt in Hessen in diesem Zusammenhang eine Besonderheit dar.

Aufgrund der geologischen Ähnlichkeiten der Gesteine des Böllsteiner Odenwaldes zu bereits im Rahmen des Forschungsprojektes „3D-Modell der geothermischen Tiefenpotenziale von Hessen“ untersuchten kristallinen Gesteinen (BÄR, 2012) geht diese Arbeit zunächst von einem hohen geothermischen Potenzial aus. Um dies zu bestätigen, vereint sie Untersuchungen zu den geothermischen Eigenschaften der Gesteine aus der Bohrung Heubach sowie Untersuchungen der Gesteine aus ausgewählten Oberflächenaufschlüssen im Böllsteiner Odenwald. Die dadurch gewonnenen Erkenntnisse über die geothermischen Eigenschaften können dann wiederum in die Planung von petrothermalen Geothermieprojekten, die das kristalline Grundgebirge erschließen sollen, integriert werden. Sie sollen zu einer Verbesserung der Datengrundlage für Reservoircharakterisierungen und -modellierungen beitragen.

1.2 Einführung zur Geothermie

Als geothermische Energie - auch Erdwärme oder Geothermie genannt - wird die unterhalb der Oberfläche der festen Erdoberfläche gespeicherte thermische Energie bezeichnet (VDI-RICHTLINIE 4640, Juni 2010). Diese Energie hat verschiedene Ursprünge. Die obersten Meter der Erdkruste stehen unter dem Einfluss der Sonneneinstrahlung. Während der Tageseinfluss wenige Dezimeter beträgt, können jahreszeitlich beeinflusste Temperaturschwankungen im Untergrund in der Regel bis zu einer Tiefe von 10 bis 20 m beobachtet werden (KALTSCHMITT, 1999). Unterhalb dieser Tiefe bestimmt der Wärmestrom aus dem Erdinneren die Temperatur des Untergrunds. Der geothermische Gradient, also die Temperaturzunahme mit der Tiefe beträgt im Mittel etwa 3 K pro 100 m, kann regional jedoch stark davon abweichen. Quellen für den Wärmestrom aus dem Erdinneren sind zu etwa 30 % Gravitationswärme, die auf die Entstehung der Erde

zurückzuführen ist, und zu etwa 70 % die radiogene Wärmeproduktion des Gesteins durch den radioaktiven Zerfall von Uran-, Thorium- und Kaliumisotopen in der Erdkruste (STOBER ET AL., 2011). Daraus ergibt sich zur Erdoberfläche hin eine durchschnittliche Wärmestromdichte von etwa 65 mW/m^2 . Umgerechnet auf die gesamte Erdoberfläche resultiert daraus eine Energieabgabe der Erde an die Atmosphäre von etwa 1000 EJ (10^{21} J) pro Jahr (KALTSCHMITT, 1999).

Bei der Nutzung dieser Energie wird zwischen oberflächennaher und tiefer Geothermie unterschieden. Bei der oberflächennahen Geothermie wird die Energie aus geringen Tiefen (meist bis 150 m, höchstens 400 m, nach STOBER ET AL., 2011) und damit auf einem geringen Temperaturniveau von meist weniger als 20 °C dem Untergrund entzogen (PRINZ & STRAUß, 2011). Die technische Nutzung der Energie ist in diesem Fall meist nur durch eine Anhebung des Temperaturniveaus durch elektrisch betriebene Wärmepumpen möglich (STOBER & BUCHER, 2012). Man unterscheidet dabei zwischen geschlossenen und offenen Systemen. Erdwärmesonden, -körbe und -kollektoren sind geschlossene Rohrleitungen in denen ein Wärmeträgermedium zirkuliert, das dem Untergrund Wärme entzieht. In offenen Systemen ist Grundwasser das Wärmeträgermedium. Es wird einem Aquifer entzogen und nach dem Wärmeentzug im Regelfall wieder zugeführt.

Nach STOBER ET AL. (2011) beschreibt die tiefe Geothermie Systeme, die durch Tiefbohrungen erschlossen werden und deren Energie ohne Anhebung des Temperaturniveaus genutzt werden kann. Per Definition beginnt diese ab einer Tiefe von 400 m und ab Temperaturen von über 20 °C . Üblicherweise wird jedoch erst ab einer Tiefe von 1000 m und ab Temperaturen von etwa 60 °C von tiefer Geothermie im eigentlichen Sinn gesprochen (STOBER ET AL., 2011). Die gewonnene Energie kann in Nah- und Fernwärmenetze eingespeist werden, zur Stromgewinnung beitragen oder auch zur Kraft-Wärme-Kopplung verwendet werden. Für Heizzwecke werden allgemein Ausgangstemperaturen von möglichst deutlich über 40 °C (über 80 °C bei Fernwärme) benötigt, für eine wirtschaftliche Nutzung zur Stromerzeugung sollten die Temperaturen über 120 °C liegen (VERBAND BERATENDER INGENIEURE VBI, 2010).

Bei der tiefen Geothermie kann zwischen hydrothermalen und petrothermalen Systemen unterschieden werden. Hydrothermale Systeme nutzen das in Aquiferen oder Störungszonen vorhandene Wasser (STOBER ET AL., 2011). Dies geschieht im Regelfall über Dublet-

tenanlagen, also mittels Entnahme- und Reinjektionsbohrungen. Bei hydrothermalen Systemen können Hoch- und Niedrigenthalpie-Lagerstätten unterschieden werden. Hochenthalpie-Lagerstätten sind bis auf wenige Ausnahmen an vulkanische Aktivität gebunden. Sie zeichnen sich durch hohe Temperaturen in vergleichsweise geringen Tiefen aus.

In petrothermalen Systemen wird überwiegend die in gering durchlässigen Gesteinen gespeicherte Energie genutzt (STOBER ET AL., 2011). Diese Nutzungsart ist dadurch unabhängig von wasserführenden Schichten. Neben tiefen Erdwärmesonden wird die Energie vor allem in sogenannten Enhanced-Geothermal-Systems (EGS) entzogen. Da letztere bei der geothermischen Nutzung kristalliner Gesteine eine entscheidende Rolle spielen, werden sie im folgenden Kapitel näher beschrieben.

Über die geothermische Energiegewinnung hinaus kann der Untergrund auch als Speicher für thermische Energie genutzt werden. Dabei wird in Zeiten mit einem Überschuss an thermischer Energie Wärme über die bekannten Wärmetauschersysteme in den Untergrund eingeleitet und zu einem Zeitpunkt mit erhöhtem Wärmebedarf wieder entnommen. Nach der VDI-RICHTLINIE 4640 (2001) sind sogenannte thermische Untergrundspeicher besonders für saisonale Speicherung geeignet, also für den Ausgleich der unterschiedlichen Anforderungen an Wärme in Sommer und Winter.

1.3 Geothermische Nutzungsmöglichkeiten in kristallinen Gesteinen

Aufgrund ihrer meist geringen Wasserführung ist eine hydrothermale Nutzung kristalliner Gesteine im Regelfall nicht möglich. Neben geschlossenen Systemen wie Erdwärmesonden, die in beinahe allen Gesteinsarten zur Anwendung kommen können, wird in kristallinen Gesteinen das sogenannte Hot-Dry-Rock-Verfahren (HDR) angewendet. Es zählt zu den Enhanced Geothermal Systems (EGS), Verfahren, die generell die Produktivität einer Bohrung durch thermische, chemische oder hydraulische Stimulation erhöhen sollen, unabhängig davon, ob es sich um ein hydrothermales oder petrothermales System handelt (STOBER ET AL., 2011).

Kristalline Gesteine werden in der Regel hydraulisch stimuliert (HDR-Verfahren). Wasser wird unter hohem Druck in eine Bohrung eingepresst, wodurch vorhandene Klüfte geweitet oder verheilte Klüfte aufgebrochen werden. Durch die Stimulation erhöht sich die Durchlässigkeit des Gebirges. Um die Klüfte über längere Zeit, auch nach Reduktion des Einpressdrucks offen zu halten, müssen eventuell Stützmittel (z. B. Feinkies, Quarzsand o.ä.) in die Klüfte eingepresst werden (PRINZ & STRAUß, 2011). Das so geschaffene Kluftnetzwerk mit seiner erhöhten Wasserwegsamkeit stellt einen künstlichen Wärmetauscher dar, über den Wasser von einer Injektionsbohrung zu einer Entnahmebohrung zirkulieren und dabei dem Gestein Wärme entziehen kann.

Des Weiteren eignen sich kristalline Gesteine aufgrund ihrer Eigenschaften als sogenannte „kristalline Wärmespeicher“. Die meist guten Wärmeleitfähigkeiten dieser Gesteine begünstigen die Einspeicherung und den Entzug von Wärme, während die geringe Wasserführung einen konvektiven Abtransport von Wärme und somit den Wärmeverlust aus dem Speichersystem verhindert.

1.4 Forschungsprojekt Mitteltiefe Erdwärmesonde Heubach

In Heubach bei Groß-Umstadt soll der mittelständische Industriebetrieb FRENGER SYSTEMEN BV über eine knapp 800 m tiefe Bohrung und acht oberflächennahe Bohrungen (zwischen 80 und 130 m) mit geothermischer Energie zum Heizen und Kühlen versorgt werden (HESSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT UND GEOLOGIE, 2011).

Bei dem Vorhaben in Heubach handelt es sich um ein Forschungsprojekt, das nicht nur auf den wirtschaftlichen Betrieb der Heizanlage abzielt, sondern vor allem neue Erkenntnisse für zukünftige, ähnliche Vorhaben liefern soll.

Die Leitung des Projektes obliegt der HEAG Südhessische Energie AG (HSE). Gefördert wird das Vorhaben durch das Hessische Ministerium für Umwelt, Energie, Landwirtschaft und Verbraucherschutz (HMUELV) mit Mitteln aus dem Europäischen Fonds für regionale Entwicklung (EFRE). Projektpartner der HSE sind neben FRENGER SYSTEMEN BV das mit der Bohrung beauftragte Unternehmen H. Anger's Söhne Bohr- und Brunnenbau-gesellschaft mbH sowie der Heizsysteme- und Wärmepumpenspezialist Viessmann Werke GmbH & Co KG. Die wissenschaftliche Begleitung des Projektes erfolgt durch das

Hessische Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG), sowie die Universität Kassel und die Technische Universität Darmstadt. Durchführung und Auswertung von bohrloch-geophysikalischen Untersuchungen erfolgen durch das Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG).

Insgesamt sollen bei dem Projekt Produktionshallen mit einer Fläche von ca. 6000 m² und Büroräume mit einer Fläche von ca. 1400 m² über Strahlungsheizungen und -kühlungen klimatisiert werden. Daraus ergibt sich in der Heizperiode eine Wärmeleistung von bis zu 140 kW bei einer Vorlauftemperatur von 35 °C und in den Sommermonaten eine Kühlleistung von bis zu 45 kW bei einer Vorlauftemperatur von 17 °C, die durch Erdwärmesonden bereitgestellt werden sollen (FRITSCHKE ET AL., 2011). Eine Übersicht über den Projektstandort mit den Positionen der Sonden gibt Abbildung 1.1.

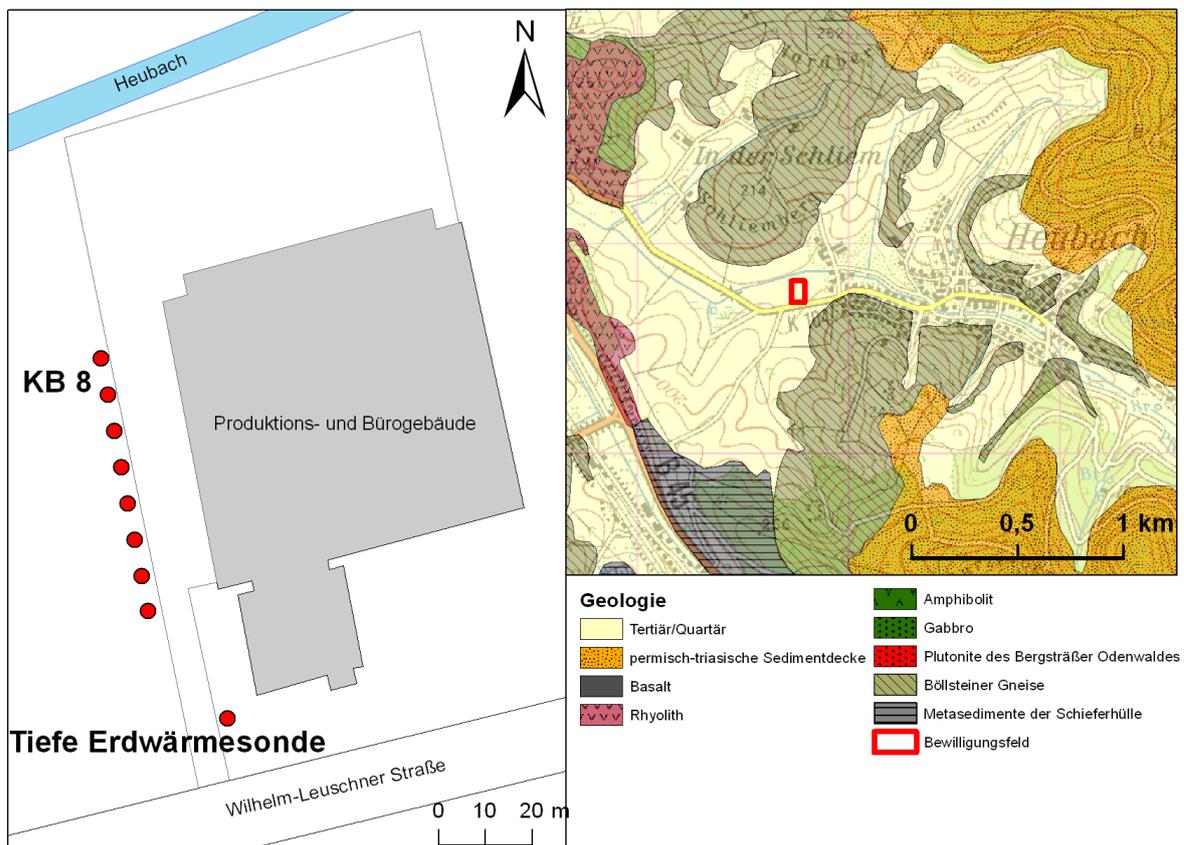


Abbildung 1.1: links: Schematischer Lageplan am Projektstandort mit Lage der tiefen Erdwärmesonde und der acht flachen Erdwärmesonden (rot); rechts: Ausschnitt aus der geologischen Karte 1:25000 (nach CHELIUS & VOGEL, 1894) mit Bewilligungsfeld des Projektes.

Zuerst wurden die acht oberflächennahen Bohrungen abgeteuft und mit Doppel-U-Sonden ausgestattet. Eine dieser Bohrungen (KB 8) wurde hierbei als Kernbohrung ausgeführt und die daraus gewonnenen Gesteinsproben auf ihre geothermischen Eigenschaften hin untersucht. Zudem wurden im Bohrloch geophysikalische Messungen durchgeführt. Die Untersuchungsergebnisse gingen anschließend in eine numerische Modellierung ein, um die endgültige Dimensionierung der tiefen Erdwärmesonde festzulegen (HESSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT UND GEOLOGIE, 2011).

Im Anschluss an die Modellierung wurde mit den Bohrarbeiten für die tiefe Erdwärmesonde begonnen. Im Verlauf der Bohrung traten wiederholt bohrtechnische Schwierigkeiten auf. In einer Tiefe von 320 bis 326 m wurde eine stark entfestigte Zone durchteuft. Wegen ständigem Nachfall aus diesem Abschnitt in das Bohrloch mussten die Bohrarbeiten unterbrochen werden. Um den Nachfallbereich zu stabilisieren, wurde dieser zementiert. Dazu wurde zuerst der Abschnitt unterhalb der entfestigten Zone mit Kies aufgefüllt und anschließend Zement in den Nachfallbereich verpresst. Um mit den Bohrarbeiten fortfahren zu können musste zunächst der Zementpfropfen und der darunter befindliche Kies durchbohrt werden (HESSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT UND GEOLOGIE, 2012).

Weitere Schwierigkeiten waren mit der unerwarteten Härte des Gesteins verbunden. Ein erhöhter Verschleiß der Bohrkronen und zum Teil sehr geringen Bohrfortschritte waren die Folgen. Bei einer Teufe von 613 m wurde der erste von zwei geplanten gekernten Bohrabschnitten angesetzt. Anstatt der erhofften neun Meter konnten aufgrund des hohen Bohrkronenverschleißes jedoch lediglich 4 m Kernstrecke gewonnen werden.

Bei einer Teufe von 772,5 m ereignete sich nach einem Wechsel des Rollenmeißels ein Gestängebruch. Nach Bergung des Gestänges wurde ab dieser Teufe mit der zweiten Kernstrecke begonnen. Wegen des weiterhin sehr geringen Bohrfortschritts wurden die Bohrarbeiten bei 772,8 m vorläufig beendet. Es erfolgten bohrlochgeophysikalische Messungen durch das Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG) und danach der Einbau und die Zementierung der 7“-Stahlverrohrung. Anschließend wurde unterhalb der verrohrten Strecke mit der Kernstrecke fortgefahren. Auch hierbei konnte nur noch ein sehr geringer Bohrfortschritt erzielt werden, weshalb die Bohrung bei einer Teufe von 774,9 m, also etwa 25 m vor Erreichen der geplanten Endteufe von 800 m frühzeitig beendet wurde. Anstatt der geplanten neun Meter konnten deshalb bei der zweiten

Kernstrecke lediglich 2,4 m Bohrkern gewonnen werden (HESSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT UND GEOLOGIE, 2012).

Im Anschluss an die Bohrarbeiten erfolgte der Einbau des GfK-Steigrohrs und damit der Ausbau der Bohrung zu einer Koaxialsonde. Eine Skizze des Ausbaus findet sich in Abbildung 1.2. Nähere Informationen hierzu geben FRITSCHKE ET AL. (2012).

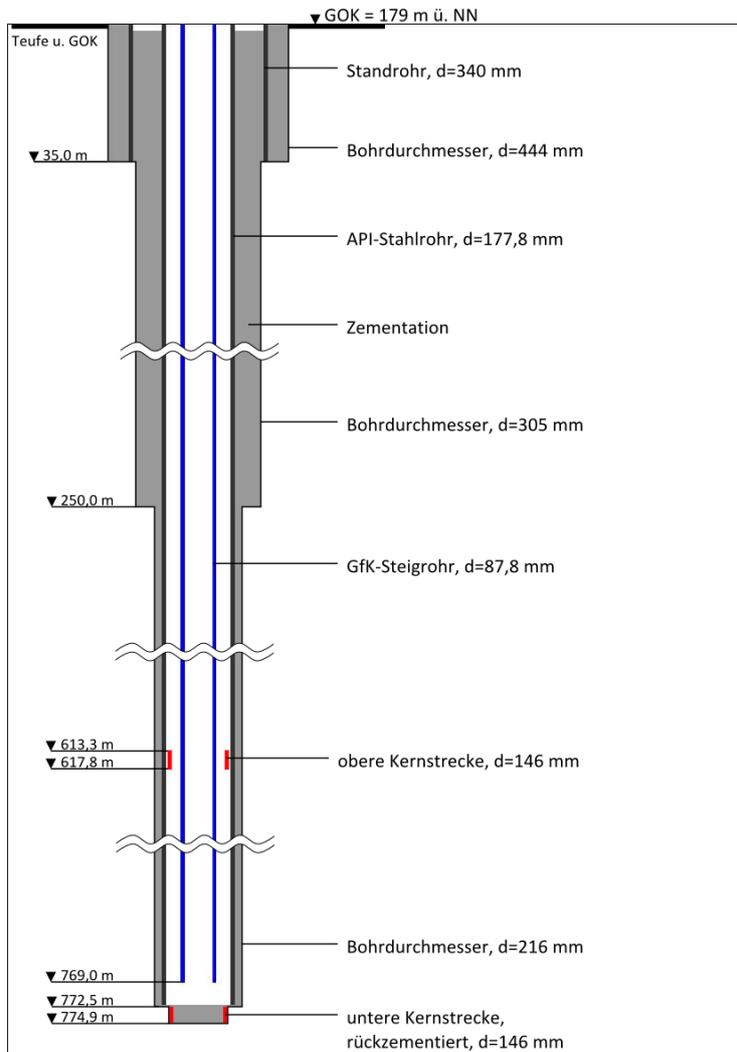


Abbildung 1.2: Ausbauskizze der tiefen Bohrung in Heubach (nach FRITSCHKE ET AL., 2012). Nicht maßstabsgetreu.

1.5 Schichtenverzeichnisse Heubach

1.5.1 Vorläufiges Schichtenverzeichnis der tiefen Bohrung in Heubach

Zum gegenwärtigen Zeitpunkt ist lediglich ein vorläufiges Schichtenverzeichnis der Bohrung in Heubach verfügbar, das freundlicherweise vom Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) zur Verfügung gestellt wurde und auf den Internetseiten des HLUGs beschrieben ist (HESSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT UND GEOLOGIE, 2012). Dieses beruht auf der Aufnahme von Bohrklein (Cuttings) während des Bohrbetriebs und der Aufnahme von zwei Bohrkernstrecken. Abbildung 1.3 zeigt eine vereinfachte Form des Bohrprofils, eine detaillierte Version findet sich in Anhang B.

Von der Geländeoberkannte bis zu einer Teufe von drei Metern finden sich quartäre Tone, die als Ablagerungen des Pferdsbachs gedeutet werden. Darunter folgt bis zu einer Teufe von 19 m quartärer Hangschutt. Dieser besteht aus mittel- bis grobsandigen, teils auch kiesigen Buntsandsteinbruchstücken und Quarzkörnern, die in eine tonig-schluffige Matrix eingebettet sind. Ab 19 m beginnt die Auflockerungszone des Grundgebirges mit einem stark verwitterten, grusigen Hornblende-Biotit-Gneis. Mit zunehmender Tiefe nimmt der Verwitterungsgrad ab, bis schließlich ab einer Teufe von 26 m unverwitterter Hornblende-Biotit-Gneis erbohrt wurde. Dieser ist bis zu einer Teufe von 71 m aufgeschlossen, wird jedoch abschnittsweise unterbrochen: Zwischen 34 m und 39 m wird der Hornblende-Biotit-Gneis von grobkörnigen hellen Pegmatiten und feinkörnigen hellen Apliten durchzogen. Letztere setzen sich fast ausschließlich aus Quarz und Feldspat zusammen. Bei einer Teufe von 39 m folgt eine etwa ein Meter mächtige mylonitische Störungszone. Durch diesen stark zersetzten, feinkörnigen und stark glimmerführenden Bereich findet ein geringer Wasserzufluss zum Bohrloch statt. Zwischen 42 und 44 m treten weitere Pegmatite auf, bei einer Teufe von 54 bis 54,5 m ist ein äußerst feinkörniger, dunkler, lagiger Mylonit aufgeschlossen. Unter dem Hornblende-Biotit-Gneis folgen bis zu einer Teufe von 287 m im wesentlichen Biotit-Gneise unterschiedlicher Ausprägung, die ebenfalls bisweilen unterbrochen werden. Sie können spätestens ab einer Teufe von 87 m granatführend sein. Zwischen 87 und 89 m und zwischen 100 und 108 m Teufe sind die Biotit-Gneise stark glimmerführend (auch Muskovit), von 113 bis 166 m enthalten sie unterschiedliche Anteile an Hornblende und Granat, Biotit ist zum

Teil chloritisiert. Zwischen 111 und 113 m und zwischen 134 und 137 m durchschlagen zwei helle Pegmatite und zwischen 148 und 150 m sowie zwischen 171 und 173 m durchschlagen zwei helle, granitoide Gänge den Biotit-Gneis, deren Feldspatanteil hauptsächlich aus Kalifeldspat besteht. Von 166 bis 170 m Teufe wird der Biotit-Gneis von einem Muskovit-Chlorit-Gneise abgelöst. Zwischen 192 m und 195 m ist ein kalifeldspatreicher Biotit-Gneis aufgeschlossen. Darauf folgt bis 228 m Teufe Chlorit-Biotit-Gneis, der von 211 bis 212 m von einem Muskovit-Gneis/Glimmerschiefer durchzogen wird. Ab 228 bis 244 m ist ein granitoider Gneis aufgeschlossen. Darunter folgt erneut Biotit-Gneis. Dieser wird von granitoidem Gneis (252-258 m), einem Pegmatit (258-259 m) und Biotit-Glimmerschiefern (260-260,5 m, 275-275,5 m, 287-287,5 m) unterbrochen. Unterhalb von 287,5 m folgt bis 321 m eine Wechselfolge aus Biotit-(Glimmer-)Schiefern, die von einzelnen Pegmatit- und Quarzgängen durchzogen werden. Zwischen 321 und 326 m folgt eine stark entfestigte Zone aus grauem Ton und Gneisgrus. Dabei handelt es sich vermutlich um die Zerrüttungszone einer steilstehenden Störung. Unterhalb von 326 m ist Biotit-Schiefer aufgeschlossen, der bei 330 m Teufe in einen Chlorit-Biotit-Schiefer übergeht. Ab 340 m bis 437 m folgt ein annähernd 100 m mächtiger Abschnitt aus extrem feinkörnigen, grünscharzen Gneisen, die bereichsweise Granate führen können. Diese dunklen Gneise werden von einem Pegmatit (386-388 m) und einem Mylonit (415-416 m) unterbrochen. Von 437 bis 438 m Teufe ist ein Quarzgang angebohrt, auf den bis 449 m ein feinkörniger, mylonitischer Biotit-Schiefer folgt, der von einem weiteren Quarzgang (443-444 m) durchschlagen wird. Unterhalb von 449 m bis zu einer Teufe von 634 m folgt ein fast 200 m mächtiger Abschnitt aus feinkörnigen Biotit-Gneisen, die bereichsweise granatführend sind. Die Gneise werden von mehreren Apliten (467-471 m, 549-550 m, 609-611 m und 612-613 m) und einem Quarzgang unterbrochen. Von 525 bis 528 m Teufe befindet sich ein stark vertonter, grusig verwitterter Abschnitt im Gneis. Ab 595 m zeichnet sich der feinkörnige Biotit-Gneis durch einen erhöhten Anteil an kleinen Quarzgängen aus. Von 613 bis 617 m befindet sich der obere von zwei gekernten Abschnitten. Der erbohrte feinkörnige, teils quarzische Biotit-Gneis ist granatführend und zeichnet sich durch wechselnde Anteile von Biotit und Feldspat aus. Er enthält teilweise boudinierte quarzreiche Lagen und ist in einzelnen Bereichen mylonitisch ausgeprägt. Unterhalb des feinkörnigen Biotit-Gneises folgt von 634 m Teufe eine 45 m mächtige Rhyolith-Intrusion, die vor etwa 290 Ma in die Böllsteiner Gneise eindrang. Ab 679 m bis 762 m folgt eine

Wechselagerung von feinkörnigen Biotit-Gneisen mit Biotit-Schiefen, die quarzreiche Lagen enthält und von Apliten und Pegmatiten durchschlagen wird. Zwischen 684 und 687 m wird die Wechselagerung zudem von einem Quarzgang und von 726 bis 733 m Teufe von einem verlehnten Abschnitt unterbrochen. Von 762 m bis zur Endteufe von 774,9 m steht granitoider Gneis an. Auf den letzten 2,4 m wurde die untere Kernstrecke angesetzt. Der dabei gewonnene rötliche Gneis zeigt eine deutlich ausgeprägte metamorphe Bänderung aus feldspatreichen und feldspatarmen Lagen.

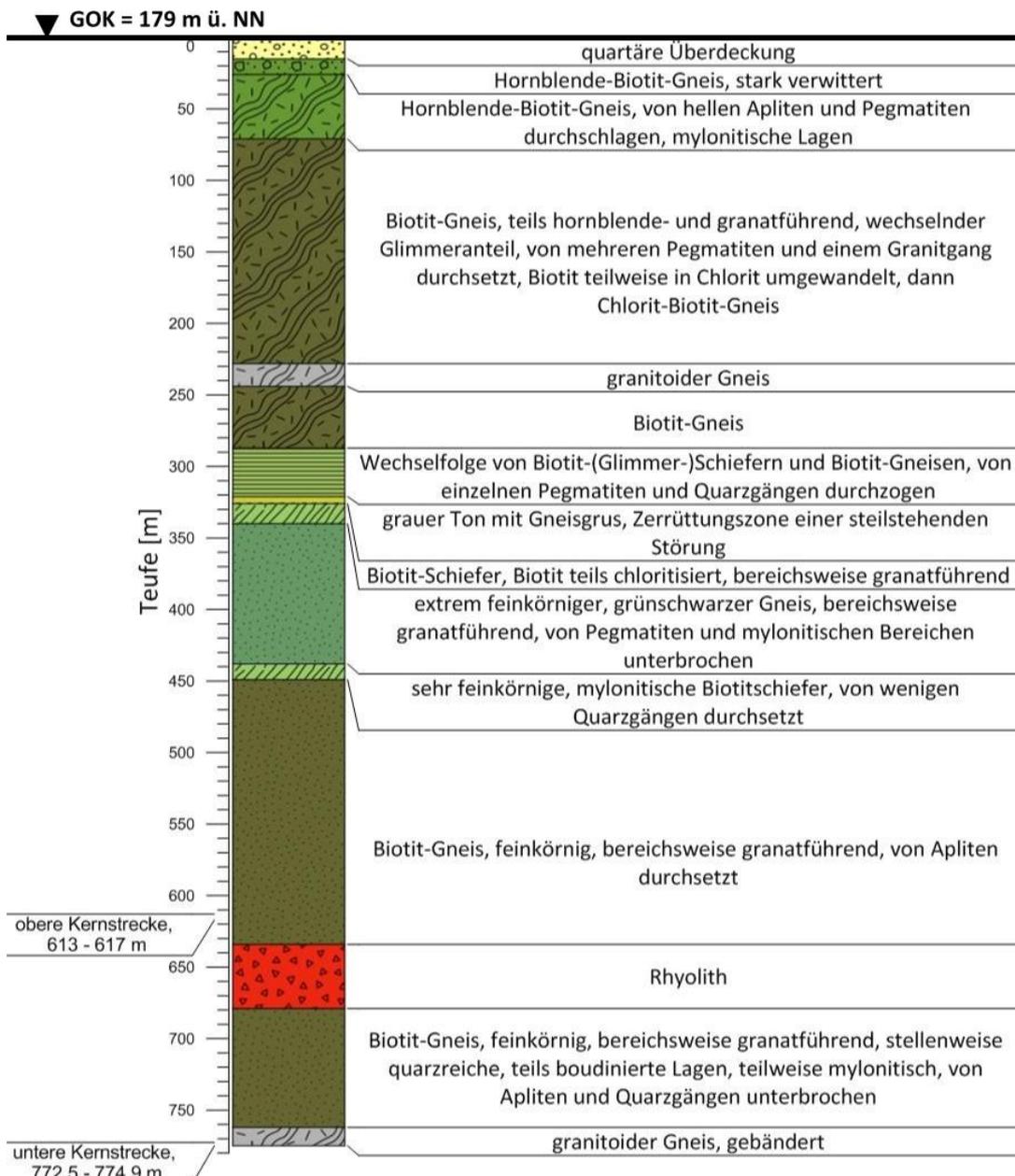


Abbildung 1.3: vorläufiges Bohrprofil, tiefe Bohrung Heubach, stark vereinfacht (nach HESSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT UND GEOLOGIE, 2012)

1.5.2 Schichtenverzeichnis der Erkundungsbohrung KB 8

Das Schichtenverzeichnis der im Vorfeld der tiefen Bohrung in Heubach abgeteufte, 90 m tiefen Erkundungsbohrung KB 8 wurde ebenfalls vom Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) angefertigt und freundlicherweise zur Verfügung gestellt.

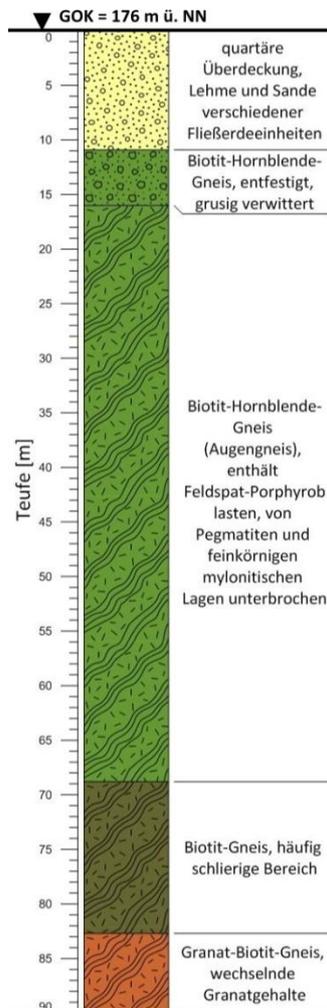


Abbildung 1.4: Bohrprofil Erkundungsbohrung KB 8 (nach FRITSCHÉ ET AL., 2011)

Abbildung 1.4 zeigt das daraus erstellte vereinfachte Bohrprofil. Eine detailliertere Ausgabe des Bohrprofils findet sich bei FRITSCHÉ ET AL. (2011). Ab Geländeoberkante bis zu einer Teufe von 10,9 m ist quartäre Überdeckung aufgeschlossen. Diese besteht im Allgemeinen aus Lehmen und Sanden unterschiedlicher Fließerdeeinheiten. Darauf folgt bis 16 m die Verwitterungszone des Festgesteins, die sich aus grusig verwittertem, entfestigtem Biotit-Hornblende-Gneis zusammensetzt. Ab 16 m bis zu einer Teufe von 68,8 m folgt unverwitterter Biotit-Hornblende-Gneis, dessen charakteristisches Merkmal bis zu mehrere Zentimeter große Feldspat-Porphyroblasten, sogenannte Feldspat-Augen sind, von denen der Begriff Augengneis herrührt. Die Farbe dieses Gneises wechselt von rötlich grau, über hellgrau, rosa bis hin zu dunkelgrau. Er wird bereichsweise von flach einfallenden, bis zu Dezimeter mächtigen Pegmatiten und feinkörnigen mylonitischen Lagen unterbrochen. Von 68,8 bis 82,7 m Teufe folgt feinkörnigerer Biotit-Gneis, in dem vermehrt schlierige Bereiche auftreten. Darunter folgt bis zur Endteufe von 90 m Granat-Biotit-Gneis, der sich durch stark wechselnde Granatgehalte auszeichnet.

2 REGIONALE GEOLOGIE

2.1 Geologischer Rahmen

Die Mitteleuropäischen Varisziden wurden bereits durch KOSSMAT (1927) von Nordwest nach Südost in vier Groseinheiten untergliedert (Abbildung 2.1, oben rechts): Die Subvariszische Saumsenke, das Rhenoherynikum, das Saxothuringikum und das Moldanubikum. Der Kristalline Odenwald ist das größte geologische Fenster ins Grundgebirge der vorwiegend von mesozoischen Sedimenten überlagerten Mitteldeutschen Kristallinschwelle. Diese bildet den nördlichsten Teil des Saxothuringikums und wird nach Nordwesten hin durch die Nördliche Phyllitzone vom Rhenoherynikum getrennt (ALTENBERGER & BESCH, 1993; STEIN, 2001; STEIN ET AL., 2001).

Die Kristallingesteine des Odenwaldes werden im Westen von der Grabenrandverwerfung des im Tertiär angelegten Oberrheingrabens und im Norden von den permischen Sedimenten der Saar-Selke-Senke begrenzt. Im Osten und Süden wird das Odenwald Kristallin von mesozoischen Sedimenten überlagert (STEIN, 2001).

Der Odenwald wird in den westlich gelegenen Bergsträßer Odenwald und den nordöstlich gelegenen, flächenmäßig kleineren Böllsteiner Odenwald untergliedert, die sich aufgrund radiometrischer Daten (z. B. TODT ET AL., 1995), der Strukturentwicklung (z. B. ALTENBERGER & BESCH, 1993; CHATTERJEE, 1960), der geochemischen Signaturen (z. B. ALTENBERGER ET AL., 1990; REISCHMANN ET AL., 2001) und der P/T/t-Entwicklung (z. B. OKRUSCH, 1995; WILLNER ET AL., 1991) deutlich voneinander unterscheiden lassen (STEIN ET AL., 2001). Die beiden Einheiten werden von einer überregional bedeutsamen sinistralen Scherzone, der sogenannten Otzberg-Zone voneinander getrennt (WALTER, 2007).

Da sich die Untersuchungen dieser Arbeit auf den Böllsteiner Odenwald beschränken, soll im Folgenden nur kurz auf den Bergsträßer Odenwald und ausführlicher auf den Böllsteiner Odenwald eingegangen werden.

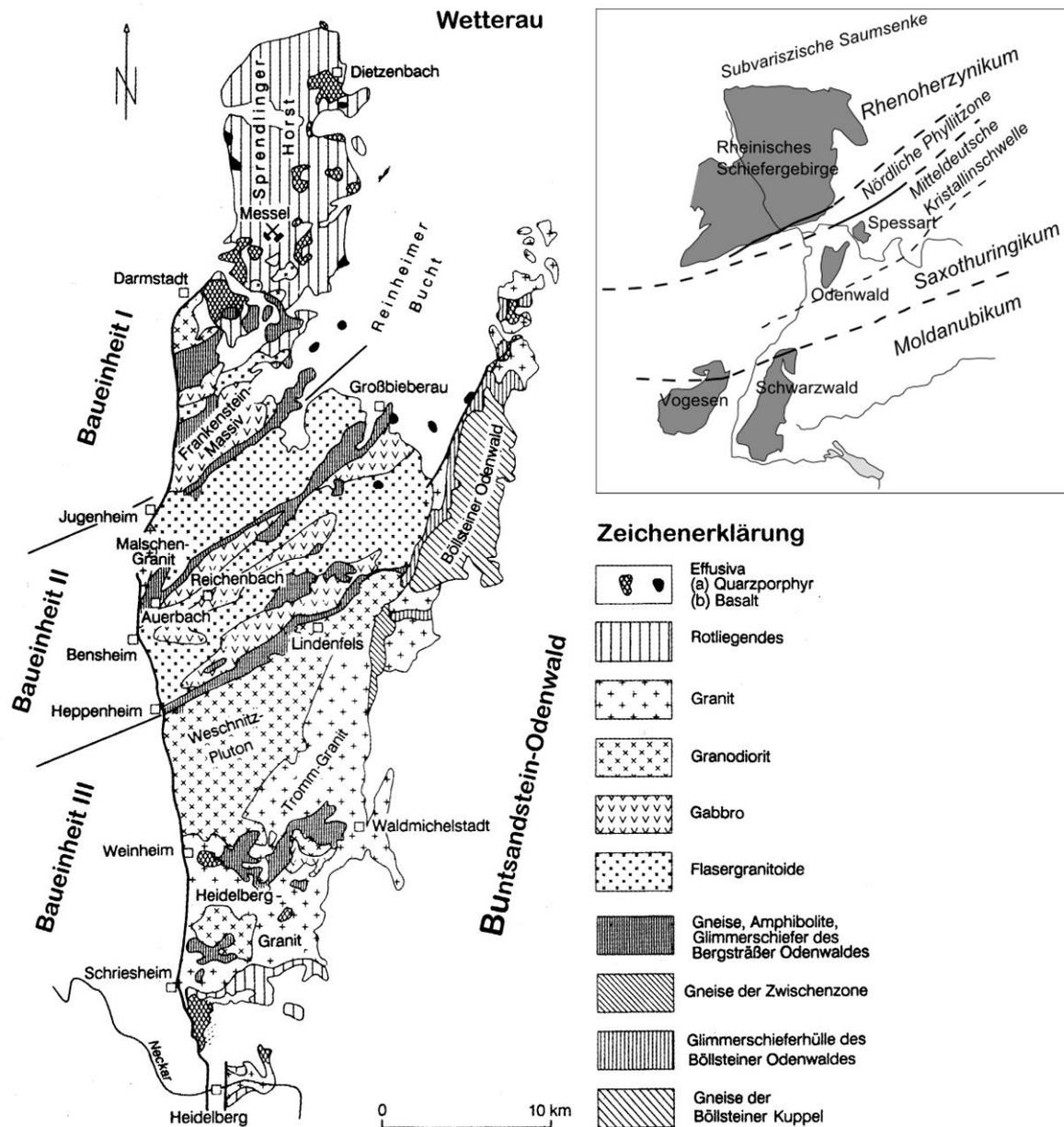


Abbildung 2.1: Oben rechts: Übersichtsskizze mit Gliederung des variszischen Grundgebirges mit Darstellung der tektonischen Einheiten (stark vereinfacht und verändert nach WALTER, 2007). Unten links: Geologische Übersichtskarte des Odenwaldes mit Darstellung der tektonischen Baueinheiten (WALTER, 2007).

2.2 Der Bergsträßer Odenwald

Die Gesteine des Bergsträßer Odenwaldes bestehen zu etwa 90 % aus Intrusiva, die generell der kalkalkalinen Serie angehören und größtenteils eine subduktionsbezogene I-Typ-Signatur aufweisen (STEIN ET AL., 2001). Es handelt sich dabei sowohl um Gabbros,

Gabbrodiorite, Diorite und Granodiorite als auch um Granite (STEIN, 2001). Die Intrusionen können nach KROHE (1991) in drei tektonische Baueinheiten untergliedert werden (Abbildung 2.1): Den Frankensteiner Komplex, die Flasergranitoid Zone und den Südlichen Bergsträßer Odenwald, der sich wiederum aus dem Weschnitz-Pluton, dem Tromm und dem Heidelberger Granit zusammensetzt. Generell nimmt dabei der Anteil basischer Gesteine von Norden nach Süden ab (KROHE, 1991; STEIN ET AL., 2001). Nach ALTHERR ET AL. (1999) legen geochemische Untersuchungen den Schluss nahe, dass die etwa 362 Ma alten Plutonite des Frankensteins (Baueinheit 1) als Teil eines magmatischen Bogens während einer S- bis SSW-gerichteten Subduktion ozeanischer Kruste (Renoherzynischer Ozean) entstanden sind. Während der anschließenden Kollision der Terranes Ost-Avalonia (Renoherzynikum) und Armorica (Saxothuringikum) vor 340-335 Ma erfolgte die Platznahme der südlicher gelegenen Plutone (Einheit 2 und 3).

Die Intrusivgesteine werden von den sogenannten Schieferzügen durchzogen und räumlich getrennt. Bei letzteren handelt es sich um sechs lithologisch sehr abwechslungsreiche, NE-SW-streichende, steilstehende, kulissenartig verlaufende Zonen metamorpher Gesteine, die etwa 10 % der Fläche des Bergsträßer Odenwalds einnehmen. (McCANN, 2008; STEIN ET AL., 2001). Die vier bekanntesten Schieferzüge sind (von Nord nach Süd): Der Eberstadt-Rossdorf-Schieferzug, der Schieferzug von Auerbach-Felsberg-Groß-Bieberau, der Hauptschieferzug von Heppenheim-Lindenfels-Reichelsheim und der als Schollenagglomerat bezeichnete Schieferzug von Weinheim-Waldmichelbach (STEIN ET AL., 2001). Die metamorphen Einheiten werden von metapelitischen bis metapsammitischen Schiefen mit Einschaltungen von Amphiboliten, Biotit-Plagioklas-Gneisen bis -Schiefern, Kalksilikatfelsen, Marmoren, Hornfelsen, Graphitschiefern und Graphit oder Apatit führenden Quarziten aufgebaut (OKRUSCH, 1995; STEIN ET AL., 2001). Bei den Edukten der Paragesteine handelt es sich um eine Sedimentabfolge aus Gauwacken und Tonschiefern mit Sandsteineinlagerungen. Die mit den Paragesteinen wechsellagernden Amphibolite sind vermutlich metamorph überprägte basaltische Vulkanite mit tholeiitischer Zusammensetzung (STEIN ET AL., 2001).

Die Gesteine der Schieferzüge zeigen eine polymetamorphe Entwicklung: Sie deuten zum einen auf ein regionalmetamorphes Ereignis hin, das unter mittleren Drücken stattfand, älter als 365 Ma sein muss und amphibolitfazielle Bedingungen zeigt. Zum anderen

weisen sie eine jüngere penetrative Überprägung (ebenfalls Amphibolitfazies) unter Niederdruck-Hochtemperatur-Bedingungen auf. Letztere steht im Zusammenhang mit der Platznahme der Schmelzen und kann demnach auch als Kontaktmetamorphose bezeichnet werden (STEIN, 2001; STEIN ET AL., 2001).

2.3 Die Otzberg-Zone

Die Otzberg-Zone schließt sich nach Osten an den Bergsträßer Odenwald an und trennt diesen vom Böllsteiner Odenwald. Es handelt sich dabei um eine steilstehende, NNE-SSW-verlaufende, bis zu einem Kilometer breite, sinistrale Scherzone, die aus erosionsanfälligen, tief verwitterten, Gneisen und Amphiboliten besteht (STEIN, 2001). Sie wird als eine im Unterkarbon angelegte, extensionale und unter spröde-duktilen Verformungsbedingungen entstandene Störungszone interpretiert. K/Ar-Datierungen an Biotit aus einem die Störungszone schneidenden Lamprophyrgang geben mit 328 ± 7 Ma das minimale Alter der Otzberg-Zone an (HESS & SCHMIDT, 1989; STEIN ET AL., 2001). Der Westrand der Zone wird als Otzberg-Störung bezeichnet, welche als die eigentliche Grenze zwischen Bergsträßer und Böllsteiner Odenwald angesehen wird (STEIN, 2001; STEIN ET AL., 2001). Aufgrund der Altersstellung des Böllsteiner Odenwaldes, die mit der Altersstellung des Spessarts und des Ruhla Kristallins korreliert, jedoch nicht mit der des Bergsträßer Odenwaldes, interpretieren REISCHMANN ET AL. (2001) die Otzberg-Zone als eine variszische Suturezone.

2.4 Der Böllsteiner Odenwald

Der Böllsteiner Odenwald wird im Norden, Osten und Süden von Buntsandstein überlagert und im Westen durch die bereits genannte Otzberg-Störung begrenzt. In älterer Literatur (z. B. ALTENBERGER ET AL., 1990; CHATTERJEE, 1960) wird seine Struktur als flache kuppelartige Aufwölbung beschrieben, bei der es sich jedoch um eine NNE-streichende, flach abtauchende, zigarrenförmige Antiklinale handelt (ALTENBERGER & BESCH, 1993), die im Süden durch eine Störung (STEIN, 2001) beziehungsweise einen Graben (REISCHMANN ET AL., 2001) abgeschnitten wird.

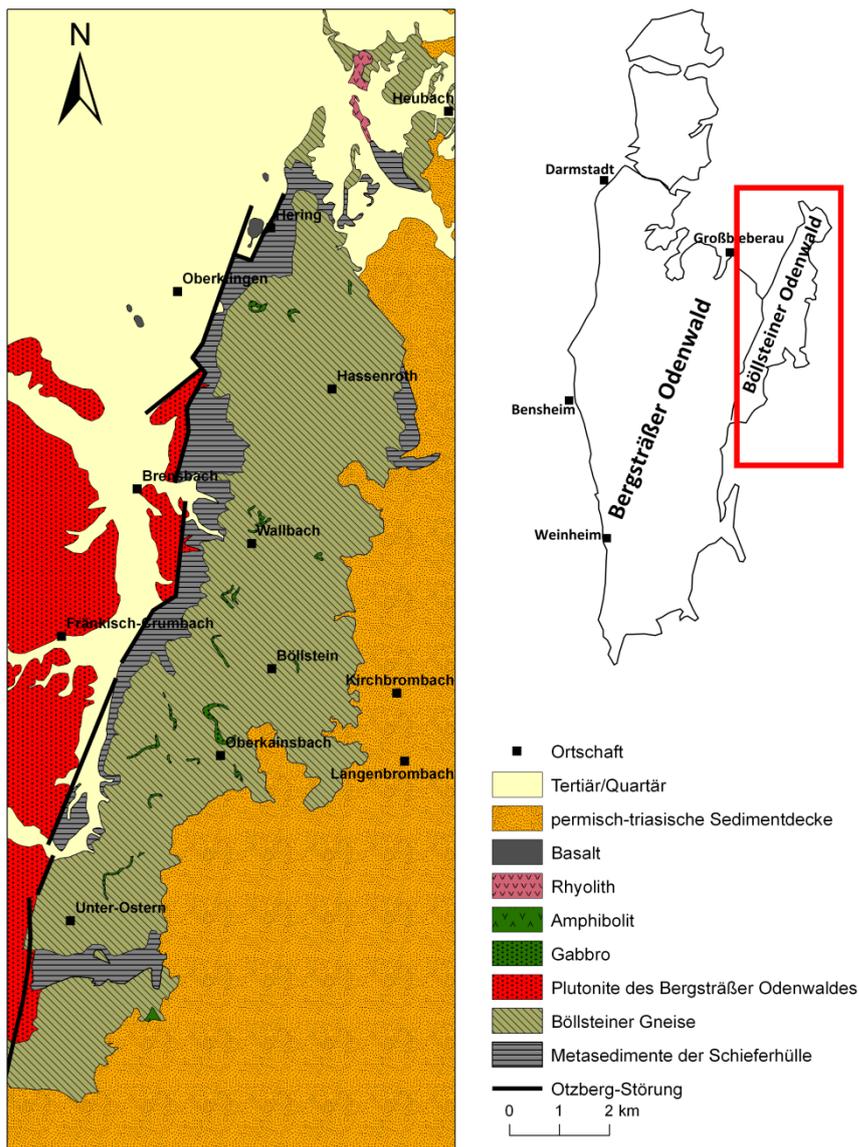


Abbildung 2.2: Geologische Übersichtskarte des Böllsteiner Odenwaldes (stark vereinfacht nach CHELIUS, 1897; CHELIUS & VOGEL, 1894; KLEMM, 1928).

Petrographie

Den Kern der Antiklinale bilden Orthogneise zusammen mit eingeschalteten Amphiboliten und Metagabbros. Der Kern wird von einer etwa 600 m mächtigen Schieferhülle umgeben (STEIN ET AL., 2001). Diese stellt eine Serie aus Metasedimenten dar, bestehend aus Biotit- und Hornblendegneisen, Biotitschiefern sowie Apatit oder Graphit führenden Quarziten. Nach ALTENBERGER & BESCH (1993) handelt es sich dabei vor allem um metamorphe Grauwacken. Spurenelementanalysen zeigen, dass diese wahrscheinlich als Turbiditsequenzen vor einem kontinentalen Inselbogen abgelagert wurden (ALTENBERGER & BESCH, 1993).

Das – wenn auch untergeordnete – Auftreten von metamorphen Arkosen stützt diese These (REISCHMANN ET AL., 2001). Als sedimentäre Edukte der Quarzite kommen Quarzsandsteine und bituminöse phosphorhaltige Cherts in Frage (ALTENBERGER & BESCH, 1993). Neben den Metasedimenten treten in der Schieferhülle untergeordnet auch Linsen oder Boudins von Amphiboliten mit tholeiitischer Zusammensetzung auf, die vermutlich aus Inselbogenbasalten hervorgingen (ALTENBERGER & BESCH, 1993; REISCHMANN ET AL., 2001; STEIN ET AL., 2001).

Die Orthogneise, welche den Kern der Antiklinale bilden, können in Gneise mit granodioritischer und Gneise mit granitischer Zusammensetzung unterteilt werden, die durch Metamorphose aus entsprechenden granitoiden Intrusionen hervorgegangen sind (CHATTERJEE, 1960; REISCHMANN ET AL., 2001; STEIN, 2001). Die granodioritischen Gneise werden von CHATTERJEE (1960) als sehr variabel beschrieben. Sie können von mittelkörnigen, dünnflaserig ausgeprägten, biotitreichen Gneisen bis hin zu helleren Augengneisen variieren. Letztere zeichnen sich durch ein porphyrisches Gefüge mit Feldspat-Phänokristallen aus und sind oft von Pegmatiten durchzogen. In den granodioritischen Gneisen können zudem Einschlüsse von Gesteinen der Schieferhülle enthalten sein (CHATTERJEE, 1960; STEIN ET AL., 2001). Die granitischen Gneise sind bedeutend feinkörniger, zeigen meist eine rötliche Färbung, sind flaserig bis massiv ausgeprägt und glimmerarm. Sie treten bevorzugt an der Grenze zwischen Schieferhülle und granodioritischen Gesteinen auf und sind oftmals stark mit letzteren verzahnt (CHATTERJEE, 1960). Aus Feldbeziehungen geht hervor, dass die Platznahme der granitischen Magmen später erfolgte und dass diese in die zuvor entstandenen Granodiorite intrudierten (CHATTERJEE, 1960; REISCHMANN ET AL., 2001; STEIN, 2001). Die Intrusionen erfolgten vermutlich in ein relativ flaches Krustenniveau, vergleichbar mit den Intrusionen im Spessart (ALTENBERGER ET AL., 1990; REISCHMANN ET AL., 2001). Nach ALTENBERGER ET AL. (1990) ergaben Haupt- und Spurenelementanalysen, dass es sich bei den prämetamorphen Intrusiva des Böllsteiner Odenwaldes um S-Typ-Granitoide handeln muss, die sich aus der Anatexis von kontinentaler Kruste ableiten lassen und die beispielsweise typisch sind für Inselbögen oder synorogene Intrusionen während einer Kontinent-Inselbogen Kollision (STEIN ET AL., 2001). REISCHMANN ET AL. (2001) sind dagegen der Ansicht, dass es sich bei den Edukten der Gneise um hybride Magmen handelt,

die zwar Krustenmaterial assimiliert haben, jedoch nicht eindeutig als S- oder I-Typ-Granitoide klassifiziert werden können. Die Entstehung an einem vulkanischen Bogen ist für REISCHMANN ET AL. (2001) die plausibelste Erklärung. Es besteht jedenfalls ein signifikanter Unterschied zu den hauptsächlich als I-Typ-Granitoiden eingestuften Intrusionen des Bergsträßer Odenwaldes (STEIN, 2001; STEIN ET AL., 2001).

Alter der Gesteine

Untersuchungen zur Altersstellung der Gesteine des Böllsteiner Odenwaldes ergaben unterschiedliche Ergebnisse. TODT ET AL. (1995) führten U/Pb-Datierungen an Zirkonen sowohl aus den Paragneisen der Schieferhülle als auch aus den Orthogneisen des Kerns durch. Die Untersuchungen ergaben für die Schieferhülle einen unteren Schnittpunkt der Diskordia mit der Konkordia bei 375 ± 2 Ma und einen oberen Schnittpunkt bei $2,25 \pm 0,07$ Ga. Den unteren Schnittpunkt interpretieren die Autoren als den thermischen Höhepunkt einer unter amphibolitfaziellen Bedingungen abgelaufenen Regionalmetamorphose, die den gesamten Böllsteiner Odenwald erfasste (STEIN, 2001; TODT ET AL., 1995). Die Altersangabe von 2,25 Ga beschreibt eine Beteiligung von proterozoischem Krustenmaterial bei der Ablagerung der Sedimente. Das Alter der Sedimentation kann jedoch nicht näher bestimmt werden (TODT ET AL., 1995).

Für das Alter der Orthogneise des Kerns erhalten TODT ET AL. (1995) ein oberes Schnittpunktalter von 375 ± 5 Ma und interpretieren dieses als das Intrusionsalter der Granitoide. REISCHMANN ET AL. (2001) datierten dagegen die Intrusionen mit der Pb/Pb-Evaporationsmethode an Einzelzirkonen auf ein Alter von 405 ± 2 Ma. Dies scheint ein klarer Beweis für die Abgrenzung der Böllsteiner Gneise gegen die jüngeren Kristalline Gesteine des Bergsträßer Odenwalds zu sein. Es unterstreicht die enge Verbindung zu den nordöstlich anschließenden Kristallingebieten des Spessarts mit Altern von 439 ± 15 Ma (NASIR ET AL., 1991) und 414 ± 18 Ma (LIPPOLT, 1986) und des Ruhla-Kristallins mit Altern zwischen $425,6 \pm 3,7$ Ma und $399,8 \pm 3,9$ Ma (BRÄTZ, 2000). Unterstützt wird diese Altersstellung der Böllsteiner Intrusionen durch U/Pb-Datierungen nach der Dampfaufschlussmethode, die eine Kristallisation der Magmen vor 410 ± 11 Ma vermuten lassen (REISCHMANN ET AL., 2001) und durch Rb/Sr-Gesamtgesteinsmessungen von LIPPOLT (1986), der als Alter der Intrusionen 413 ± 26 Ma angibt. REISCHMANN ET AL. (2001) sehen ihre

Ergebnisse nicht im Widerspruch zu den Ergebnissen von TODT ET AL. (1995), sondern interpretieren diese neu. Die geringeren Gesteinsalter bei TODT ET AL. (1995) ließen sich durch die Heterogenität der gemessenen Zirkonpopulationen in Verbindung mit Bleiverlust erklären.

Ungeachtet der unterschiedlichen Altersangaben treten im Böllsteiner Odenwald offensichtlich sowohl die ältesten Intrusionen als auch die älteste datierte Regionalmetamorphose des gesamten Odenwaldes auf (STEIN ET AL., 2001). Die dagegen sehr spät erfolgte Hebung der Gesteine wird durch den Zeitpunkt der Abkühlung unter 500 °C und 300 °C deutlich. K/Ar- und Ar/Ar-Abkühlungsalter von etwa 320 Ma sprechen dafür, dass die Hebung später erfolgte als im restlichen Odenwald (TODT ET AL., 1995).

Strukturentwicklung

Sowohl die Gesteine im Kern der Antiklinale als auch die Gesteine der Schieferhülle erfuhren eine polyphasische Strukturentwicklung und wurden dabei plastisch verformt (ALTENBERGER & BESCH, 1993; REISCHMANN ET AL., 2001). In allen Gesteinen des Böllsteiner Odenwaldes ist eine metamorphe Bänderung oder eine penetrative Schieferung ausgebildet. Die Foliationen verlaufen dabei parallel bis subparallel zu den lithologischen Einheiten (ALTENBERGER & BESCH, 1993). Außer den metabasischen Gesteinen wurden alle Gesteine von einer frühen Deformation (D_1) geprägt, die sich in einer ersten Schieferung (S_1) äußert (ALTENBERGER & BESCH, 1993; REISCHMANN ET AL., 2001). Zwischen D_1 und der zweiten Deformationsphase (D_2) bildeten sich partielle Schmelzen, durch die die Schieferung (S_1) teilweise überprägt wurde (ALTENBERGER & BESCH, 1993). Während D_2 wurden sowohl S_1 als auch die später entstandenen anatektischen Adern in Isoklinalfalten gelegt und es bildete sich die heute deutlich erkennbare zweite Foliation und Schieferung (S_2) aus (ALTENBERGER & BESCH, 1993; REISCHMANN ET AL., 2001). Die Achsen der zu D_2 gehörenden Falten fallen auf der Ostflanke der Antiklinale nach Nordosten ein und auf der Westflanke nach Nordwesten. Durch die Deformation kam es zudem zur Streckung und Rotation von Mineralaggregaten und damit zur Ausbildung von Streckungslinearen (ALTENBERGER & BESCH, 1993; REISCHMANN ET AL., 2001). Sie zeigen auf der Ostflanke ein Einfallen in Richtung ESE und auf der Westflanke nach WSW. Zusammen mit der Orientierung der Falten ist die Streckungslineation ein Indiz für tektonischen Transport

des Hangenden in Richtung Westen und unterscheidet sich damit vom vorherrschenden Schersinn im Bergsträßer Odenwald (ALTENBERGER & BESCH, 1993).

Während einer späteren Deformationsphase (D_3) erfolgten unter extensionalen Bedingungen die isotherme Heraushebung der Einheiten und die Anlage der Antiklinalstruktur (ALTENBERGER & BESCH, 1993; WILLNER ET AL., 1991). Gleichzeitig kam es zur Bildung von spröden bis duktilen Scherzonen mit einhergehender Mylonitisierung (z. B. der Otzberg-Zone) oder zur Ausbildung einer Runzelschieferung (ALTENBERGER & BESCH, 1993).

ALTENBERGER & BESCH (1993) stellen eine mögliche Verbiegung der Kammlinie der Antiklinale im Hundertmeter- bis Kilometerbereich mit annähernd vertikal einfallenden Faltenachsen fest und schreiben diese einer vierten Deformationsphase (D_4) zu. Bei einer weiteren Deformation (D_5) bildeten sich mäßig einfallende, ESE-WSW-streichende Falten im Meter- bis Zehnmeter-Bereich, deren Achsenflächen steil einfallen (ALTENBERGER & BESCH, 1993).

Metamorphe Entwicklung

Die Einheiten des Böllsteiner Odenwaldes zeigen eine polymetamorphe Entwicklung (STEIN ET AL., 2001). Das erste nachvollziehbare Metamorphosestadium wurde durch Einschlüsse in Granat-Kernen dokumentiert und ist dem prograden Ast des Druck-Temperatur-Pfades zuzurechnen. Die P/T-Bedingungen (siehe Abbildung 2.3) liegen im Bereich von 8 kbar/545 °C und sind charakteristisch für die Übergangzone zwischen Amphibolit- und Eklogitfazies (WILLNER ET AL., 1991). WILLNER ET AL. (1991) beschreiben zudem eine Kyanit-Granat-Vergesellschaftung als Einschluss in einem Plagioklas der Kern-Gneise, die granulitfazielle Bedingungen mit Temperaturen von bis zu 800 °C und Drücken zwischen sieben und neun kbar anzeigt. Dieses Ergebnis ist nach OKRUSCH (1995) jedoch mit Vorsicht zu betrachten. Zeitlich sind beide Metamorphosestadien als prä- bis höchstens syntektonisch bezüglich D_1 und D_2 einzustufen (WILLNER ET AL., 1991).

Die letzte wichtige metamorphe Überprägung erfolgte retrograd nach den Deformationsphasen D_1 und D_2 unter amphibolitfaziellen Bedingungen (OKRUSCH, 1995). Druck und Temperatur lagen zwischen 3,5-4,0 kbar/540 °C (ALTENBERGER & BESCH, 1993) und 4,5 kbar/650 °C (WILLNER ET AL., 1991).

WILL & SCHMÄDICKE (2001) entdeckten metabasische Gesteine im Böllsteiner Odenwald, an denen eine metamorphe Überprägung unter Ekglogit-Faziesbedingungen (16-17 kbar/700 ± 50 °C) nachgewiesen werden konnte. Die hohen Drücke, die die Gesteine dabei durchlaufen haben, deuten auf die Existenz einer ehemaligen Subduktionszone oder einer kontinentalen Kollisionszone hin (WILL & SCHMÄDICKE, 2001; WILL & SCHMÄDICKE, 2003). Als Mindestalter der Hochdruck-Metamorphose wurden 357 ± 6 Ma bestimmt (SCHERER ET AL., 2002).

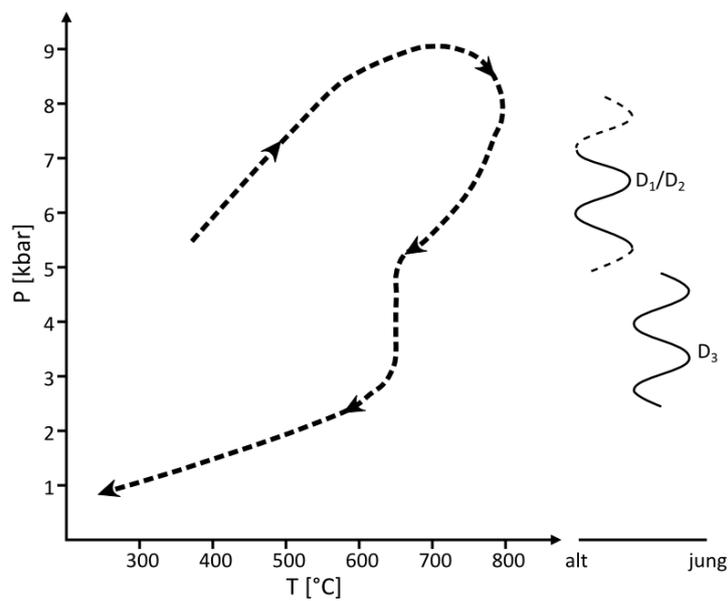


Abbildung 2.3: PT-Pfad des Böllsteiner Odenwaldes, verändert nach WILLNER ET AL. (1991).

3 PETROGRAFIE DER GESTEINSPROBEN

Diese Arbeit soll keine petrologische Untersuchung darstellen. Auf die spezielle Mineralogie sowie die möglichen Bildungsbedingungen der Gesteine im Böllsteiner Odenwald wird deshalb kein Bezug genommen. Die durchgeführte Einteilung der Gesteinsproben ist rein deskriptiver Art. Sie ist notwendig für die Auswertung und Interpretation der Messergebnisse der geothermischen Gesteinsparameter, um eventuell vorhandene gesteinspezifische Trends zu erfassen.

Die Gesteine wurden vorwiegend nach makroskopischen Kriterien in Gruppen eingeteilt. Von einem Teil der Proben konnten Erkenntnisse zu Mineralzusammensetzung, Mineralumwandlungen, Korngefüge und -größen aus Dünnschliffuntersuchungen unter dem Polarisationsmikroskop in die Einteilung einfließen. Aufgrund der Inhomogenität der meisten untersuchten Gesteine war es nicht möglich, einen repräsentativen Modalbestand aus den Dünnschliffen zu ermitteln. Aus diesem Grund wurde an einem Teil der Proben zusätzlich die chemische Zusammensetzung der Gesteine mittels Röntgenfluoreszenzanalyse bestimmt.

Grundlagen für die Einteilung der Proben

Bei den im Böllsteiner Odenwald beprobten Gesteinen handelt es sich fast ausschließlich um Metamorphite. Im Gegensatz zur Benennung magmatischer Gesteine steht für die Einteilung metamorpher Gesteine keine verbindliche Zuordnung zur Verfügung (VINX, 2005), sondern lediglich eine Empfehlung der *Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks* (SCMR) der IUGS (SCHMID ET AL., 2007), die von vielen Autoren als sinnvoll anerkannt und angenommen wird (u. a. von VINX, 2005 und BUCHER & GRAPES, 2011).

Die empfohlene Systematik basiert auf spezifischen, traditionellen Eigennamen, die für einige Gesteinsarten zur Verfügung stehen und die sich zum Beispiel vom Mineralgehalt (z. B. Quarzit, Amphibolit) oder der metamorphen Fazies (z. B. Granulit, Eklogit) ableiten. Bei Gesteinsarten, für die keine spezifischen Eigennamen existieren, basiert die

Benennung auf den Stammnamen Gneis, Schiefer, Phyllit und Granofels, die sich auf das metamorphe Gefüge des Gesteins beziehen (VINX, 2005). Sowohl einem spezifischen Eigennamen als auch einem Stammnamen können zur näheren Charakterisierung Präfixe vorangestellt werden. Durch sie werden Hauptminerale (> 5 Vol.-%) benannt, die nicht schon im Stammnamen beinhaltet sind (z. B. Biotit-Gneis) oder auch untergeordnete Minerale (< 5 Vol.-%), sofern diese ein diagnostisches Merkmal des Gesteins sind (z. B. granatführender Gneis). Des Weiteren können auch Korngrößen, chemischer Charakter eines Gesteins oder das jeweilige Edukt in den Namen eingehen.

Im Folgenden werden die für die beprobten Gesteine im Gebiet des Böllsteiner Odenwaldes wichtigen Gesteinsbezeichnungen erläutert. Es handelt sich im Wesentlichen um Gneise in verschiedenen Ausprägungen, Amphibolite, sowie einen nicht metamorphen Rhyolith.

Als **Gneise** werden vielgestaltige, mittel- bis grobkörnige metamorphe Gesteine bezeichnet, in denen ein Gneisgefüge ausgebildet ist (BRODIE ET AL., 2007; VINX, 2005). Nach BUCHER & GRAPES (2011) handelt es sich dabei um ein Art von Foliation im Handstück-Maßstab, die durch Deformation und Rekristallisation entstanden ist und die sich entweder durch Bänderung, schlecht ausgeprägte Schieferung, Flaserung, Augentextur oder Lineation auszeichnet (VINX, 2005). Ein Gneis sollte zudem wesentliche Anteile an Feldspat, meist auch an Quarz enthalten und in wenige Zentimeter bis einige Dezimeter dicke Platten oder kantige Blöcke brechen (BRODIE ET AL., 2007; WIMMENAUER, 1985) Nach VINX (2005) können neben oder als Ersatz für Feldspat auch Cordierit oder Feldspatvertreter (dann Nephelin) einen Gneis ausmachen.

Unter dem Begriff **Foliation** werden alle sich wiederholenden oder penetrativen und tektonometamorph entstandenen, meist annähernd parallel verlaufenden Planargefüge zusammengefasst. **Bänderung** beschreibt dabei die Gliederung des Gesteins in Lagen unterschiedlicher stofflicher Zusammensetzung, meist im Zentimeter-Maßstab. Als **Schieferung** wird die Ausprägung einer Vorzugsorientierung von plättchenförmigen (Phyllosilikate) oder langgestreckten Mineralen oder Mineralaggregaten bezeichnet. Schlecht ausgeprägte Schieferung ist entweder auf einen geringen Orientierungsgrad der Minerale oder einen geringen Gehalt an orientierbaren Mineralen zurückzuführen (BRODIE ET AL., 2007). **Flaserung** ist eine Form von Foliation, die sich durch anschwellende und

nach kurzer Zeit auskeilende, übereinander geschuppte Kleinbereiche aus abwechselnd hellen und dunklen Mineralen auszeichnet. Bei der Augentextur in Augengneisen werden größere, linsenförmige, meist aus Feldspat bestehende Porphyroblasten von einer flaserigen Foliation umflossen (VINX, 2005). **Lineation** beschreibt im Gegensatz zur Foliation die lineare Ausrichtung von Gefügeelementen in einem Gesteinskörper. Sie kann unter anderem hervorgerufen werden durch Parallelorientierung leistenförmiger Kristalle oder Mineralaggregate (Mineral-Lineation), durch Schnittgeraden zweier unterschiedlicher Planargefüge (Intersektionslinear), durch richtungsorientierte Streckung von Mineralen oder Mineralaggregaten infolge tektonischer Beanspruchung (Streckungslinear) oder durch Harnische (BRODIE ET AL., 2007; BUCHER & GRAPES, 2011).

Als **Amphibolite** werden, den Empfehlungen der SCMR folgend (COUTINHO ET AL., 2007), Gesteine bezeichnet, die ein Gneis- oder Granofelsgefüge aufweisen und hauptsächlich aus grünen, braunen oder schwarzen Amphibolen und Plagioklas bestehen. Beide Minerale zusammen sollten dabei mehr als 75 % des Gesteins ausmachen. Der Anteil von Amphibol an den mafischen Mineralen soll mindestens 50 % und am Gesamtmineralgehalt des Gesteins mindestens 30 % (nach BUCHER & GRAPES, 2011 40 %) betragen. Als weitere Minerale können Quarz, Klinopyroxen, Granat, Minerale der Epidot-Gruppe, Biotit, Titanit und Skapolith vorkommen.

Ein **Rhyolith** wurde im Rahmen dieser Arbeit als einziges nicht metamorph überprägtes Gestein beprobt und untersucht. Rhyolithe sind nach ihrer chemischen und mineralogischen Zusammensetzung die vulkanischen Äquivalente zu Graniten. Nach VINX (2005) repräsentieren sie „die bei niedrigst-möglichen Temperaturen auskristallisierende SiO₂-gesättigte, silikatische Magmenzusammensetzung, die einer Kombination von Quarz und Kalifeldspat entspricht.“ Bei geringem Glasanteil sind Rhyolithe hell aussehende Vulkanite mit oftmals massivem Auftreten. Sie zeigen meist ein porphyrisches Gefüge mit Einsprenglingen von Quarz und Kalifeldspat, untergeordnet auch von Plagioklas und Mafiten (v. a. Biotit).

3.1 Herkunft der Gesteinsproben

Bei den in dieser Arbeit untersuchten Proben handelt es sich zu einem großen Teil um Handstückproben aus Oberflächenaufschlüssen (Steinbrüche, Weganschnitte, Naturfelsen) des Böllsteiner Odenwaldes. Die Aufschlüsse (Lokationen) wurden hierbei zur besseren Übersicht mit Zahlen beziffert. Eine Übersicht der Probennahmepunkte gibt Abbildung 3.1. Eine größere Karte findet sich in Anhang A.

Die Nummerierung der Aufschlüsse findet sich auch bei der Nummerierung der Proben wieder, wodurch die Herkunft jeder Probe nachvollziehbar ist. Die Probennahmepunkte sind nicht durchgängig nummeriert, da einige der zuvor aus einer Aufschlussedatenbank ausgewählten Lokationen sich nicht für eine Beprobung eigneten und aus der Liste gestrichen werden mussten. Andere Lokationen wurden dagegen nachträglich ergänzt.

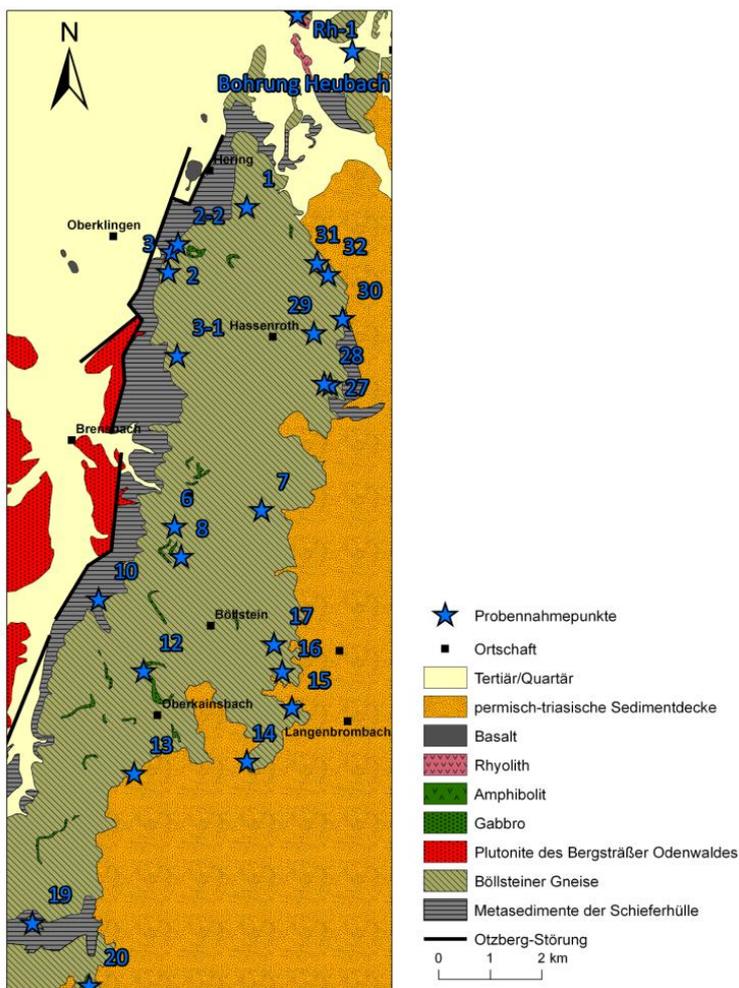


Abbildung 3.1: geologische Übersichtskarte des Böllsteiner Odenwaldes (stark vereinfacht, nach CHELIUS, 1897; CHELIUS & VOGEL, 1894; KLEMM, 1928) mit Probennahmepunkten.

Neben den Proben aus Oberflächenaufschlüssen wurden Proben aus zwei Bohrungen des Projektes „Mitteltiefe Erdwärmesonde Heubach“ vom Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie für die Untersuchungen zur Verfügung gestellt. Zum einen handelte es sich dabei um Proben aus verschiedenen Teufen der vollständig gekernten, 90 m tiefen Erkundungsbohrung KB 8 sowie um Gesteinsproben der beiden Kernstrecken der knapp 800 m tiefen Bohrung in Heubach. Eine Übersicht der Herkunft aller Proben mit Angaben über Aufschlussart beziehungsweise Teufe gibt Tabelle 1.

Tabelle 1: Herkunft der Gesteinsproben.

Aufschluss Nr.	Probe Nr.	Blattnr.	exakte Lokalität	Rechtswert	Hochwert	Aufschlussart
1	1	6119	1225 m SE´ Veste Otzberg	3494725	5519700	aufgelassener Steinbruch
2	2; 2.2	6119	400 m W´ Langer Berg	3493260	5518820	aufgelassener Steinbruch
3	3	6119	575 m SW´ Langer Berg	3493200	5518425	aufgelassener Steinbruch
3-1	3.1	6219	1000 m E´ Mummenroth	3493375	5516790	aufgelassener Steinbruch
6	6	6219	200 m WNW´ Vogelherd	3493325	5513450	aufgelassener Steinbruch
7	7	6219	300 m SE´ Tannenkopf	3495010	5513775	aufgelassener Steinbruch
8	8; 8.2	6219	500 m S´ Vogelherd	3493450	5512860	Steinbruch im Abbau
10	10	6219	850 m NW´ Schnellerts	3491850	5512025	aufgelassener Steinbruch
12	12	6219	1000 m SSE´ Schnellerts	3492725	5510625	aufgelassener Steinbruch
13	13	6219	125 m ENE´ Vierstöck	3492540	5508625	kleine Felsen
14	14	6219	625 m SE´ Heidelberg	3494725	5508860	aufgelassener Steinbruch
15	15; 15.2	6219	875 m ESE´ Hembach	3495600	5509910	aufgelassener Steinbruch
16	16	6219	500 m ESE´ Hembach	3495410	5510615	kleiner Felsen
17	17.1; 17.2; 17.3	6219	Steinbruch Am Wannberg	3495250	5511150	aufgelassener Steinbruch
19	19	6319	E´ Gipfel Stickleberg	3490570	5505700	aufgelassener Steinbruch
20	20	6319	450 m S´ Rohrbach	3491670	5504475	aufgelassener Steinbruch
26	26	6120	910 m NNE´ Bohrberg	3501800	5519840	aufgelassener Steinbruch
27	27	6219	500 m W´ Annelsbach	3496337	5516218	Weganschnitt
28	28	6219	500 m W´ Annelsbach	3496223	5516242	Weganschnitt
29	29; 29.1	6219	800 m E´ Hassenroth	3496024	5517230	Weganschnitt
30	30	6219	700 m NW´ Pfirschnbach	3496579	5517510	Weganschnitt
31	31	6119	550 m S´ Ober-Nauses	3496083	5518603	Weganschnitt
32	32	6119	500 m SW´ Schloss-Nauses	3496300	5518371	Weganschnitt
Rh-1	Rh-1	6119	2000 m WNW´ Heubach	3495651	5523350	aufgelassener Steinbruch
Bohrung	Probe Nr.	Teufe [m]		Beschreibung		
KB 8 Heubach	KB 8-1	17,05 - 17,15		gekernte Erkundungsbohrung des Projektes Heubach, Endteufe 90 m		
	KB 8-2	25,70 - 25,80				
	KB 8-3	35,00 - 35,20				
	KB 8-4	37,00 - 37,10				
	KB 8-5	52,00 - 52,20				
	KB 8-6	56,00 - 56,10				
	KB 8-7	74,90 - 75,00				
	KB 8-8	87,30 - 87,40				
Tiefe EWS Heubach	EWS-1	613,60 - 617,45		obere und untere Kernstrecke der Bohrung für die Tiefe Erdwärmesonde in Heubach		
	EWS-2	772,80 - 774,90				

3.2 Einteilung der Gesteinsproben

Die Einteilung der beprobten Gesteine in Gruppen ähnlicher Gesteinsausprägungen wurde durch mehrere Faktoren erschwert. Zum einen sind die Gesteine teilweise bereits im Handstück-Maßstab sehr inhomogen und somit schwer einer bestimmten Gruppe zuzuzählen, zum anderen bestehen fließende Übergänge zwischen den Gruppen, was die eindeutige Zuordnung ebenfalls erschwert.

Abbildung 3.2 zeigt das Schema, nachdem die Gesteine eingeteilt wurden. Grau hinterlegt sind jeweils die maßgeblichen Untergruppen, nach denen die Proben schließlich benannt wurden.

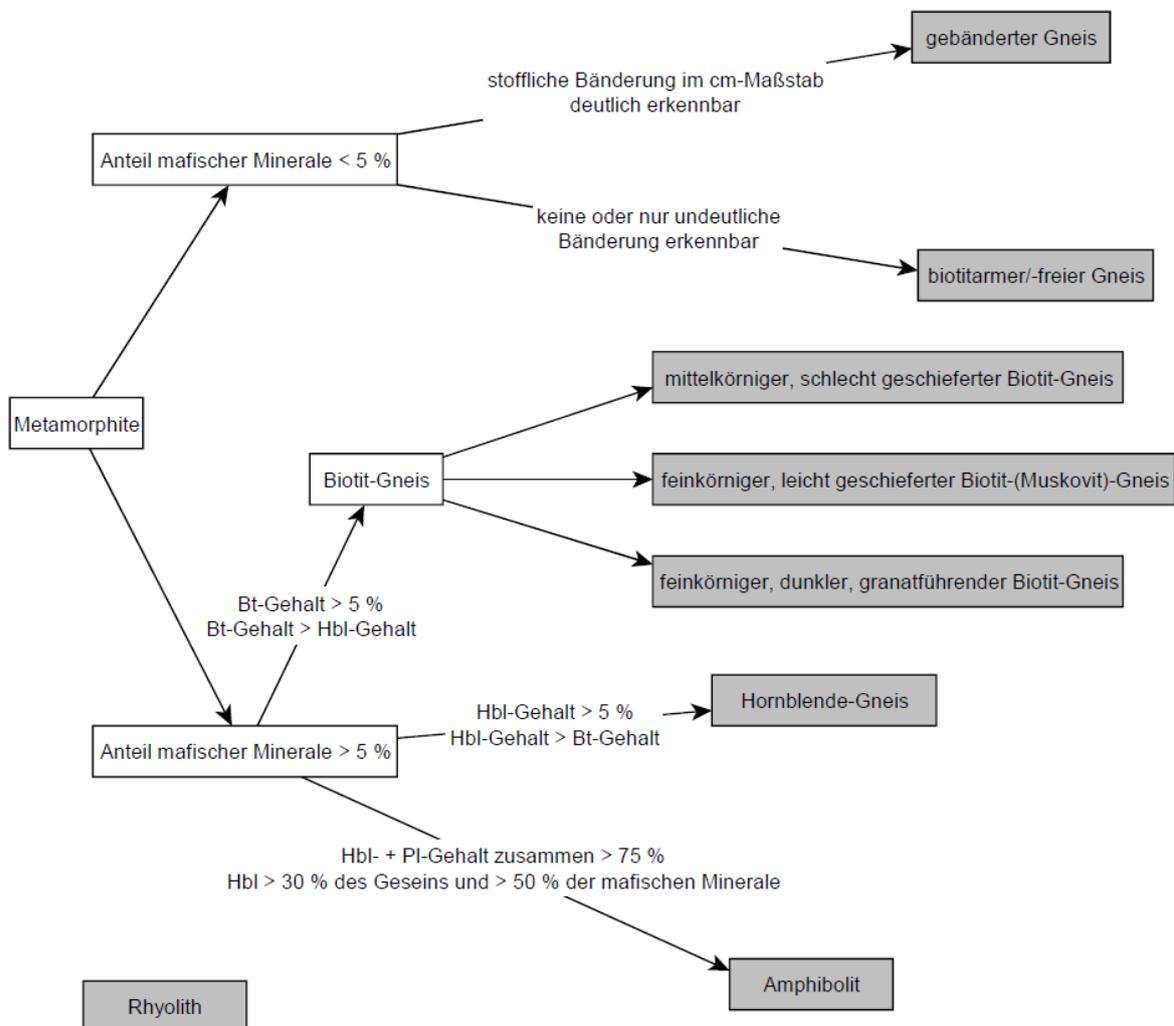


Abbildung 3.2: Einteilung der Gesteinsproben.

Eine erste Untergliederung der Metamorphite erfolgte nach dem Gehalt an mafischen Mineralen, von denen in den Gesteinsproben vor allem Biotit (Bt) und Hornblende (Hbl) enthalten sind. Gesteine mit einem Gehalt an mafischen Mineralen von mehr als 5 % wurden je nach stärker vorhandenem Mineral als Biotit- oder Hornblende-Gneis benannt oder, wenn die Voraussetzungen erfüllt waren, als Amphibolith bezeichnet. Aufgrund der großen Unterschiede in ihrer Ausprägung wurden die in die Gruppe der Biotit-Gneise fallenden Gesteinsproben weiter untergliedert.

Gesteine mit einem Gehalt an mafischen Mineralen von weniger als 5 % wurden in zwei Gruppen unterteilt. Eine Gruppe mit deutlich erkennbarer stofflicher Bänderung im Zentimeter-Maßstab und eine Gruppe von Gesteinen ohne oder mit nur undeutlicher Bänderung.

Im Folgenden werden die einzelnen Untergruppen näher erläutert und die Einteilung der Gesteinsproben an Bildbeispielen verdeutlicht.

3.2.1 Bändergneis



Abbildung 3.3: Anschliff eines Bändergneises, unterer Kernabschnitt Bohrung Heubach (772,8 – 774,9 m Teufe, EWS-2).

Unter der Gruppe der Bändergneise werden alle Gesteinsproben zusammengefasst, die sich durch einen geringen Gehalt an mafischen Mineralen unter 5 % auszeichnen und eine deutliche stoffliche Bänderung im Zentimeter-Maßstab aufweisen. Meist wird die Bänderung durch feldspatreiche helle Bänder und quarzreichere gräuliche Bänder geprägt

(Abbildung 3.3). Die Bänder sind in der Regel zwischen 0,5 und 3 cm dick. Ein Teil der Proben zeigt makroskopisch eine leicht rötliche Färbung, die auf einen erhöhten Gehalt an Kalifeldspat zurückzuführen ist.

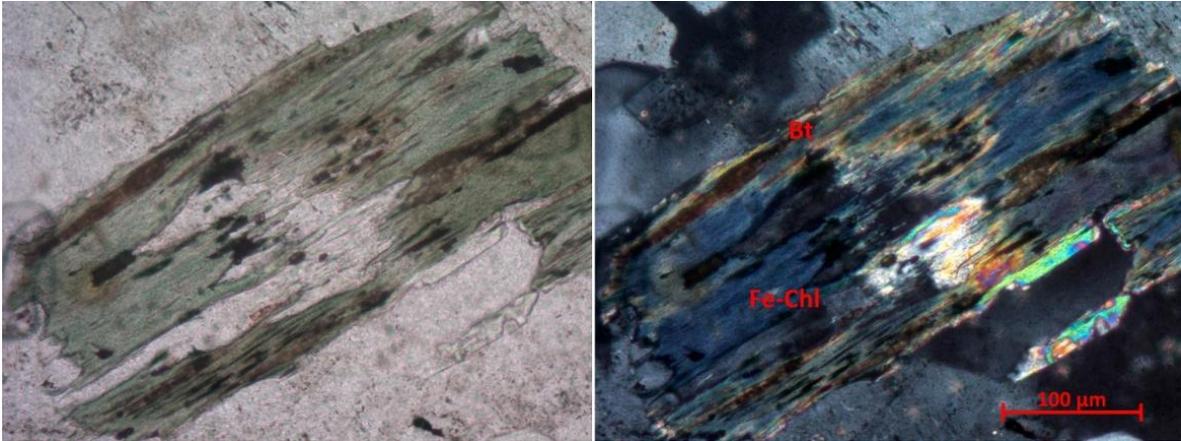


Abbildung 3.4: Dünnschliffaufnahme eines fast vollständig in Chlorit umgewandelten Biotits, tiefe Bohrung Heubach, untere Kernstrecke (772,8 - 774,9 m Teufe); links: parallele Polarisatoren, rechts: gekreuzte Polarisatoren; Fe-Chl = eisenreicher Chlorit, Bt = Biotit.

Im Dünnschliff ist vorwiegend ein grobkristallines, relativ gleichkörniges granoblastisches Gefüge mit Korngrößen zwischen 1 und 2,5 mm zu erkennen. Quarz kann sowohl in Form isolierter Körner als auch in bis zu 5 mm großen, linsenförmigen Aggregaten oder teils auch in diskreten und bis zu zentimeterdicken Lagen auftreten. Die Biotite einer Probe dieser Gruppe aus der tiefen Bohrung in Heubach sind fast vollständig retrograd in Chlorit umgewandelt (Abbildung 3.4).

3.2.2 Biotitarmer Gneis

In die Gruppe der biotitarmen Gneise fallen alle Gesteine, die nach dem Schema der SCMR (SCHMID ET AL., 2007) als Gneise ohne weitere Präfixe bezeichnet werden. Das verwendete Präfix „biotitarm“ dient lediglich der Verdeutlichung, dass es sich hierbei um eine Gruppe mit einem geringen Anteil an mafischen Mineralen handelt. Generell sind die Proben dieser Gruppe als recht homogen im Handstück-Maßstab anzusehen. Es tritt keine oder wenn dann nur eine undeutliche stoffliche Bänderung auf. Die Proben zeigen untereinander dennoch deutliche Unterschiede, besonders im Hinblick auf Korngrößen sowie den Grad der Gleichkörnigkeit. Auch hinsichtlich der Serizitisierung der Plagioklase gibt es, wie in allen anderen Gruppen auch, beträchtliche Unterschiede (Abbildung 3.6).

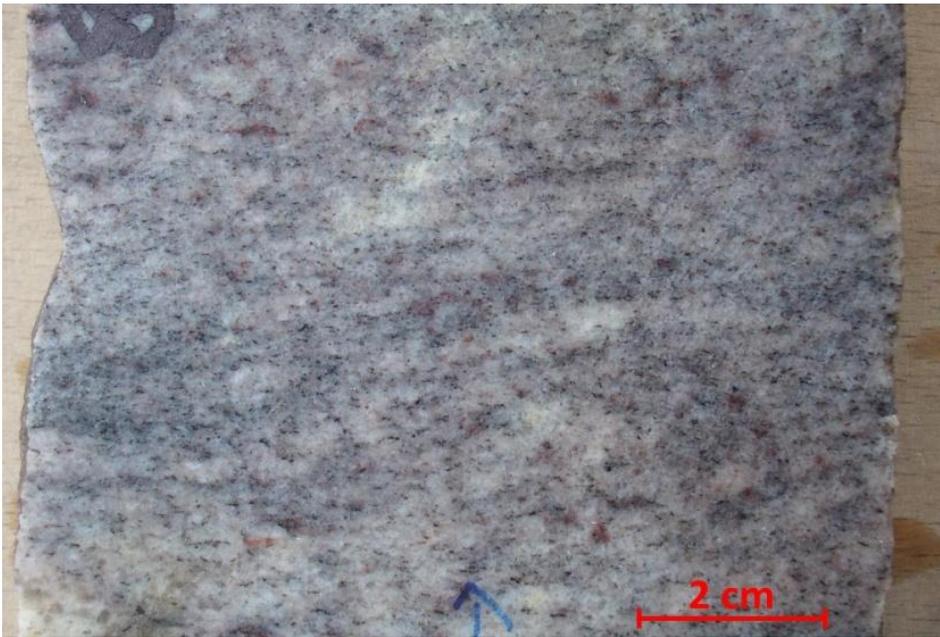


Abbildung 3.5: Anschliff eines biotitarmeren Gneises, Probe Aufschluss 8.

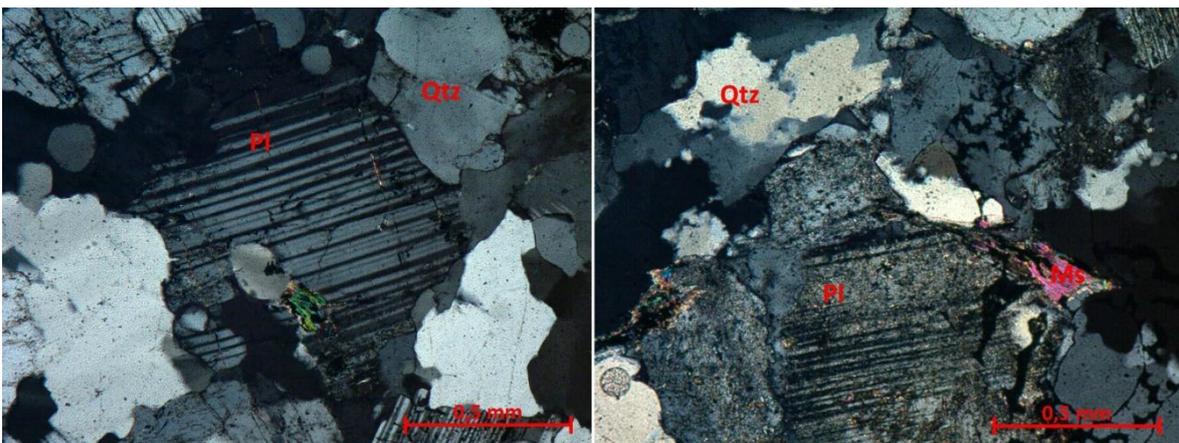


Abbildung 3.6: Dünnschliffaufnahmen eines unzerzitierten Plagioklases (links) und eines deutlich serizitierten Plagioklases (rechts) unter gekreuzten Polarisatoren; Qtz = Quarz, Pl = Plagioklas, Ms = Muskovit.

3.2.3 Biotit-Gneise

3.2.3.1 Mittelkörniger, schlecht geschieferter Biotit-Gneis (in der Auswertung als Biotit-Gneis bezeichnet)



Abbildung 3.7: Anschliff eines Biotit-Gneises, Probe Aufschluss 16.

In diese Gruppe fallen alle Gesteine die einen Biotit-Gehalt von mehr als 5 % aufweisen und deren Biotit-Plättchen zwar eingeregelt sind, jedoch keine durchgängigen Lagen bilden (Abbildung 3.7, Abbildung 3.8). Die Einregelung der Biotite hat dadurch in der Regel keine ausgeprägte Schieferung zur Folge. Der Großteil der dieser Gruppe zugeordneten Gesteine lässt sich als gleichkörnig bezeichnen. Die Korngrößen der einzelnen Minerale liegen meist zwischen 0,5 und 2 mm. Vereinzelt treten größere Feldspat-Porphyroblasten mit Korngrößen von bis zu 2 cm auf, die in Gneisen mit größerem Biotit-Gehalt teils gänzlich von Biotit-Plättchen „umflossen“ werden und sogenannte Feldspat-Augen bilden können. Ein Beispiel für einen vollständig von Biotit umgebenen Plagioklas ist in Abbildung 3.9 zu sehen.



Abbildung 3.8: Dünnschliffaufnahme eines schlecht geschieferten Biotit-Gneises. Die Einregelung der Biotit-Plättchen ist gut zu erkennen. Quarz findet sich bevorzugt in der Nähe zu Biotit-Aggregaten wieder; links: parallele Polarisatoren, rechts: gekreuzte Polarisatoren; Qtz = Quarz, Kfs = Kalifeldspat, Pl = Plagioklas, Bt = Biotit.

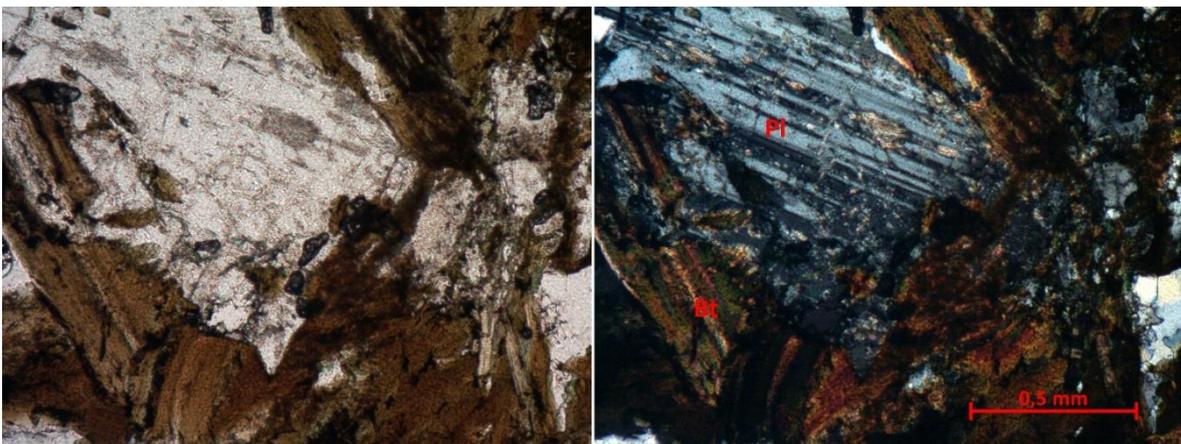


Abbildung 3.9: Von Biotit (Bt) "umflossener" Plagioklas (Pl). Einsetzende Serizitisierung des Plagioklases.

3.2.3.2 feinkörniger, leicht geschieferter Biotit-(Muskovit)-Gneis (in der Auswertung als geschieferter Gneis bezeichnet)



Abbildung 3.10: Anschliff eines leicht geschieferten Gneises, Probe Aufschluss 30.

Charakteristisches Merkmal dieser Gruppe ist eine leicht ausgeprägte Schieferung. Diese wird durch eine lagige Anordnung der Biotit- und zum Teil auch Muskovit-Plättchen verursacht. Zudem sind die Gesteine feinkörniger ($< 0,3 \text{ mm}$) als die zuvor genannten schlecht geschieferten Biotit-Gneise, was den Eindruck einer schieferartigen Ausprägung verstärkt. Der Abstand der einzelnen Glimmer-Lagen liegt in der Regel zwischen 1 und 3 mm. Aufgrund der durchgängigen Biotit-Lagen sind die Gesteine anfälliger für Verwitterung. Sie brechen bevorzugt entlang dieser Foliationsflächen (Abbildung 3.10).

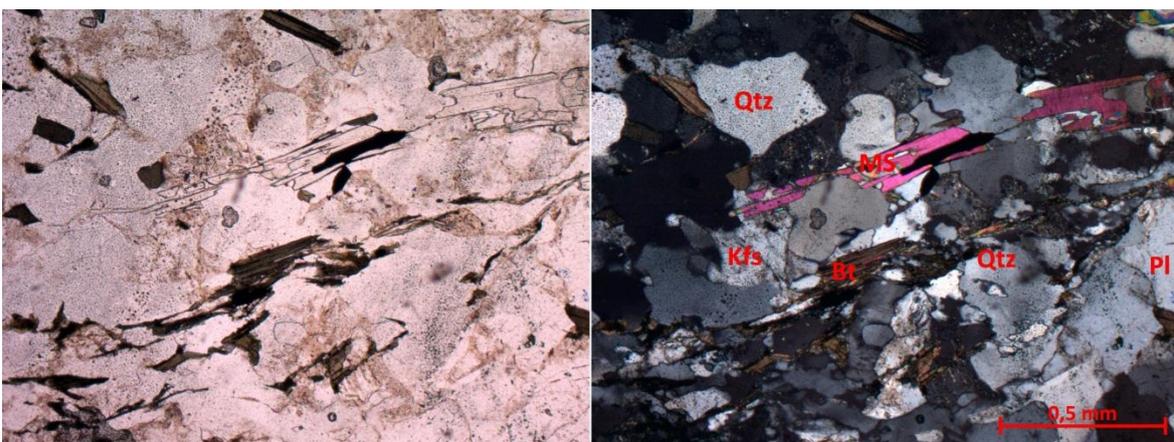


Abbildung 3.11: Dünnschliffaufnahme eines leicht geschieferten Zweiglimmer-Gneises; links: parallele Polarisatoren, rechts: gekreuzte Polarisatoren; Qtz = Quarz, Kfs = Kalifeldspat Pl = Plagioklas, Ms = Muskovit, Bt = Biotit.

3.2.3.3 feinkörniger, dunkler, granatführender Biotit-Gneis



Abbildung 3.12: feinkörniger, dunkler, granatführender Biotit-Gneis; Bohrkern, Bohrung Heubach, oberer Kernabschnitt (613,3 – 617,8 m). Im mittleren Bereich des Kerns verläuft von oben nach unten ein boudiniertes, helleres Quarzband.

Diese Gesteinsvarietät wurde in der oberen Kernstrecke der tiefen Bohrung in Heubach angetroffen. Sie zeichnet sich durch ein feinkörniges granoblastisches Gefüge der Quarz- und Feldspat-Körner aus, während die Biotit-Körner ein lepidoplastisches Gefüge zeigen. Das Gestein ist relativ gleichkörnig mit Korngrößen zwischen 0,1 und 0,3 mm. Im Dünnschliff (Abbildung 3.13) ist eine deutliche Vorzugorientierung der Biotit-Plättchen zu erkennen. Zudem kam es durch den gerichteten Druck während der Metamorphose zu einer Kornplättung der nun xenoblastischen Quarz- und Feldspat-Körner. Die Quarz-Körner sind isoliert. Feldspäte zeigen teilweise Serizitisierung.

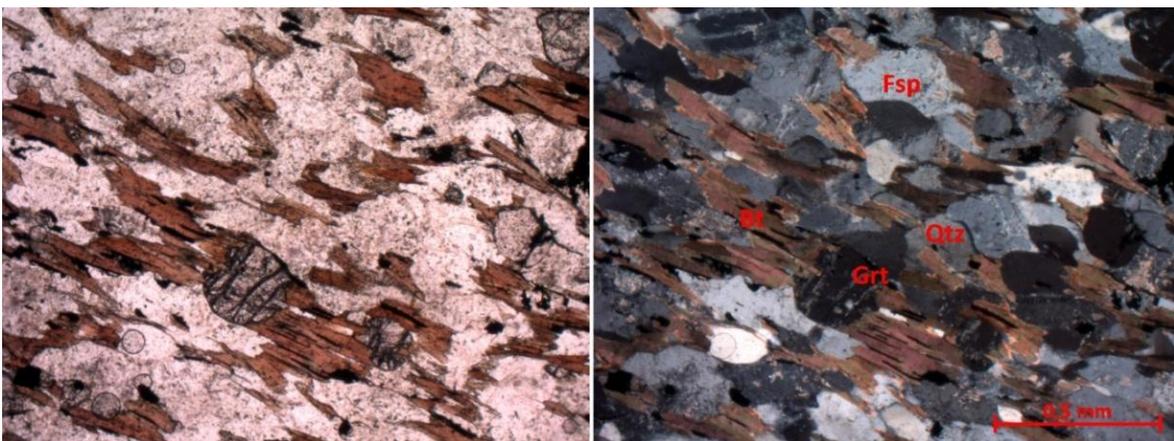


Abbildung 3.13: Dünnschliffaufnahme des feinkörnigen Biotit-Gneises aus der oberen Kernstrecke der tiefen Bohrung in Heubach; links: parallele Polarisatoren, rechts: gekreuzte Polarisatoren; Qtz = Quarz, Fsp = Feldspat, Bt = Biotit, Grt = Granat.

Granat-Körner sind ideomorph bis hypideomorph ausgeprägt. Im makroskopischen Maßstab sind bis zu mehrere Zentimeter dicke, teils boudinierte Quarzlagen auszumachen (Abbildung 3.12).

3.2.4 Hornblende-Gneise



Abbildung 3.14: Anschliff eines Biotit-Chlorit-Hornblende-Gneises, Probe Aufschluss 26.

Zur Gruppe der Hornblende-Gneise werden alle Gesteinsproben gezählt, die einen Hornblende-Gehalt von mehr als 5 % aufweisen, deren Hornblende-Gehalt gleichzeitig höher als deren Biotit-Gehalt ist und die jedoch nicht der Gruppe der Amphibolite zuzurechnen sind. Vor allem im oberen Bereich der Erkundungsbohrung BK 8 in Heubach sind Hornblende-Gneise verschiedener Ausprägungen durchteuft worden. Dabei handelt es sich um Gneise mit einem relativ ähnlichen Gehalt an Biotit und Hornblende. Es ist es schwierig zu entscheiden, ob es sich nun um einen Biotit-Hornblende-Gneis oder einen Hornblende-Biotit-Gneis handelt. Da sich diese Gneise jedoch vor allem durch das Auftreten von Hornblende von den Biotit-Gneisen unterscheiden, wird diese Einheit im Folgenden als Biotit-Hornblende-Gneis bezeichnet. Auffallend ist der geringe Quarzgehalt (< 10 %) und der generell hohe Anteil an mafischen Mineralen (meist über 25 % am Gesamtmineralgehalt) in dieser Gneisart. Im makroskopischen Bereich entsteht dadurch eine dunkel-schwarze bis dunkelgrünliche Färbung der Gesteine. Das verstärkte Auftreten von bis zu 3 cm großen, eingeregeltten Feldspat-Porphyroblasten, sogenannten Feldspatäugen stellt ein weiteres Erkennungsmerkmal dieser Gruppe dar.

Im Dünnschliff (z. B. Abbildung 3.15) zeigt sich häufig eine deutliche Serizitisierung der Plagioklase. Biotite sind teils nur randlich, teils aber auch vollständig in Chlorit

umgewandelt, sodass anstatt Biotit-Hornblende-Gneisen auch Chlorit-Hornblende-Gneise auftreten. Biotite beziehungsweise Chlorite bilden mit Hornblenden zusammenhängende Aggregate von bis zu 1 cm Durchmesser und umgeben sowohl Feldspat-Körner als auch Quarz-Körner meist vollständig.

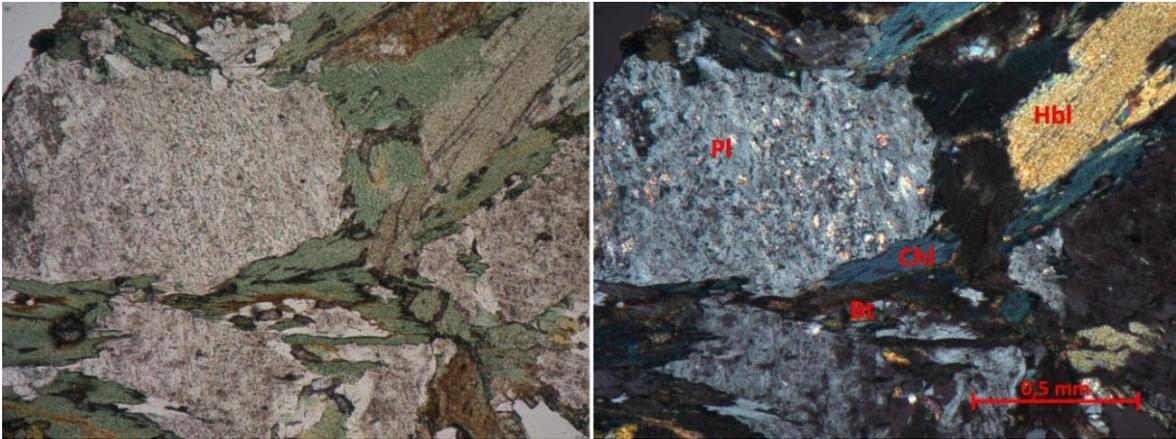


Abbildung 3.15: Dünnschliffaufnahme eines Biotit-Chlorit-Hornblende-Gneises, Probe 26; links: parallele Polarisatoren, rechts: gekreuzte Polarisatoren; Pl = Plagioklas, Hbl = Hornblende, Bt = Biotit, Chl = Chlorit.

3.2.5 Amphibolit



Abbildung 3.16: Anschliff eines Amphibolits, Probe Aufschluss 20.

Die Grundvoraussetzungen für die Benennung eines Gesteins als Amphibolit sind bereits in der Einleitung dieses Kapitels aufgeführt. Unter den Gesteinsproben konnten zwei unterschiedlich ausgeprägte Amphibolite ausgemacht werden. Bei der einen Ausprägung

handelt es sich um einen grobkörnigen Amphibolit (Korngrößen > 0,5 mm). Makroskopisch ist eine Einregelung der idoblastischen bis hypideoblastischen Hornblenden zu erkennen (Abbildung 3.16). Im Dünnschliff (Abbildung 3.17) zeigt sich auch hier die teilweise Umwandlung von Biotit in Fe-Chlorit.

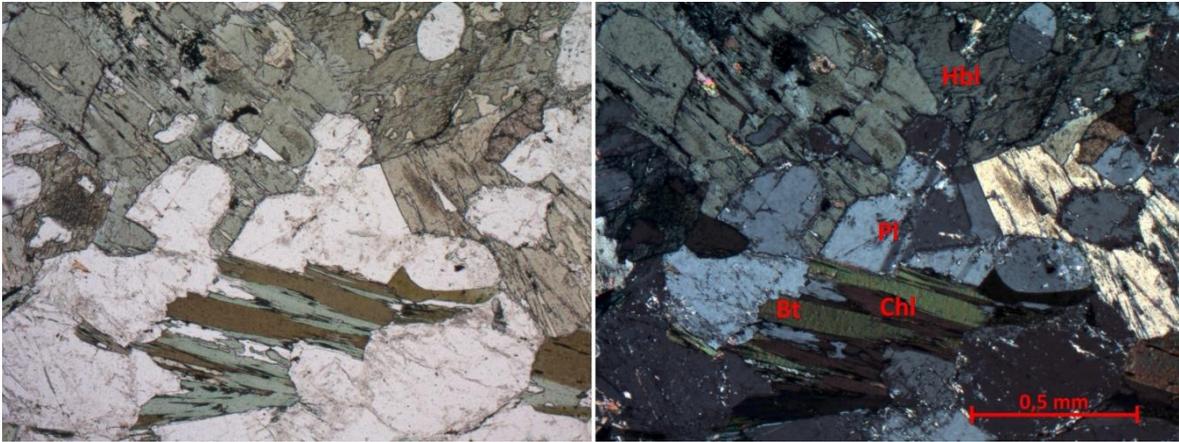


Abbildung 3.17: Dünnschliffaufnahme eines Amphibolits, Probe Aufschluss 20; links: parallele Polarisatoren, rechts: gekreuzte Polarisatoren; Pl = Plagioklas, Hbl = Hornblende, Bt = Biotit, Chl = Chlorit.

Bei der zweiten Ausprägung handelt es sich um einen feinkörnigen Amphibolit (Abbildung 3.18). Während die ebenfalls orientierten Hornblendenadeln bis annähernd 0,5 mm lang sein können, sind Plagioklase und Biotite fast ausschließlich kleiner als 0,1 mm. Quarz tritt in beiden Amphibolit-Varietäten nur untergeordnet auf.

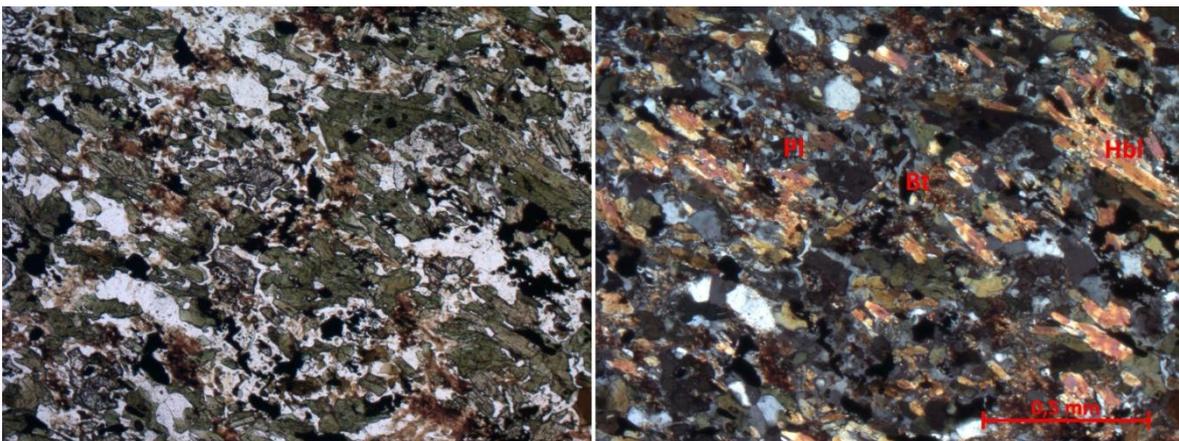


Abbildung 3.18: Dünnschliffaufnahme eines feinkörnigen Amphibolits, Probe Aufschluss 7; links: parallele Polarisatoren, rechts: gekreuzte Polarisatoren; Pl = Plagioklas, Hbl = Hornblende, Bt = Biotit.

3.2.6 Rhyolith

Der im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes beprobte Rhyolith zeigt ein porphyrisches Gefüge (Abbildung 3.19) mit vorwiegend Kalifeldspat- und Quarzeinsprenglingen, die in eine hellgraue Grundmasse eingebettet sind. Die teils ideomorph ausgebildeten Kalifeldspäte können eine Größe von bis zu 1 cm aufweisen. Zum Rand der Probe hin zeigen sie eine ockerfarbene Verfärbung, die auf Verwitterung des an der Oberfläche exponierten Gesteins zurückzuführen ist. Die rundlich ausgeprägten Quarzeinsprenglinge können bis zu 3 mm groß sein.

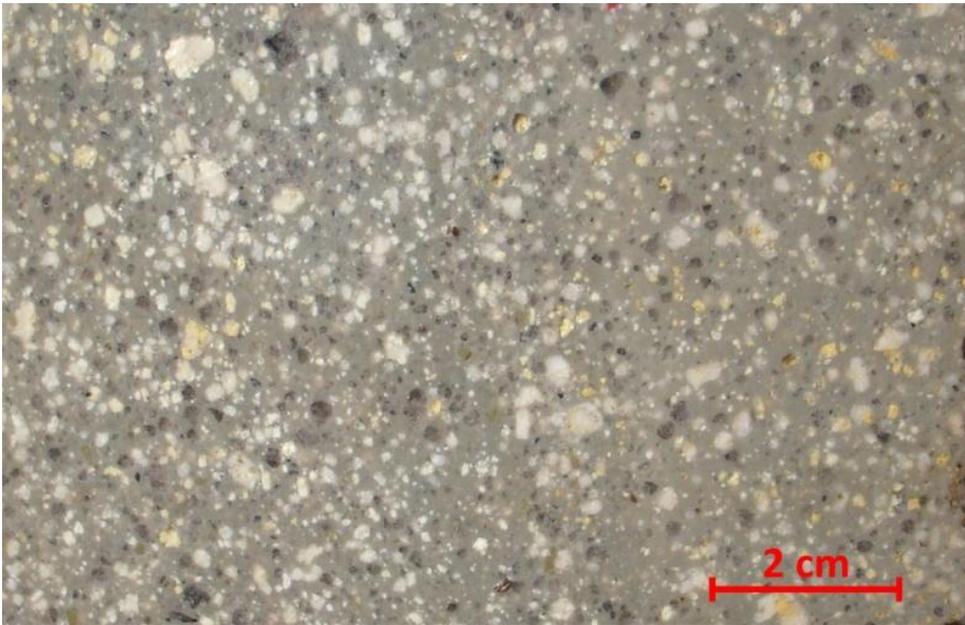


Abbildung 3.19: Anschliff der Rhyolith-Probe.

3.3 Chemische Zusammensetzung der Gesteine

Die chemische Zusammensetzung der Gesteine wurde im Labor des Instituts für Angewandte Geowissenschaften der Technischen Universität Darmstadt mittels Röntgenfluoreszenzanalyse bestimmt. Bei dieser Methode wird eine Probe mit Röntgenstrahlen hinreichend kleiner Wellenlängen und hoher Intensitäten bestrahlt (MACHERAUCH & ZOCH, 2011). Durch die Bestrahlung werden Elektronen aus den Atomhüllen der chemischen Elemente der Probe durch Stoßprozesse heraus geschlagen. Die dabei entstehenden Lücken werden durch Elektronen aus einer energiereicheren Schale besetzt. Beim Übergang dieser Elektronen vom Zustand höherer Energie zum Zustand geringerer Energie wird die Energiedifferenz in Form eines Röntgenquants emittiert (MACHERAUCH & ZOCH, 2011). Die Unterschiede in den Energiestufen der Schalen sind charakteristisch für das jeweilige Element (KRUGERS, 1965). Es entsteht eine charakteristische Röntgenstrahlung der Probe, deren Wellenlängen von der chemischen Zusammensetzung des Probenmaterials abhängen. Bei der sogenannten wellenlängendispersiven Röntgenfluoreszenzanalyse wird die von der Probe emittierte charakteristische Röntgenstrahlung an einem Analysatorkristall gebeugt. Dies führt zu einer spektralen Aufteilung der Röntgenstrahlung in ihre einzelnen Wellenlängen, die schließlich von einem Röntgendetektor registriert werden (MACHERAUCH & ZOCH, 2011). Aus den Wellenlängen kann dabei auf das jeweilige Element geschlossen werden, die Intensitäten einzelner Wellenlängen geben Aufschluss über die quantitative Menge eines chemischen Elementes in der Probe (KRUGERS, 1965). Detaillierte Beschreibungen der Röntgenfluoreszenzanalyse geben neben den zitierten Autoren auch BECKHOFF ET AL. (2006).

Die chemische Zusammensetzung wurde an einer Auswahl von insgesamt 15 Gesteinsproben bestimmt, wobei alle petrographischen Einheiten mit mindestens einer Probe in der Auswahl vertreten waren. Die Analysen erfolgten an Pulverpresslingen, für deren Herstellung repräsentative Probenbruchstücke zu Pulver gemahlen wurden. Dieses wurde anschließend unter Zusatz von Epoxidharz zu einem runden, flachen Pressling von etwa 3 cm Durchmesser und einer Höhe von ca. 0,5 cm gepresst.

Die Ergebnisse der chemischen Analyse sind in Tabelle 2 aufgeführt, wobei auf die Nebenelementgehalte nur sehr begrenzt eingegangen werden kann.

Es gibt keine gängige Einteilung metamorpher Gesteine nach ihrer chemischen Zusammensetzung. Nach WIMMENAUER (1985) bleibt der chemische Bestand der Ausgangsgesteine bei einer metamorphen Überprägung häufig erhalten (isochemische Metamorphose). Da die Gesteine des Böllsteiner Gneis-Kerns vorwiegend von Intrusivgesteinen abstammen, kann eine Einteilung der Gneise nach ihrem Ausgangsgestein erfolgen. Abbildung 3.20 zeigt das TAS-Diagramm (TAS = total alkali vs. Silika) in dem der Gehalt an K₂O+Na₂O gegen den Gehalt an SiO₂ aufgetragen ist. Ursprünglich wurde das Diagramm von COX ET AL. (1979) für die Klassifikation von Vulkaniten nach ihrer chemischen Zusammensetzung entworfen. WILSON (1989) erweiterte das Diagramm auf plutonische Gesteine. Zusätzlich ist im Diagramm eine Einteilung der Gesteine nach ihrem SiO₂-Gehalt in ultrabasisch, basisch, intermediär und sauer dargestellt, die Ebenfalls auf der Einteilung magmatischer Gesteine beruht, nach SCHMID ET AL. (2007) jedoch auch auf metamorphe Gesteine mit magmatischen Ausgangsgesteinen angewendet werden kann.

Tabelle 2: chemische Zusammensetzung ausgewählter Gesteinsproben des Böllsteiner Odenwaldes (Röntgenfluoreszenzanalyse); Amph = Amphibolith, Bt-Hbl-Gn = Biotit-Hornblende-Gneis, fk, d, gr Gn = feinkörniger, dunkler, granatführender Gneis, gesch. Bt-(Ms-)Gneis = geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis.

Petrographie		Amph.	Bt-Hbl-Gn	fk,d,gr-Gn	gesch. Bt-(Ms-)Gneis					Biotit-Gneis			biotitarmer Gneis		Bändergneis			Rhyolith
Probe		7	26	EWS-1	2	32	8	17,1	3s	15	14	17,2	8,2	EWS-2	15,2	Rh-1		
SiO ₂	Gew.-%	50,62	52,13	67,35	74,18	75,48	71,69	73,42	75,23	75,52	76,30	76,51	75,28	75,61	77,20	73,57		
TiO ₂	Gew.-%	3,32	1,24	0,72	0,15	0,15	0,51	0,25	0,10	0,14	0,05	0,18	0,12	0,16	0,14	n.d.		
Al ₂ O ₃	Gew.-%	12,27	19,68	14,72	14,54	13,95	13,45	13,81	13,97	13,42	12,88	12,87	13,24	13,21	12,22	16,41		
Fe ₂ O ₃	Gew.-%	16,47	9,68	6,13	1,09	0,96	2,39	1,67	0,60	1,18	1,07	0,96	1,06	1,12	1,18	1,12		
MnO	Gew.-%	0,26	0,13	0,17	0,04	0,04	0,05	0,03	0,01	0,07	0,01	0,03	0,02	0,06	0,05	0,14		
MgO	Gew.-%	4,71	2,43	2,34	0,33	n.d.	1,05	0,57	n.d.	0,39	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0,36	n.d.		
CaO	Gew.-%	7,23	6,96	2,84	0,84	0,66	0,92	1,06	0,71	0,77	0,57	0,82	0,69	1,12	0,61	n.d.		
Na ₂ O	Gew.-%	3,17	4,04	3,46	3,28	4,26	2,23	2,92	3,48	3,52	3,53	3,83	3,39	4,03	3,16	0,18		
K ₂ O	Gew.-%	1,31	2,93	1,88	5,39	4,30	7,32	5,97	5,71	4,82	5,50	4,59	6,02	4,53	4,91	8,35		
P ₂ O ₅	Gew.-%	0,44	0,42	0,11	0,03	0,07	0,09	0,06	n.d.	0,03	n.d.	0,03	n.d.	0,03	0,03	n.d.		
Summe	Gew.-%	99,80	99,64	99,72	99,87	99,87	99,70	99,76	99,81	99,86	99,91	99,82	99,82	99,87	99,86	99,77		
S	ppm	n.d.	n.d.	823	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.		
V	ppm	472	106	102	11	7	27	10	n.d.	10	6	6	n.d.	7	10	n.d.		
Cr	ppm	72	26	62	7	5	7	5	n.d.	4	3	5	3	4	3	n.d.		
Co	ppm	33	15	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	20	n.d.	n.d.	n.d.	6		
Ni	ppm	44	13	34	8	9	10	8	7	10	8	7	7	8	8	10		
Cu	ppm	14	15	24	n.d.	n.d.	19	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	9	n.d.	n.d.	15		
Zn	ppm	132	109	70	28	23	28	26	10	39	7	21	11	24	40	29		
Rb	ppm	56	107	77	91	107	167	118	117	108	212	114	156	116	103	1547		
Sr	ppm	163	543	268	84	65	145	154	91	123	19	77	36	97	96	21		
Y	ppm	55	11	16	17	16	32	9	6	33	41	11	26	20	18	84		
Zr	ppm	230	303	131	65	78	296	122	75	73	82	100	99	72	69	33		
Nb	ppm	10	16	7	14	14	19	10	6	13	14	11	11	15	13	48		
Ba	ppm	224	1720	309	681	690	1654	1392	1219	665	127	1012	856	715	679	125		
La	ppm	22	25	19	11	9	74	49	8	12	n.d.	39	43	16	15	n.d.		
Ce	ppm	116	n.d.	53	n.d.	n.d.	66	29	n.d.	n.d.	23	37	60	17	18	n.d.		
Nd	ppm	24	22	23	21	21	74	46	19	22	12	28	43	22	24	22		
Pb	ppm	72	22	246	34	24	44	106	25	28	35	29	33	25	22	100		

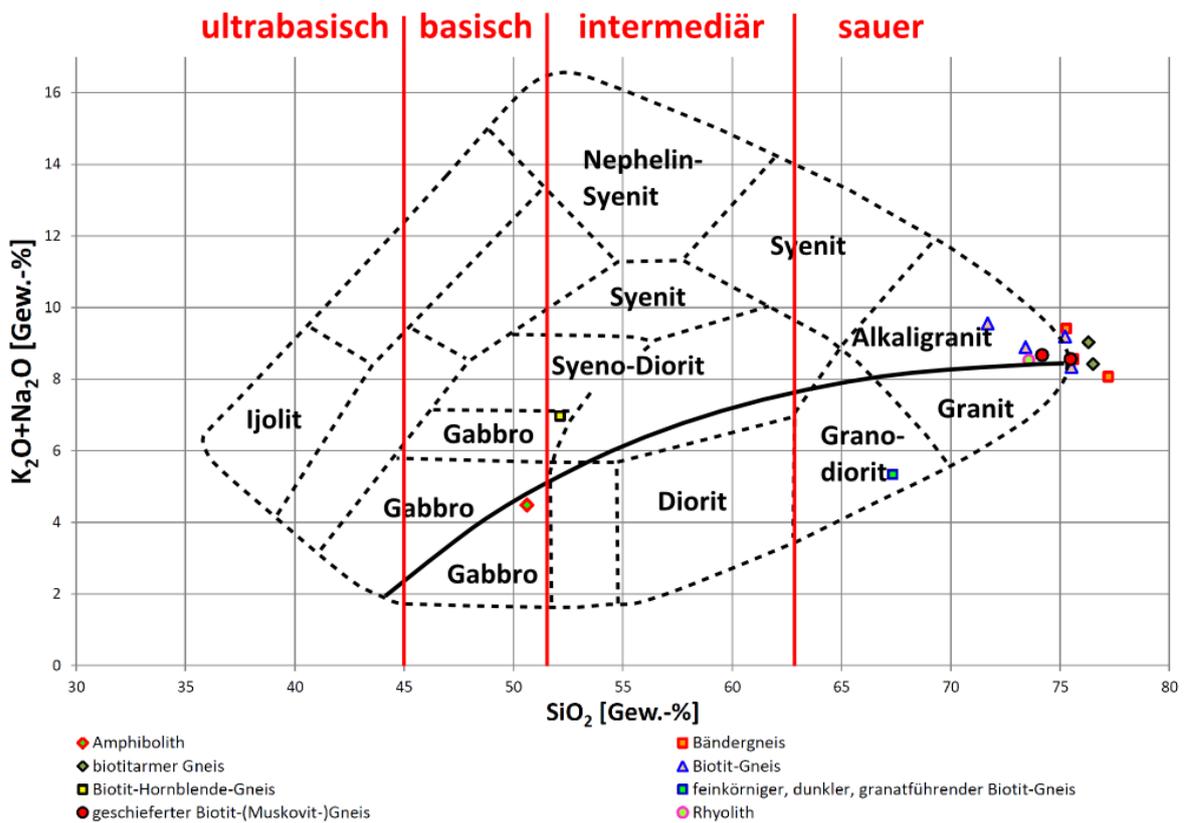


Abbildung 3.20: Darstellung der metamorphen Gesteine des Böllsteiner Odenwaldes im TAS-Diagramm zur Klassifizierung plutonischer Gesteine (nach WILSON, 1989). Das Diagramm dient der bessern Darstellung der Werte und um Rückschlüsse auf das Ausgangsgestein ziehen zu können. In Rot: Einteilung der Gesteine nach ihrem SiO_2 -Gehalt (SCHMID ET AL., 2007).

Ein Großteil der Gneis-Proben zeigt eine relativ ähnliche chemische Zusammensetzung mit SiO_2 -Gehalten über 71 Gew.-%. Die Proben sind damit im deutlich sauren Bereich angesiedelt und weisen eine granitische Zusammensetzung auf, wobei ein Teil der Proben sogar über 75 Gew.-% SiO_2 enthält und damit außerhalb des im Diagramm vorgesehen Feldes zu liegen kommt. Die Na_2O -Gehalte dieser granitischen Gneise liegen bei etwa 2 bis 4 Gew.-%, die K_2O -Gehalte bei etwa 4,5 bis 7,5 Gew.-%, woraus sich die im Diagramm dargestellte Summe beider Werte zwischen 8 und 10 Gew.-% ergibt. Auch bei Betrachtung der weiteren Hauptelemente sind keine signifikanten Unterschiede in dieser Gruppe auszumachen.

Vier der untersuchten Proben unterscheiden sich in ihrer chemischen Zusammensetzung von der oben genannten Gruppe. Der feinkörnige, dunkle, granatführende Biotit-Gneis aus der oberen Kernstrecke in Heubach (Probe EWS-1) zeigt als einziger der untersuchten Proben mit einem SiO_2 -Gehalt von ca. 67 Gew.-% eine granodioritische Zusammen-

setzung. Während der Na_2O -Gehalt der Probe von 3,46 Gew.-% mit dem der granitischen Gneise vergleichbar ist, liegt der K_2O -Gehalt mit 1,88 Gew.-% deutlich niedriger. Auffällig ist das Vorhandensein von Schwefel in dieser Probe, der sonst in keiner anderen Probe auftritt. Außerdem unterscheidet sich die Probe durch höhere TiO_2 -, Fe_2O_3 -, MnO -, MgO -, CaO - und P_2O_5 -Gehalte. Bei dieser Probe muss beachtet werden, dass keines der quarzreichen Bänder, die dieses Gestein durchziehen, in die chemische Analyse eingegangen ist.

Zwei Proben zeigen deutlich geringere SiO_2 -Gehalte von 50,62 und 52,13 Gew.-%. Dabei handelt es sich um einen Amphibolit und einen Biotit-Hornblende-Gneis, die sich durch ihre hohen Gehalte an mafischen Mineralen und ihren relativ geringen Quarzgehalt auszeichnen. Sie liegen im basischen bis schwach intermediären Bereich und zeigen eine gabbroide bzw. basaltische Zusammensetzung.

Die untersuchte Rhyolith-Probe liegt wie zu erwarten ebenfalls im Feld des Granits, das dem Feld des Rhyoliths im TAS-Diagramm für Vulkanite entspricht. Von den granitischen Gneisen unterscheidet sich die Probe durch einen höheren Gehalt an Al_2O_3 , MnO und K_2O . Na_2O tritt nur in einer sehr geringen Menge auf. TiO_2 konnte in der Probe nicht nachgewiesen werden. Außerdem zeigt die Probe einen deutlich höheren Rb-Gehalt von 1547 ppm.

4 TRENNFLÄCHENANALYSEN

Bei der Charakterisierung geothermischer Reservoirs spielt die Gebirgsdurchlässigkeit eine entscheidende Rolle. Sie bestimmt, in welchem Ausmaß konvektive Prozesse durch zirkulierende Fluide an der Wärmezufuhr zum geothermischen System beteiligt sind und erlaubt die Abschätzung der aus dem Reservoirgestein entnehmbaren Förderrate. In Festgesteinen muss nach PRINZ & STRAUß (2011) zwischen Gesteinsdurchlässigkeit (Matrixpermeabilität) und Trennflächendurchlässigkeit unterschieden werden. In kristallinen Gesteinen, wie sie im gesamten Odenwald vorherrschen, sind Matrixpermeabilitäten als sehr gering einzustufen. Permeabilitätsmessungen an Gesteinsproben des Böllsteiner Odenwaldes im Rahmen dieser Arbeit bestätigen dies (siehe Kapitel 5.3.2). Nennenswerte Fluidbewegungen sind deshalb ausschließlich auf Klüfte und Störungszonen beschränkt. Neben Kluftöffnungsweiten und -abständen sind Geometrie und Raumlage der Klüfte von entscheidender Bedeutung. Aus einer Vorzugsorientierung von Klüften können Anisotropien der Gebirgsdurchlässigkeit und damit bevorzugte Fließrichtungen resultieren. Die Berücksichtigung bevorzugter Fließrichtungen ist beispielsweise bei der Anordnung von Erdwärmesonden in einem Sondenfeld oder der Anordnung von Injektions- und Entnahmebohrung einer Dublettenanlage von Interesse. Die Orientierung von natürlichen Klüften ist auch bei der Reservoirstimulation in Enhanced Geothermal Systems (EGS) einer der entscheidenden Faktoren für die Planung und Bemessung der Stimulationsmaßnahmen.

Um eine Aussage über das Kluftsystem im Böllsteiner Odenwald treffen zu können, wurden in fünf Aufschlüssen (siehe Abbildung 4.1) die Raumlagen von insgesamt 570 Klüften bestimmt.

Aus den bekannten Aufschlüssen wurden hierfür diejenigen mit einer Mindestgröße ausgewählt, die es erlaubte, eine aussagekräftige Anzahl an Klüften einmessen zu können. In vier der fünf Aufschlüsse konnten jeweils über 100 Klüfte eingemessen werden, in Aufschluss 17 waren aufgrund der schlechten Zugänglichkeit zur Steinbruchwand nur 71 Messungen möglich. Die Nummerierung der Aufschlüsse in denen die Kluftmessungen

durchgeführt wurden entspricht der Nummerierung der Probennahmepunkte. Neben der Raumlage der Klüfte wurde versucht, Aussagen über Öffnungsweiten, Kluftabstände sowie Oberflächenbeschaffenheit der Klüfte zu treffen. Hierbei ist zu beachten, dass Kluftöffnungsweiten in Oberflächenaufschlüssen durch Auflockerung des Gesteinsverbandes meist erhöht sind. Dies gilt insbesondere für Steinbrüche, in denen das Gestein im Sprengbetrieb gelöst wurde. Die in dieser Arbeit verwendeten Maßangaben entstammen der DIN EN ISO 14689-1 (2011) (siehe Tabelle 3. bis Tabelle 5).

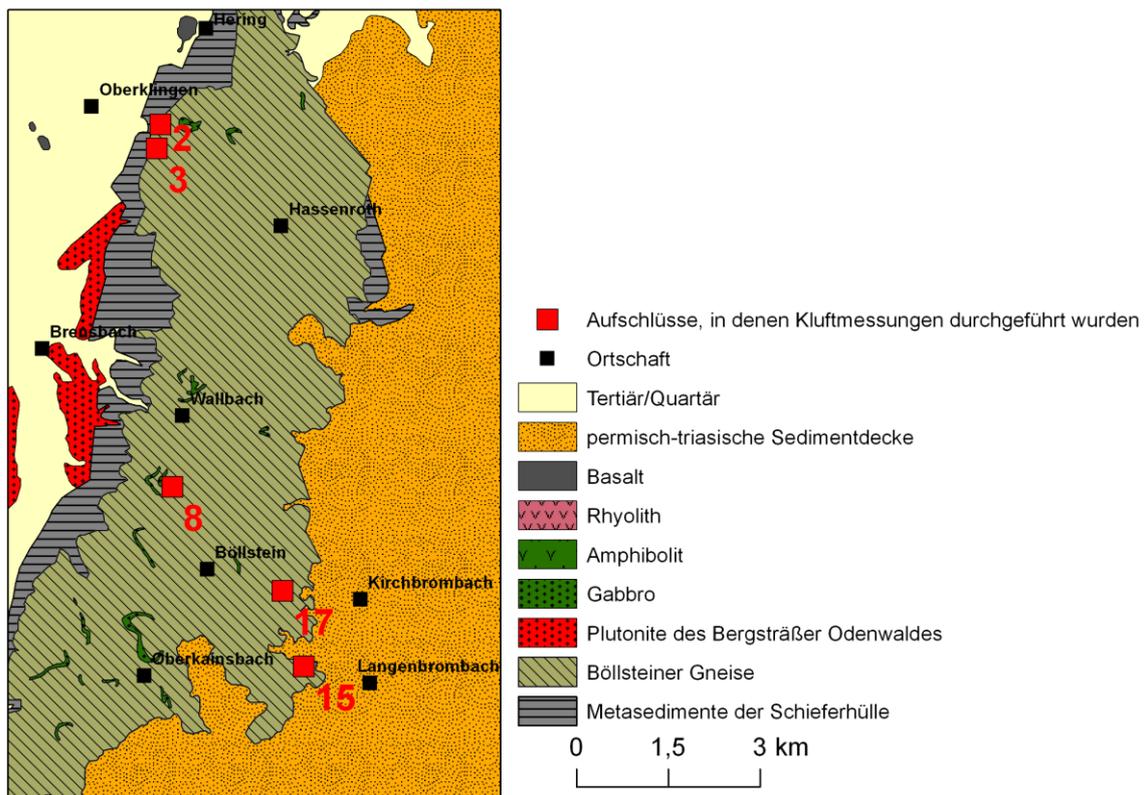


Abbildung 4.1: Ausgewählte Aufschlüsse für Kluftanalysen. Die Nummerierung der Aufschlüsse entspricht der Nummerierung der Probennahmepunkte.

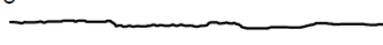
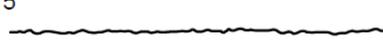
Tabelle 3: Bezeichnungen zur Beschreibung der Öffnungsweite von Trennflächen, nach DIN EN ISO 14689-1 (2011).

Bezeichnung für die Öffnungsweite	Öffnungsweiten
sehr eng	kleiner als 0,1mm
eng	0,1 bis 0,25 mm
teilweise offen	über 0,25 bis 0,5 mm
offen	über 0,5 bis 2,5 mm
gemäßigt weit	über 2,5 bis 10 mm
weit	über 1 bis 10 cm
sehr weit	über 10 bis 100 cm
extrem weit	größer 1 m

Tabelle 4: Bezeichnungen zur Beschreibung von Kluft- und Schieferungsflächenabständen, nach DIN EN ISO 14689-1 (2011).

Bezeichnungen	Abstand [mm]
sehr weitständig	größer als 2 000
weitständig	2 000 bis 600
mittelständig	600 bis 200
engständig	200 bis 60
sehr engständig	60 bis 20
außerordentlich engständig	kleiner als 20

Tabelle 5: Bezeichnungen für die Rauigkeit von Trennflächen, DIN EN ISO 14689-1 (2011).

	Rau (unregelmäßig)	Glatt
Stufig	1 	2 
Wellig	3 	4 
Eben	5 	6 

4.1 Aufschluss 1100 m ESE von Oberklingen (Lok. 2)

(R: 3493260; H: 5518820)

Der aufgelassene Steinbruch liegt im Wald etwa 1100 m ESE von Oberklingen nahe der Kreisstraße K 116 und etwa 400 m östlich des „Langen Berges“. Er erstreckt sich über eine Breite von etwa 30 m und hat eine maximale Höhe von etwa 6 m. Der Aufschluss liegt auf der westlichen Flanke der Böllsteiner Antiklinale, und befindet sich in unmittelbarer Nähe zu den metamorphen Schieferungen. In der nach E exponierten Steinbruchwand sind Gneise der jüngeren granitischen Intrusion aufgeschlossen. Die Gneise zeigen stellenweise eine deutliche metamorphe hell-dunkel Bänderung im cm- bis dm-Bereich aus hellen feldspat-reichen Lagen und dunklen biotitreichen Lagen. Aufgrund der geringeren Verwitterungsbeständigkeit des Biotits stellen diese Lagen bevorzugte Bruchflächen im Gesteinsverband dar. Die durch die Foliation hervorgerufenen S-Flächen fallen mit etwa 50° in Richtung WNW ein und stimmen damit mit dem in der Literatur (z.B. ALTENBERGER & BESCH, 1993) beschriebenen Einfallen des Westschenkels der Antiklinale in Richtung NW überein.

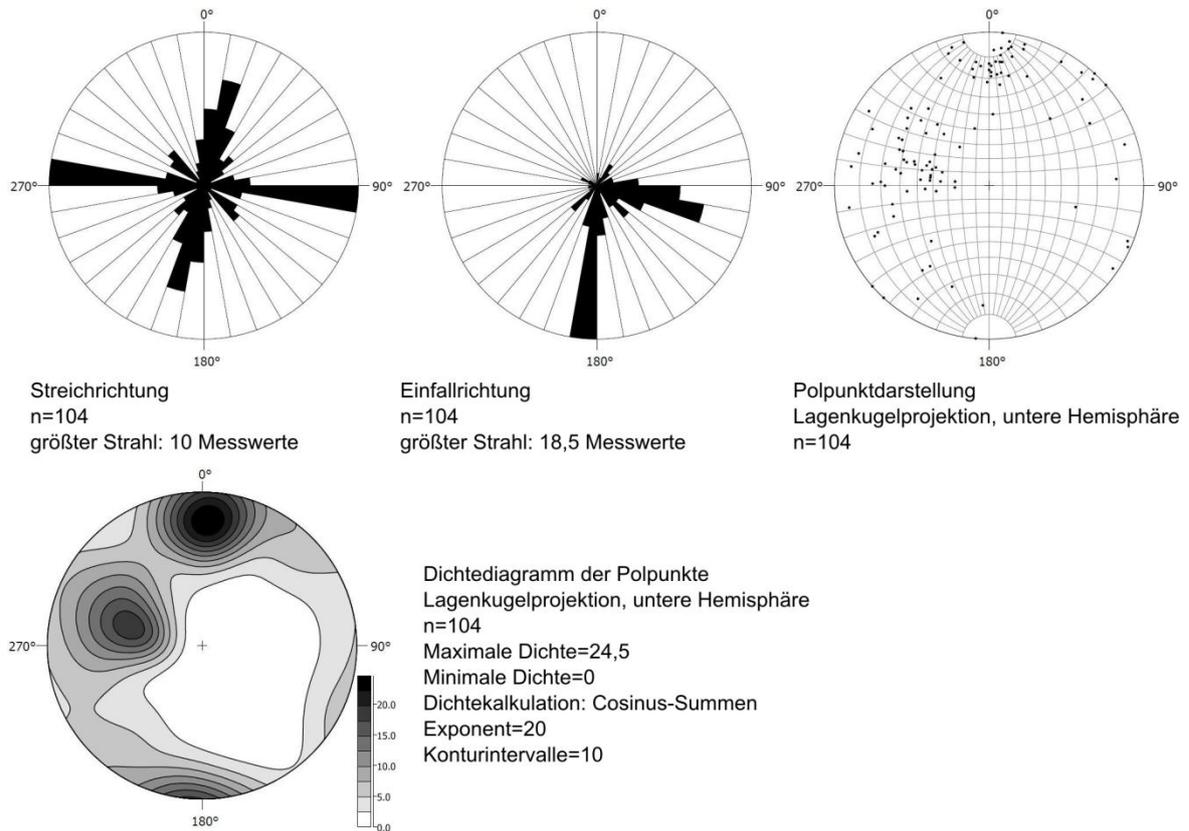


Abbildung 4.2: Grafische Darstellung der Kluftorientierungen in Aufschluss Nr. 2 (Auswertung und Darstellung mittels Software Stereo32).

In diesem Aufschluss wurde die Orientierung von insgesamt 104 Klüften bestimmt. Die Ergebnisse sind in Abbildung 4.2 grafisch dargestellt.

In den Rosendiagrammen wird das Auftreten zweier Hauptkluftrichtungen deutlich. Eine annähernd N-S-streichende Richtung und eine E-W-streichende Richtung. Die zur ersteren gehörenden Klüfte fallen dabei fast ausschließlich nach W ein, während die Klüfte der letzteren beinahe alle nach S einfallen. Die N-S-verlaufende Kluftrichtung zeigt eine etwas breitere Streuung der Einfallrichtungen. Mehr als 50 % aller Klüfte zeigen ein Einfallen von über 70°. Aus dem Dichtediagramm geht hervor, dass die zur E-W-streichenden Hauptrichtung gehörenden Klüfte mit einem Dichtemaxima zwischen 70° und 80° steiler einfallen, als die zur E-W-Streichrichtung gehörenden Klüfte mit einem Dichtemaxima zwischen 40° und 60° Einfallen.

Im Steinbruchbereich konnten keine Großklüfte ausgemacht werden. Die auftretenden Kleinklüfte sind größtenteils sehr eng, nur wenige zeigen eine geringe Öffnungsweite von weniger als 0,5 mm und sind somit als eng bis teilweise offen zu bezeichnen.

Die Abstände der Kleinklüfte variieren zwischen etwa einem Zentimeter und zwei Dezimeter. Die Oberflächen der Klüfte sind vorwiegend glatt, teils muschelig gebrochen und zeigen vermehrt Manganbeschläge.

4.2 Aufschluss am Wanderparkplatz bei Oberklingen (Lok. 3)

(R: 3493200; H: 5518425)

Bei diesem Aufschluss handelt es sich ebenfalls um einen aufgelassenen Steinbruch. Er liegt nur etwa 400 m südlich von Aufschluss Nr. 2 an einem Wanderparkplatz etwa 1,2 km südöstlich von Oberklingen. Die frühere Abbauwand hat eine Breite von etwa 50 m und ist bis zu 10 m hoch. Auch hier stehen Orthogneise des Böllsteiner Antiklinalkerns an. Das Einfallen der Foliation mit etwa 40° in Richtung WNW ist ähnlich dem Einfallen aus Aufschluss Nr. 2.

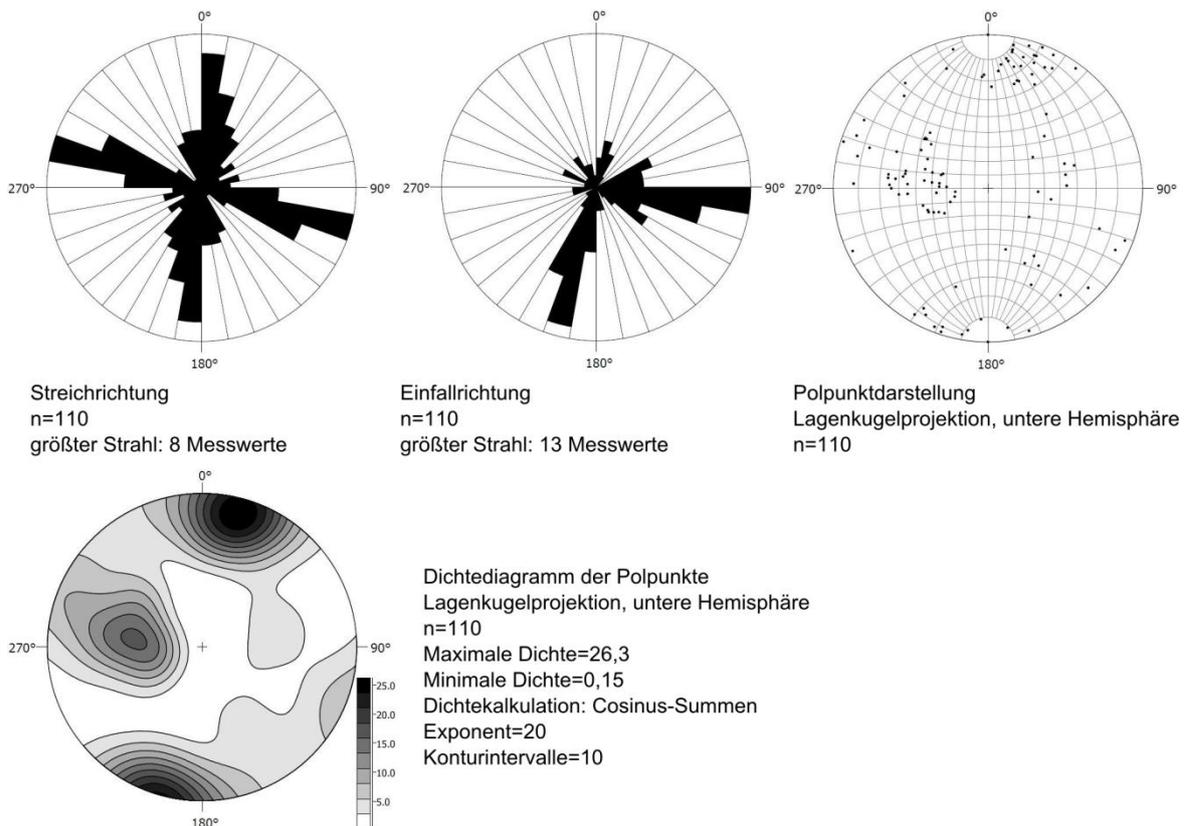


Abbildung 4.3: Grafische Darstellung der Klüftorientierungen in Aufschluss Nr. 3 (Auswertung und Darstellung mittels Software Stereo32).

In diesem Aufschluss erfolgten die Messungen aufgrund der Zugänglichkeit nur im rechten Randbereich der Aufschlusswand. Dabei wurden die Raumlagen von insgesamt 110 Klüften bestimmt. Die Diagramme in **Abbildung 4.3** ergeben ein beinahe identisches Bild mit Aufschluss Nr. 2. Erneut treten die zwei bereits bekannten Hauptkluftrichtungen N-S und E-W auf. Auch die Einfallrichtungen stimmen mit denen in Aufschluss Nr. 2 überein. Die zur N-S-streichenden Hauptkluftrichtung gehörenden Klüfte fallen größtenteils in Richtung E ein und zeigen flachere Einfallswinkel (Dichtemaxima zwischen 40° und 50°) als die Klüfte der E-W-streichenden Haupttrichtung, die fast ausschließlich ein Einfallen nach S zeigen (Dichtemaxima bei Einfallswinkeln zwischen 80° und 90°). Im Unterschied zu Aufschluss Nr. 2 zeigen sich in diesem Steinbruch weniger Kleinklüfte. Die Öffnungsweiten der Großklüfte liegen vorwiegend unter einem mm und sind damit als sehr eng bis offen zu bezeichnen. Ein Teil der Großklüfte zeigt gemäßigt weite Öffnungen von bis zu einem cm. Hier finden sich tonige bis sandige Kluftfüllungen, die vom Verwitterungshorizont oberhalb der Steinbruchwand eingeschwenkt wurden. Kluftabstände liegen in diesem Aufschluss zwischen einem Dezimeter und maximal zwei Metern (engständig bis weitständig). Die Kluftflächen sind überwiegend glatt ausgeprägt.

4.3 Steinbruch der Fa. Röhrig Granit (Lok. 8)

(R: 3493450; H: 5512860)

Der zeitweise noch im Abbau befindliche Steinbruch liegt etwa einen Kilometer südlich von Wallbach an der Kreisstraße K 88 zwischen Brensbach und Böllstein. Er hat eine Längserstreckung von etwa 200 m. Die in zwei Sohlen unterteilte Abbauwand hat eine Gesamthöhe von 20 bis 40 m.

Es können mehrere lithologische Einheiten im Steinbruch unterschieden werden. Den größten Teil des Aufschlusses nehmen rötliche, granitische Gneise ein, die den Orthogneisen des Böllsteiner Antiklinalkerns zuzurechnen sind. Sie zeigen eine deutliche Hell-Dunkel-Bänderung. Im nordöstlichen Bereich des Steinbruchs werden diese von gräulichen Gneisen überlagert, welche aus der metamorphen Überprägung einer älteren granodioritischen Intrusion hervorgingen. An der westlichen Abbauwand (siehe **Abbildung 4.4**) ist der Kontaktbereich zwischen den granitischen Orthogneisen und bröckelig

zerfallenden Metasedimenten der Schieferhülle aufgeschlossen (OLZEM, 2009). Als weitere Einheit kann im Bereich der nördlichen Abbauwand ein, die Gneiseinheiten durchziehender grobkörniger Pegmatit (Einfallen 92/68, Clar-Notation) ausgemacht werden. Er ist vermutlich aus Restschmelzen in die bereits erstarrten Gneise intrudiert. Abbildung 4.4 unten links zeigt die Kluftfläche einer Großkluft mit gleicher Orientierung wie die des Pegmatits. Eine solche Kluft diene diesem mit großer Wahrscheinlichkeit als Aufstiegs-
weg.

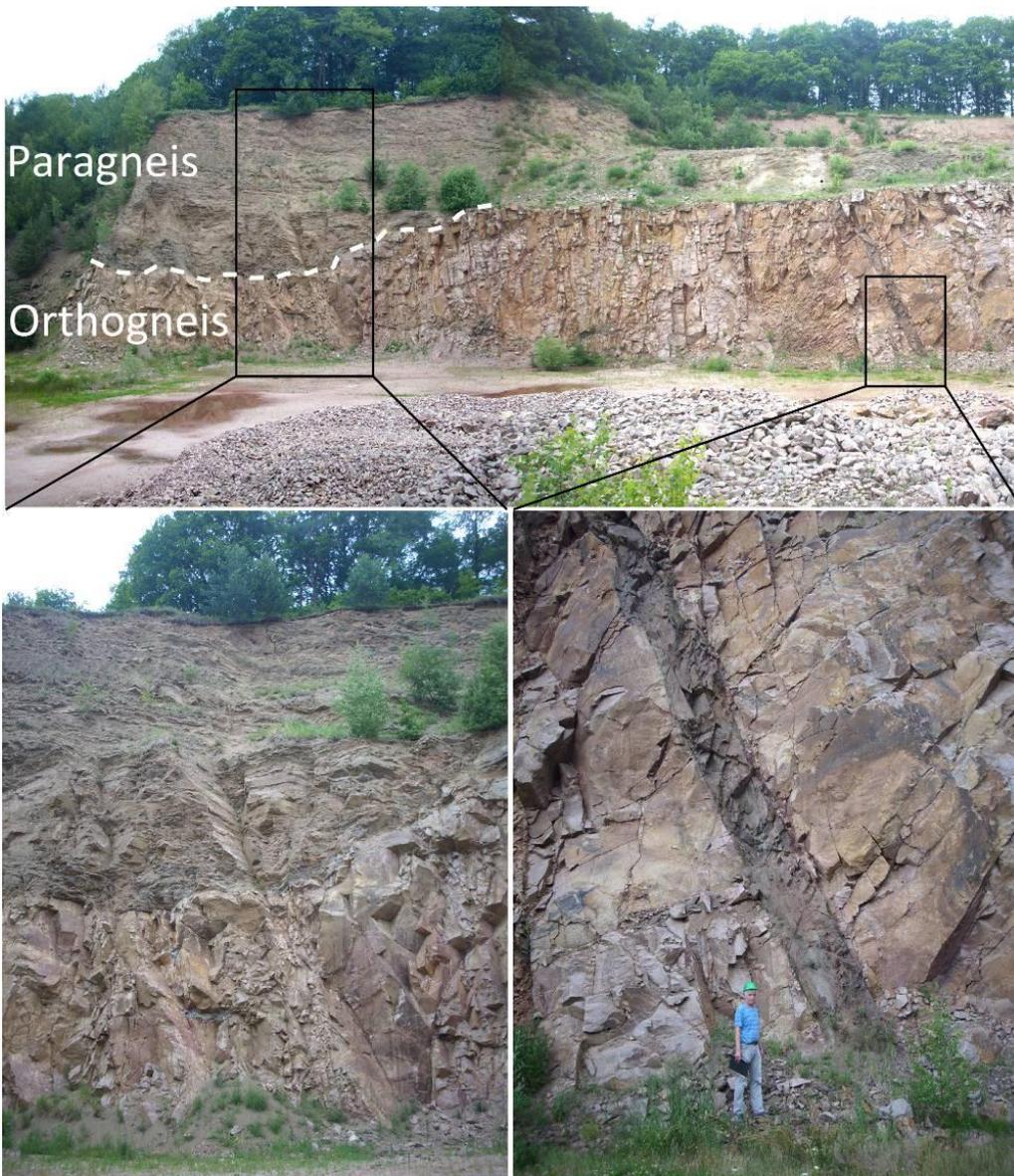


Abbildung 4.4: oben: Übersichtsfoto der westlichen und nördlichen Abbauwand im Steinbruch der Fa. Röhrig Granit bei Böllstein mit Übergang von den Orthogneisen des Antiklinalkerns zu den metamorphen Schiefnern; unten links: diskordanter Kontakt zwischen Orthogneisen und Paragneisen; unten rechts: Pegmatit.

Im Steinbruch wurden insgesamt 145 Klüfte eingemessen. Es treten zwei Hauptkluftrichtungen auf. Eine N-S-streichende Haupttrichtung mit Klüften die verstärkt in Richtung E einfallen und eine NW-SE-streichende Hauptkluftrichtung, deren Klüfte fast ausschließlich ein Einfallen nach SW aufweisen. Letztere zeigt im Dichtediagramm ein Maxima bei Einfallswinkeln zwischen 70° und 90° und steht damit steiler als die N-S-streichende Hauptkluftrichtung mit einem Dichtemaxima bei 50° bis 70° Einfallen. Eine untergeordnete Kluftrichtung streicht ESE-WSW und fällt bevorzugt in Richtung NNW ein.

Es treten Großklüfte auf, mit weiten Öffnungen von bis zu mehreren cm und Kluffabständen im Meter- bis Zehnermeterbereich. Sie sind fast ausschließlich der N-S-streichenden Hauptkluftrichtung zuzuordnen und zeigen ein Einfallen von etwa 100/70 (Clar-Notation). Kleinklüfte sind in der Regel sehr eng bis geschlossen. Kluffabstände liegen im Dezimeterbereich und sind damit nach DIN EN ISO 14689-1 (2011) als engständig zu bezeichnen. Klufflächen sind größtenteils glatt und zeigen vereinzelt Manganbeschläge.

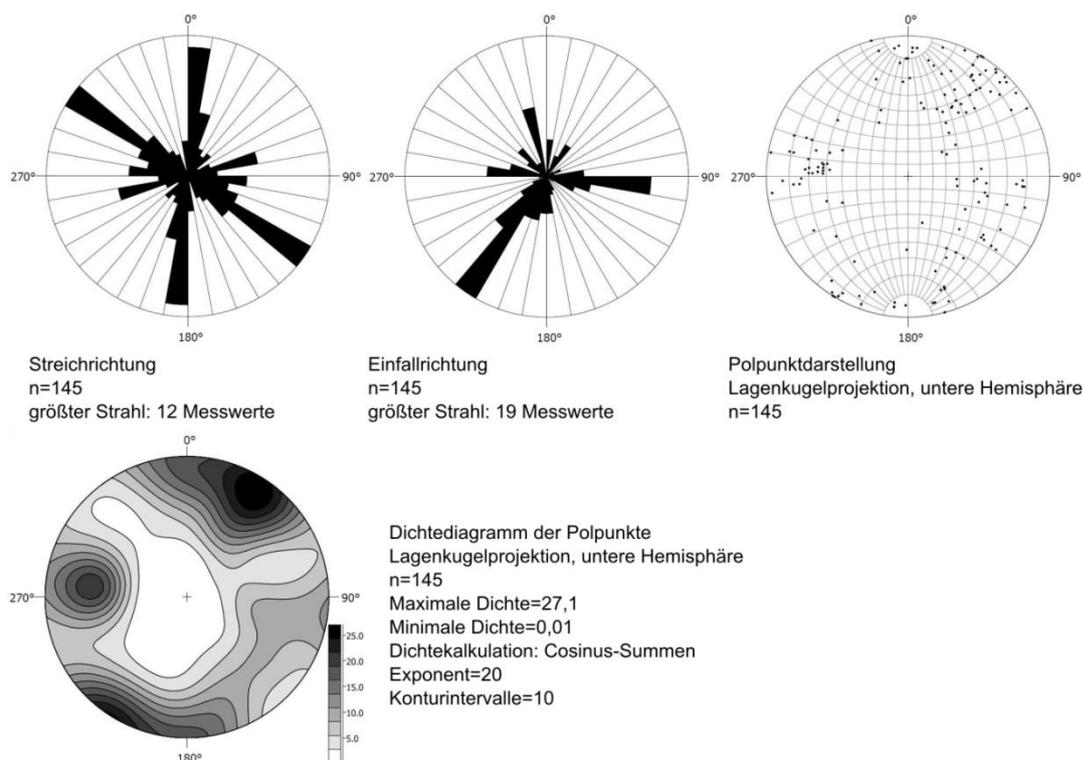


Abbildung 4.5: Grafische Darstellung der Kluftrichtungen in Aufschluss Nr. 8 (Auswertung und Darstellung mittels Software Stereo32).

4.4 Aufschluss zwischen Langenbrombach und Hembach (Lok. 15)

(R: 3495600; H: 5509910)

Bei Aufschluss Nr. 15 handelt es sich um einen aufgelassenen Steinbruch etwa einen Kilometer NW der Zentralmüll-Deponie Brombachtal im Wald zwischen Langenbrombach und Hembach. Die Aufschluswand ist etwa 30 m breit und bis zu 7 m hoch. Bei den hier anstehenden Gesteinen handelt es sich abermals um Orthogneise des Kerns der Böllsteiner Antiklinale.

In diesem Aufschluss wurden insgesamt 140 Klüfte eingemessen. Auch hier treten wieder zwei Hauptkluftrichtungen auf, eine leicht untergeordnete mit N-S-Streichen und eine dominantere, die NW-SE streicht. Im Gegensatz zu den bisher beschriebenen Lokationen fallen hier die N-S-streichenden Klüfte in die entgegengesetzte Richtung, also nach W ein, die NW-SE-orientierten Klüfte fallen dagegen zu etwa gleichen Teilen nach NE und nach SW ein. In der Polpunktdarstellung wird deutlich, dass die Klüfte mit N-S-Streichen in sehr ähnliche Richtungen und mit Winkeln zwischen 70° und 90° einfallen, während die Klüfte der NW-SE-Streichrichtung eine größere Streubreite aufweisen.

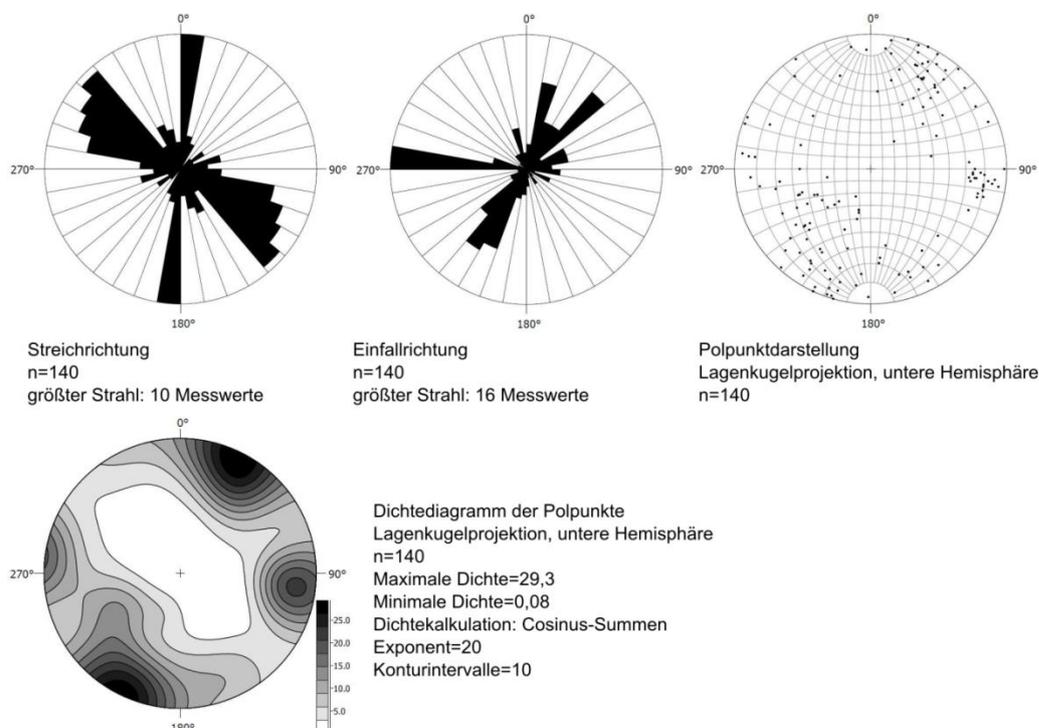


Abbildung 4.6: Grafische Darstellung der Kluftorientierungen in Aufschluss Nr. 15 (Auswertung und Darstellung mittels Software Stereo32).

Die Klüfte sind vorwiegend sehr eng bis teilweise offen, Kluftabstände variieren von mittelständig bis weitständig. Kluftflächen sind vorwiegend als glatt zu bezeichnen.

Die durch Einregelung der Minerale entstandene Foliation der Gesteine fällt mit einem Einfallswinkel von etwa 50° in Richtung ENE ein. Die hier aufgeschlossenen Gneise befinden sich auf der östlichen Flanke der Böllsteiner Antiklinale.

4.5 Aufschluss am Zentralkompostplatz Brombach (Lok. 17)

(R: 3495250; H: 5511150)

Aufschluss Nr. 17 ist ein großer, aufgelassener Steinbruch etwa 1,3 km östlich von Böllstein an der Kreisstraße K 88 nach Kirchbrombach gelegen. Auf dem Steinbruchgelände befindet sich heute der Zentralkompostplatz Brombach. Die Längserstreckung des Steinbruchs umfasst etwa 350 m, von denen jedoch nur noch ein kleiner Teil zugänglich ist. Aufgenommen wurde ein Abschnitt im mittleren Bereich der im E liegenden Steinbruchwand, die an dieser Stelle etwa eine Höhe von 20 m aufweist.

Die hier aufgeschlossenen Orthogneise gehören ebenso wie in den zuvor beschriebenen Steinbrüchen zum Kernbereich der Böllsteiner Antiklinale und befinden sich auf deren E-Flanke. Die Foliation der Gesteine fällt mit ca. 30° in Richtung ESE ein.

Aufgrund des schlechten Zugangs zur Steinbruchwand konnten lediglich 71 Kluftwerte gemessen werden. Das Ergebnis ist dadurch nur bedingt aussagekräftig.

Es tritt eine NNE-SSW-streichende, dominante Hauptkluftrichtung auf. Die zu dieser Richtung gehörenden Klüfte fallen sowohl in Richtung ESE als auch in Richtung WNW ein. Die in erstere Richtung fallenden Klüfte zeigen sehr ähnliche Einfallswinkel zwischen ca. 50° und 60°, während die der nach WNW fallenden Klüfte breiter streuen. Die Klüfte einer untergeordneten, WNW-ESE-streichenden Hauptkluftrichtung fallen mit etwa 65° bis 80° in Richtung SSW ein. Es scheint eine weitere stark zurücktretende Kluftrichtung mit NE-SW-Streichen angelegt zu sein, deren Klüfte mit Einfallswinkeln zwischen 70° und 80° ausschließlich nach NW einfallen.

Die Klüfte im Aufschluss sind vorwiegend geschlossen. Vereinzelt zeigen sie Öffnungsweiten bis zu etwa einem Millimeter. Kluftabstände liegen zwischen etwa 30 cm und einem Meter.

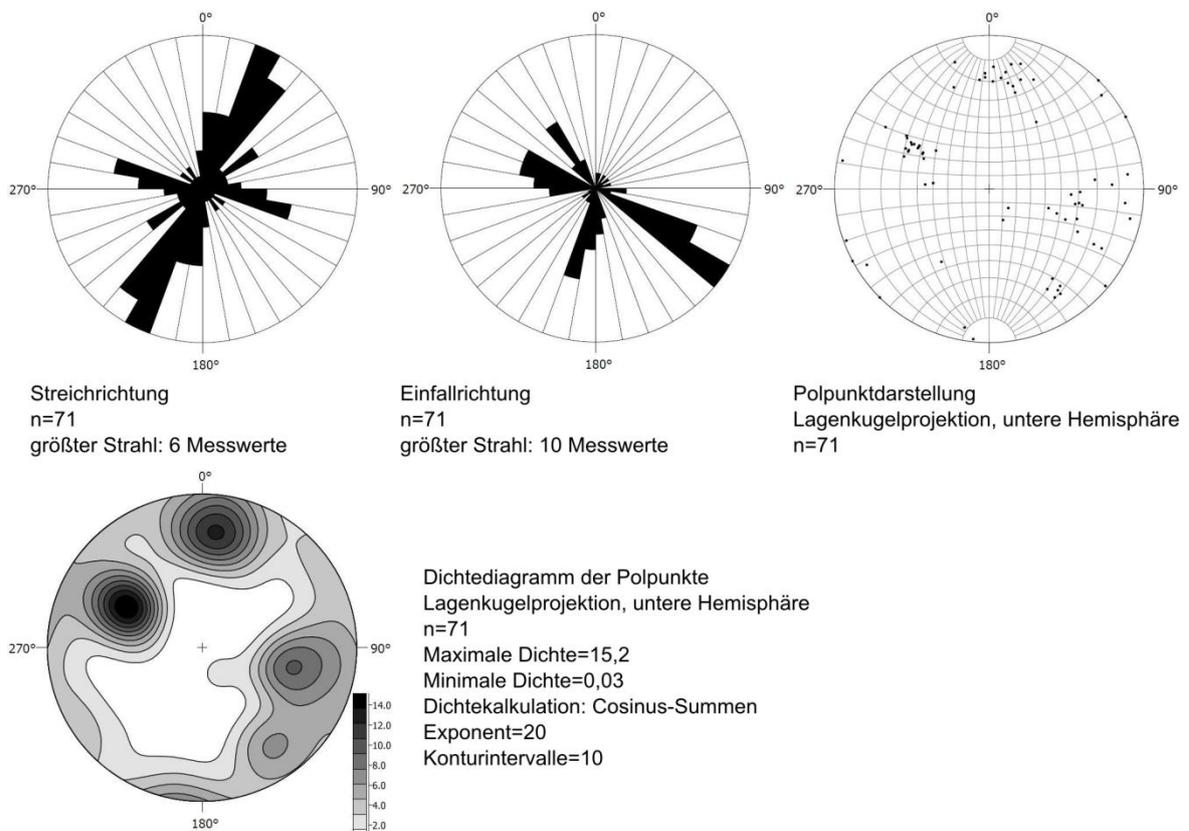


Abbildung 4.7: Grafische Darstellung der Kluftorientierungen in Aufschluss Nr. 17 (Auswertung und Darstellung mittels Software Stereo32).

4.6 Vergleich und Bewertung der Ergebnisse

In Abbildung 4.8 ist die räumliche Verteilung der Kluftmessungen im Böllsteiner Odenwald dargestellt. Daraus geht hervor, dass in allen Aufschlüssen jeweils zwei Kluftrichtungen vorherrschen. Eine N-S- bis NNE-SSW-verlaufende Hauptkluftrichtung tritt dabei an allen Lokationen auf. Das Streichen der zweiten Hauptkluftrichtung variiert zwischen E-W im nördlichsten Aufschluss über WNW-ESE in den Aufschlüssen Nr. 3 und Nr. 17 bis hin zu NW-SE in den Aufschlüssen Nr. 8 und Nr. 15. Möglicherweise ist hier ein Trend zu erkennen, dass im nördlichen Teil der Böllsteiner Antiklinale diese Hauptkluftrichtung E-W verläuft, während diese nach S hin in eine NW-SE-Orientierung übergeht. Um diese Vermutung zu bekräftigen wären Messungen an zusätzlichen Lokationen nötig.

Aufgrund der limitierten Anzahl geeigneter Aufschlüsse waren weitere Messungen jedoch nicht möglich.

Abbildung 4.9 ist eine Zusammenfassung aller im Böllsteiner Odenwald gemessenen Klüfte. Auch hier wird das Vorhandensein einer NNE-SSW-verlaufenden Vorzugs-orientierung der Klüfte, sowie einer weiteren, etwas untergeordneten E-W-streichenden Klufrichtung nochmals verdeutlicht. Die Einfallswinkel der Klüfte mit N-S-Orientierung liegen im Mittel bei etwa 65° während die Klüfte der E-W-Streichrichtung mit einem Mittelwert von etwa 77° steiler stehen. In der Polpunktdarstellung und dem Dichtediagramm sind diese Verhältnisse grafisch nachvollziehbar. Die Haupteinfallrichtungen der Klüfte sind nach E und nach S, vermehrt finden sich auch Klüfte, die nach W einfallen.

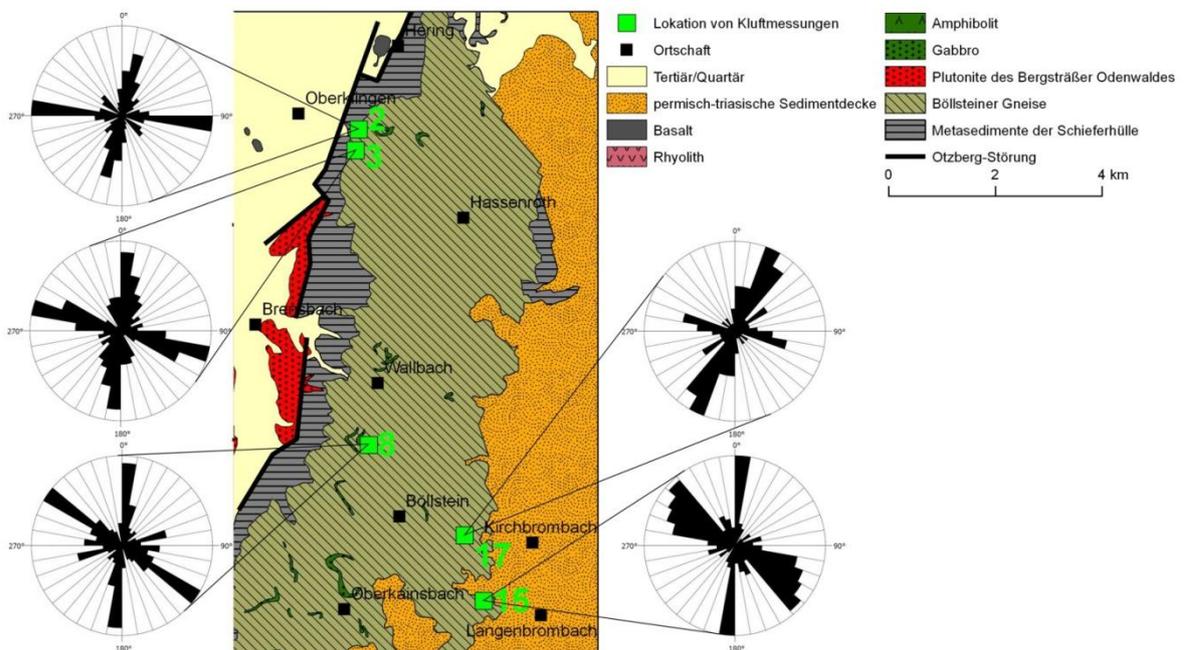


Abbildung 4.8: räumliche Verteilung der Streichrichtungen der gemessenen Klüfte im Böllsteiner Odenwald.

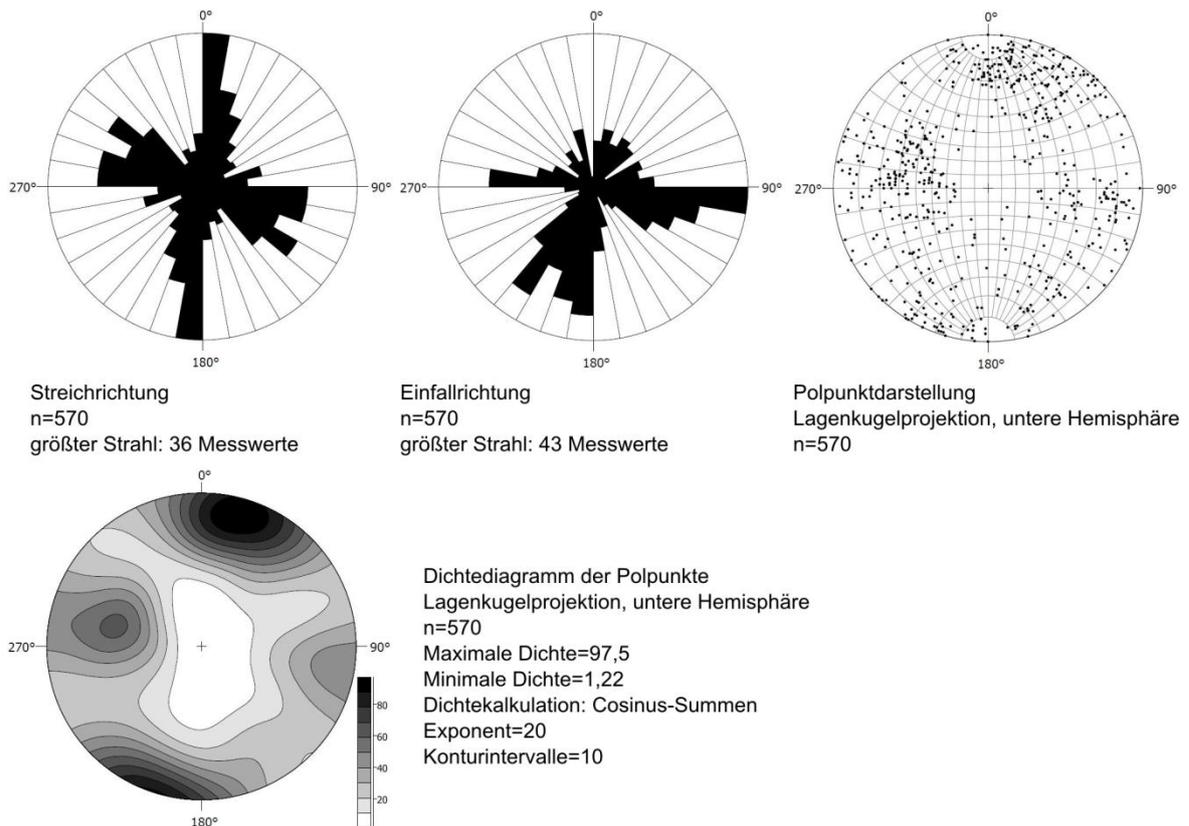


Abbildung 4.9: Grafische Darstellung der Kluftrichtungen aller bearbeiteter Aufschlüsse (Auswertung und Darstellung mittels Software Stereo32).

Die beiden Hauptkluftrichtungen können auch an den Störungsverläufen auf den Geologischen Karten 1:25.000 des Gebiets (CHELIUS, 1897; CHELIUS & VOGEL, 1894; KLEMM, 1928) ausgemacht werden (Abbildung 4.10, rechts). Neben zahlreichen NNE-SSW-verlaufenden Verwerfungen finden sich im gesamten, aber vor allem im nördlichen Bereich des Böllsteiner Odenwaldes, östlich des Otzberges etliche WNW-ESE-verlaufenden Aplite und Barytgänge, denen zuvor angelegte Klüfte als Aufstiegswege dienten. Dies spricht für extensionale Spannungsbedingungen senkrecht zur WNW-ESE-Richtung während der Platznahme der Gangscharen und lässt vermuten, dass die dieser Hauptrichtung angehörenden Klüfte als Zugklüfte entstanden sind. Im südlichen Bereich des Böllsteiner Odenwaldes sind die Gangscharen NW-SE-orientiert, was die zuvor genannte Vermutung einer Änderung der Hauptkluftrichtung gegen Süden hin bestärkt.

Als markantestes Strukturelement der NNE-SSW-verlaufenden Richtung ist die Otzberg-Zone zu nennen. Die Anlage der Otzberg-Zone unter extensionalen tektonischen Bedingungen (vgl. Kapitel 2.3) legt den Schluss nahe, dass auch die Klüfte dieser

Haupttrichtung unter selbigen Bedingungen angelegt wurden. Abgesehen von Großklüften mit Öffnungsweiten von bis zu einem cm, die vor allem im Steinbruch der Firma Röhrig Granit bei Böllstein ausgemacht werden konnten, sind die Klüfte des Böllsteiner Gneiskerns überwiegend als sehr eng bis geschlossen zu bezeichnen. Da Permeabilitäten generell mit zunehmendem Überlagerungsdruck abnehmen, ist mit einer geringen Gebirgspermeabilität in größeren Tiefen zu rechnen (MANNING & INGEBRITSEN, 1999; STOBER, 2011; STOBER & BUCHER, 2007).

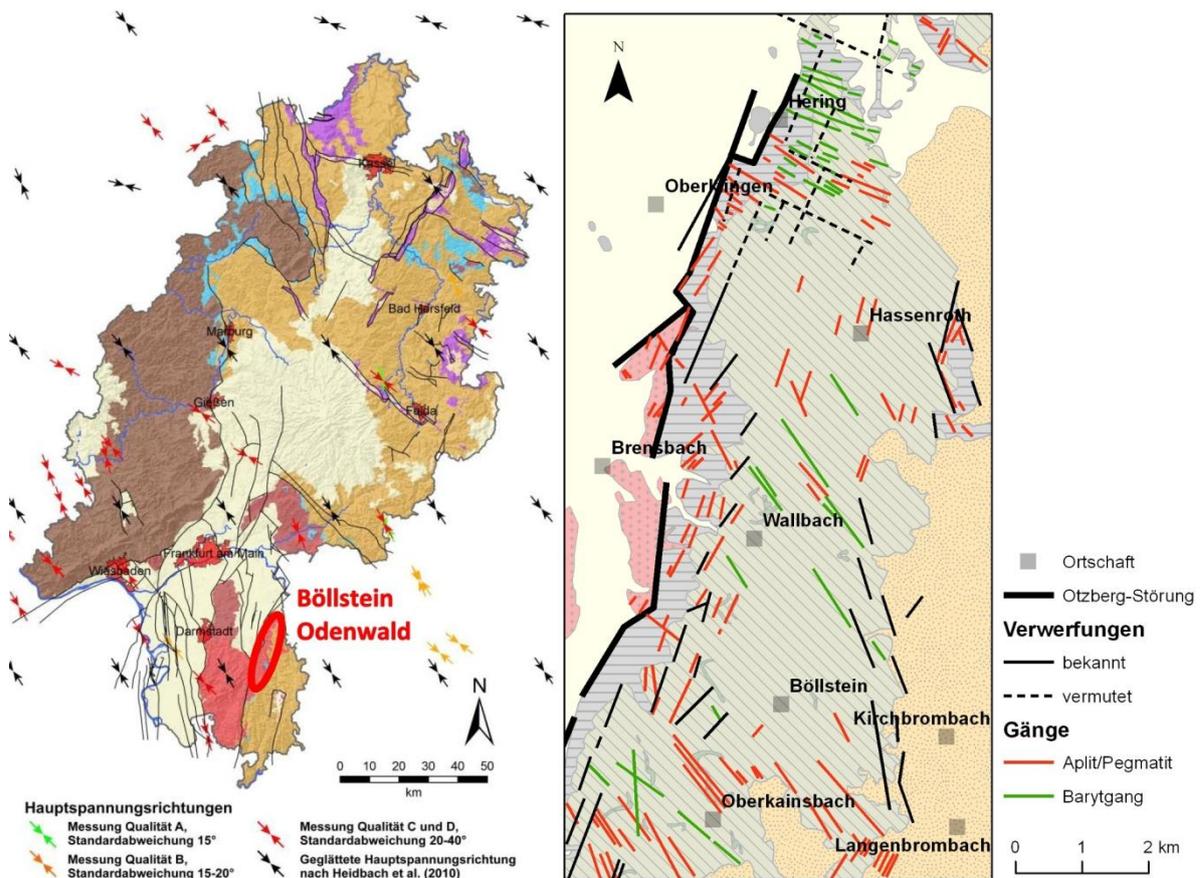


Abbildung 4.10: links: Rezente Hauptspannungsrichtungen in Hessen nach Daten der World Stress Map (HEIDBACH ET AL., 2008; HEIDBACH ET AL., 2010), verändert nach BÄR, 2012); rechts: Übersichtskarte der bruchtektonischen Elemente im Böllsteiner Odenwald (stark vereinfacht nach CHELIUS, 1897; CHELIUS & VOGEL, 1894; KLEMM, 1928).

Generell variieren Kluftabstände je nach tektonischen Verhältnissen von wenigen Zentimetern bis hin zu einem Meter und sind damit nach DIN EN ISO 14689-1 (2011) als sehr engständig bis weitständig, Großklüfte mit Abständen von bis zu 10 m sogar als sehr weitständig zu bezeichnen. Generell sind Gebirgsabschnitte mit einem höheren Kluftdurchdringungsgrad höher Permeabel als Abschnitte mit einem geringeren

Kluftdurchdringungsgrad. Damit ist zumindest im oberflächennahen Bereich mit großen Unterschieden der Gebirgspermeabilität zu rechnen. Diese Vermutungen decken sich mit den Ergebnissen aus hydraulische Tests in kristallinen Gesteinen des Schwarzwaldes (STOBER & BUCHER, 2007). Dort zeigt sich im oberflächennahen Bereich eine große Streubreite der Gebirgsdurchlässigkeiten, die jedoch ebenfalls mit zunehmender Tiefe abnimmt.

Um eine weitere Abschätzung treffen zu können, welche der Klufrichtungen hydraulisch wirksam sind, kann das rezente Spannungsfeld herangezogen werden. Klüfte die parallel zur horizontalen Hauptspannung S_H orientiert sind, sollten eher geöffnet und demnach hydraulische wirksam sein, als Klüfte, die orthogonal zu S_H ausgerichtet sind. Für die Öffnung von Klüften durch hydraulische Stimulation gilt dieser Ansatz ebenso: Klüfte parallel zur horizontalen Hauptspannung öffnen sich bei der Reservoirstimulation bevorzugt (DERSHOWITZ ET AL., 2011).

Abbildung 4.10 (links) zeigt Datenpunkte der rezenten Hauptspannungsrichtungen aus der World Stress Map (grüne, gelbe und blaue Pfeile) (HEIDBACH ET AL., 2008) sowie das daraus abgeleitete geglättete Feld der Hauptspannungsrichtungen (schwarze Pfeile) nach HEIDBACH ET AL. (2010). Da die Daten der World Stress Map mit Abweichungen behaftet sind, zudem lokale Änderungen des Spannungsfeldes aufgrund des groben Rasters von 0,5 Breiten- und Längengrade nicht abgebildet werden, kann aus den Daten nur eine ungenaue Abschätzung der Orientierung der Kluftflächen zum rezenten Spannungsfeld abgeleitet werden (BÄR, 2012). Die Daten der World Stress Map zeigen im gesamten südhessischen Raum eine relativ gleichmäßig NW-SE gerichtete horizontale Hauptspannung S_H . Setzt man diese Richtung auch im Böllseiner Odenwald voraus, so sind beide Hauptklufrichtungen schräg zur horizontalen Hauptspannung orientiert. Dieser Umstand macht es schwierig, eine der beiden Klufrichtungen als mehr oder weniger hydraulisch wirksam zu klassifizieren. Lediglich die im südlichen Teil des Böllsteiner Odenwaldes NW-SE-streichende und damit parallel zur horizontalen Hauptspannung S_H orientierte Hauptklufrichtung könnte im Vergleich zur NNE-SSW-streichenden Hauptklufrichtung eine erhöhte hydraulische Wirksamkeit aufweisen.

Die Beschaffenheit der Kluftflächen ist als glatt und eben, mitunter auch als wellig zu bezeichnen. Vereinzelt finden sich Manganbeschläge auf den Flächen. Diese Beobachtungen sind im Hinblick auf hydraulische Stimulation eines Reservoirs von Bedeutung. Raue Kluftflächen neigen dazu, sich bei geringen Scherbeträgen während der Stimulation selbst offen zu halten (self-propping) und dadurch eine Erhöhung der Kluftdurchlässigkeit auch nach Abklingen der Stimulation zu gewährleisten. Bei glatten Kluftflächen bleibt dieser Effekt oft aus. Um dennoch eine Erhöhung der Kluftdurchlässigkeit auch über die Stimulationsmaßnahmen hinaus zu sichern, ist der Einsatz von Stützmitteln wie Quarzsand oder Feinkies nötig.

5 LABORUNTERSUCHUNGEN

5.1 Probenaufbereitung und Messablauf

Ziel der Laboruntersuchungen war die Bestimmung von geothermischen und physikalischen Kenngrößen der Gesteine des Böllsteiner Odenwaldes. Grundlage der Messungen bildeten Handstücke und Blöcke von etwa 10 bis maximal 30 cm Kantenlänge, die zum Teil in aufgelassenen Steinbrüchen, zum Teil an Weganschnitten im Gebiet des Böllsteiner Odenwaldes gewonnen werden konnten. Die genaue Herkunft der Proben wurde bereits in Kapitel 3.1 näher erläutert.

Im Anschluss an die Probenahme folgte die Aufbereitung der Proben. Dabei wurden aus den Gesteinsblöcken mittels Kernbohrmaschine und Gesteinssäge zylinderförmige Stücke mit einem Durchmesser von 64 mm hergestellt (Abbildung 5.1). Konnte ein Block aufgrund seiner Abmessungen nicht in die Bohrmaschine eingespannt werden, so wurde er mit der Gesteinssäge entweder nur aufgeschnitten oder es wurden quaderförmige Probenstücke gesägt, um die für die Messungen notwendigen glatten Flächen zu gewährleisten. Für Dichte- und Porositätsbestimmungen wurden zusätzlich sogenannte „Plugs“ mit einem Durchmesser von 35 mm und einer Höhe von etwa 1 bis 2 cm herausgearbeitet. Vor Beginn der jeweiligen Messungen wurden die Proben für mindestens 24 Stunden bei 105 °C ofengetrocknet und anschließend auf Labortemperatur abgekühlt.

Zuerst wurde an ausgewählten Messpunkten auf den geeigneten Flächen (Mantel- und Grundflächen der Probenzylinder, gesägte Flächen) Permeabilitätsmessungen mit dem Minipermeameter durchgeführt. Anschließend wurden auf den genannten Flächen Messspuren für Wärme- und Temperaturleitfähigkeitsmessungen von etwa 1,5 bis 2 cm Breite festgelegt und mit einer für die Messungen notwendigen schwarzen Lackschicht überzogen. Nach Abschluss der erwähnten Messungen wurden die Grundflächen der Zylinderproben planparallel geschliffen. Dies ist eine Grundvoraussetzung für die sachgemäße Durchführung des Einaxialen Druckversuches sowie für Messungen in der Thermotriaxialzelle. Aufgrund der langen Versuchsdauer und der stark limitierten

Probenabmessungen konnten letztere nur an einem Teil der Zylinderproben durchgeführt werden. Der Einaxiale Druckversuch bildete den Abschluss der Untersuchungen, da dabei die Proben zerstört werden. Die Messungen zu Reindichte, Rohdichte und Porosität an den kleineren Proben-Plugs konnten zeitgleich mit den anderen Messungen durchgeführt werden.

Weiteres Probenmaterial konnte im Rahmen des Geothermieprojektes „Mitteltiefe Erdwärmesonde Heubach“ untersucht werden. Aus der Tiefbohrung wurden in zwei gekernten Bohrabschnitten beginnend bei 613 und 772,5 m Tiefe einmal vier und einmal zwei Meter Bohrkernstrecke mit je einem Durchmesser von ca. 90 mm gewonnen. Von beiden Bohrabschnitten stellte das Hessische Landesamt für Umwelt und Geologie freundlicherweise je zwei Bohrkern von etwa 15 cm Länge für Untersuchungen in der Thermotriaxialzelle zur Verfügung. Bevor die Untersuchungen stattfinden konnten, mussten die vier Kerne mit der Kernbohrmaschine auf den erforderlichen Durchmesser von 64 mm verkleinert werden und die Grundflächen planparallel abgeschliffen werden. Aufgrund der Härte des Materials der unteren Kernstrecke, konnte jedoch nur einer der beiden zur Verfügung gestellten Kerne erfolgreich auf die erforderlichen Probenabmessungen verkleinert werden. Somit konnten für Untersuchungen in der Triaxialzelle drei Probenkörper aus der Bohrung in Heubach verwendet werden.

Die weiteren Bohrmeter der Kernstrecken wurden zu Untersuchungszwecken mit der Gesteinssäge der Länge nach halbiert. Auf den dabei entstandenen Schnittflächen wurden weitere Messungen zur Wärme- und Temperaturleitfähigkeit durchgeführt. Zusätzlich konnten an einer Auswahl an Probenmaterial aus den Kernabschnitten Reindichte, Rohdichte und Porosität bestimmt werden. Ergänzende Messungen zu Wärme- und Temperaturleitfähigkeit sowie zu Reindichte, Rohdichte und Porosität erfolgten zudem an Proben aus einer 90 m tiefen Erkundungsbohrung, die ebenfalls im Zuge des Geothermieprojektes auf dem Gelände der Firma FRENGER SYSTEMEN BV in Heubach abgeteuft wurde.



Abbildung 5.1: links: zylindrische Gesteinsprobe mit Lackschicht zur Bestimmung von Wärme- und Temperaturleitfähigkeit. rechts: Kernbohrmaschine.

5.2 Messmethoden

5.2.1 Dichte und Porosität

Die Reindichte (auch Korndichte) beschreibt die Masse eines porösen Probenkörpers bezogen auf dessen Feststoffvolumen, also auf das Volumen von Mineralkörnern und -aggregaten, ohne das Volumen von Hohlräumen wie Poren oder Klüften miteinzubeziehen. Sie ist also direkt abhängig von der Dichte der Mineralkörner und -aggregate und damit vom Mineralbestand des zu untersuchenden Gesteins.

Die Rohdichte hingegen bezieht sich auf das Gesamtvolumen des Probenkörpers, welches sich aus dem Feststoffvolumen und dem Volumen von Hohlräumen innerhalb der Probe (Porenvolumen) zusammensetzt.

Die Porosität Φ ist der prozentuale Anteil des Porenraums am Gesamtvolumen eines Gesteins, das heißt der Raum, der nicht von Mineralkörnern eingenommen wird (PRESS & SIEVER, 2003).

$$\Phi = \frac{V_P}{V} \cdot 100 = \frac{V - V_K}{V} \cdot 100 = 1 - \frac{V_K}{V} \cdot 100 = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_s} \cdot 100 \quad [5.1]$$

Φ	= Porosität	[%]
V	= Gesamtvolumen	[m ³]
V_K	= Feststoffvolumen	[m ³]
V_P	= Porenvolumen	[m ³]
ρ_d	= Rohdichte	[g/cm ³]
ρ_s	= Reindichte	[g/cm ³]

Sie ist die Grundvoraussetzung dafür, dass sich Wasser oder andere Flüssigkeiten bzw. Gase durch das Gestein bewegen können. Dabei muss grundsätzlich zwischen effektiver Porosität und der Gesamtporosität unterschieden werden (SELLEY, 2000). Die effektive Porosität beschreibt den durchflusswirksamen Porenanteil, sprich die untereinander vernetzten Poren, durch die Fluide zirkulieren können. Die Gesamtporosität beinhaltet zudem die durch Mineralkörner und Grundmasse isolierten Poren, welche nicht zum Fluss von Fluiden beitragen können.

Die Bestimmung der Dichten und Porositäten der beprobten Gesteine wurde mittels zweier Geräte der Firma Micromeritics GmbH durchgeführt. Mit dem AccuPyc 1330 kann die Reindichte bzw. das Feststoffvolumen bestimmt werden, während mit dem GeoPyc® 1360 Gesamtvolumen der Probe und somit die Rohdichte gemessen werden. Aus Rein- und Rohdichte ergibt sich nach oben genannter Formel schließlich die Porosität.

Funktionsprinzip des AccuPyc 1330

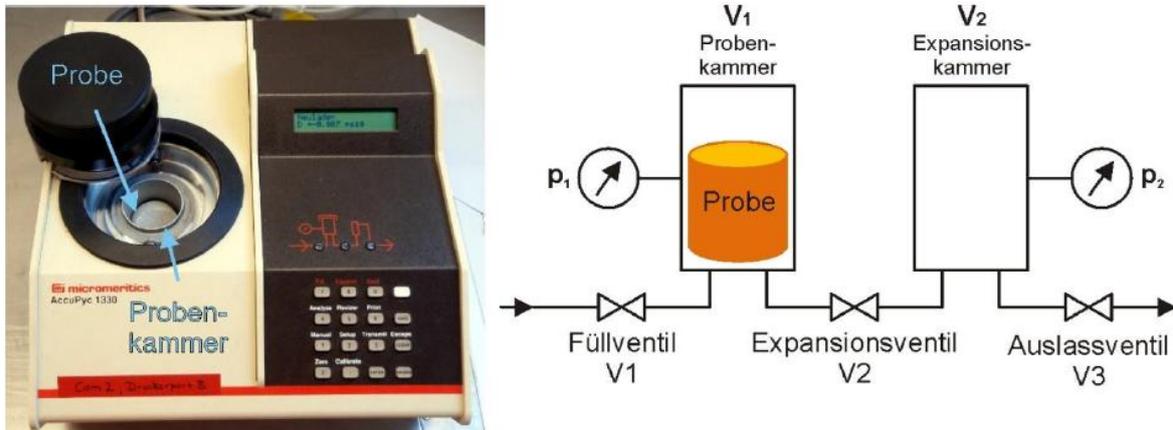


Abbildung 5.2: Foto und Schematischer Aufbau des AkkuPyc 1330 (BÄR, 2012).

Der Messung des Feststoffvolumens liegt das Prinzip der Gasverdrängung zu Grunde. Das Gerät besteht aus zwei Kammern (Abbildung 5.2): Der Probenkammer, in der sich die ofengetrocknete Probe befindet, und der Expansionskammer, die zur Volumenerweiterung dient. Das Feststoffvolumen wird dabei nicht direkt gemessen, sondern über den Gasdruck in den Kammern bestimmt. Dazu füllt sich die Probenkammer mit einer bestimmten Stoffmenge Helium. Der sich in der Probenkammer einstellende Druck wird gemessen. Anschließend öffnet sich ein zwischen den beiden Kammern liegendes Ventil (V2), wodurch das Gas aus der Probenkammer zusätzlich die Expansionskammer flutet. Eine zweite Druckmessung folgt. Da die Volumina der leeren Kammern bekannt sind, lässt sich aus dem idealen Gasgesetz das Volumen des Feststoffs wie folgt bestimmen.

Das ideale Gasgesetz (z.B. MORTIMER & MÜLLER, 2003):

$$p \cdot V = n \cdot R \cdot T \quad [5.2]$$

p = Druck [Pa]

V = Volumen [m³]

n = Stoffmenge [mol]

R = Gaskonstante [Pa·m³/(mol·K)]

T = Temperatur [K]

Da sowohl Stoffmenge als auch Temperatur und Gaskonstante für beide Druckmessungen als konstant zu betrachten sind, lässt sich folgende Gleichung aufstellen:

$$p_1 \cdot V_1 - V_K = p_2 \cdot V_1 + V_2 - V_K \quad [5.3]$$

Daraus ergibt sich für das Feststoffvolumen:

$$V_K = \frac{p_2 \cdot V_1 + V_2 - p_1 \cdot V_1}{p_2 - p_1} \quad [5.4]$$

Mit dem zuvor durch Wägung bestimmten Trockengewicht der Probe kann nun die Reindichte berechnet werden:

$$\rho_s = \frac{m_d}{V_K} \quad [5.5]$$

p_1 = Druck der ersten Messung [Pa]

p_2 = Druck der zweiten Messung [Pa]

V_1 = Volumen der Probenkammer [m³]

V_2 = Volumen der Expansionskammer [m³]

V_K = Volumen der Probenkammer [m³]

m_d = Trockengewicht der Probe [kg]

Funktionsprinzip des GeoPyc® 1360

Das GeoPyc® 1360 verfügt über einen Glaszylinder, in den die Probe zusammen mit einem sogenannten Quasi-Fluid (DryFlow) gegeben wird. Dabei handelt es sich um ein Pulver aus kleinen Kügelchen, das ein sehr gutes Fließverhalten aufweist, jedoch nicht in die Poren des Gesteins gelangen kann. Auf diese Weise ist gewährleistet, dass das Gesamtvolumen des Probenkörpers gemessen wird. Es ist allerdings zu beachten, dass das Pulver in größere Poren eindringen kann und somit das Ergebnis verfälscht wird.

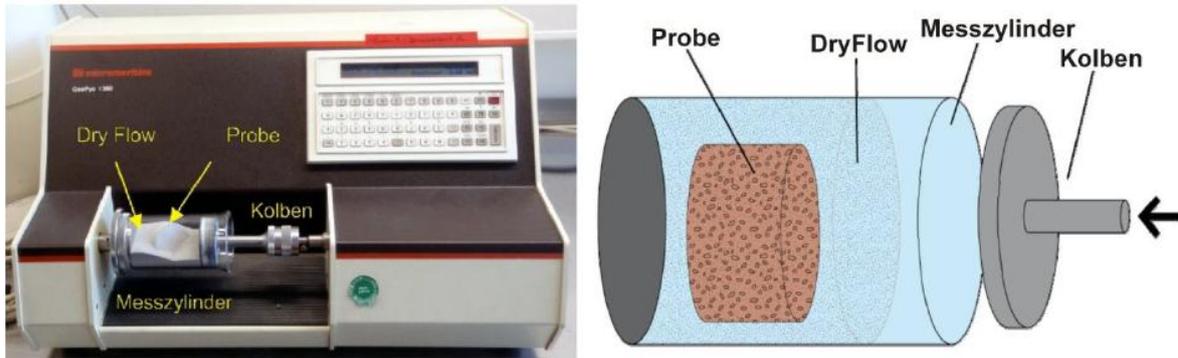


Abbildung 5.3: Foto des Geopyc 1360 und schematischer Aufbau des Messzylinders (BÄR, 2012).

Bei der Messung verdichtet ein Druckstempel unter Rüttelbewegungen das Pulver mit einer vorgegebenen Prüfkraft, bis sich die Packungsdichte nur noch in einem geringen Toleranzbereich ändert (Abbildung 5.3). Hierbei wird die Strecke, die der Stempel in den Zylinder eindringt, gemessen. Diese Messung wird einmal ohne und einmal mit Probenkörper durchgeführt. Es wird davon ausgegangen, dass sich in beiden Fällen die gleiche Kugelpackung im Pulver einstellt. Über den Radius des Zylinders kann nun aus der Differenz der Stempelstrecken das Gesamtvolumen der Probe berechnet werden.

$$V = \pi \cdot r^2 \cdot \Delta x \quad [5.6]$$

Und daraus folgt die Rohdichte:

$$\rho_d = \frac{m_d}{V} \quad [5.7]$$

Δx = Differenz der Stempelstrecken [m]

Mittels Gleichung 5.1 kann nun aus Roh- und Reindichte die Porosität des Gesteins berechnet werden.

5.2.2 Permeabilität

Permeabilität ist ein Maß dafür, wie gut ein beliebiges Fluid durch ein poröses Gestein fließen kann (SELLEY, 2000). Somit ist sie eine wichtige Kenngröße, um den konvektiven Wärmetransport im Untergrund zu quantifizieren. Die Permeabilität wird von vielen Faktoren beeinflusst. Dazu gehören unter anderem die effektive Porosität des Gesteins, die Porengeometrie, die Gewundenheit der Porenkanäle sowie die Größe der Engstellen zwischen den Poren (SELLEY, 2000). Es ist zu berücksichtigen, dass die Permeabilität eine reine Gesteinseigenschaft und somit unabhängig vom durchfließenden Fluid ist. Im Gegensatz dazu ist der häufig gebrauchte Durchlässigkeitsbeiwert abhängig von Dichte und Viskosität des Fluids (HÖLTING & COLDEWEY, 2005).

Beide Größen sind wie folgt miteinander verknüpft:

$$k_f = K \cdot \frac{\rho \cdot g}{\eta} \quad [5.8]$$

K	= Permeabilität	[m ²]
k_f	= Durchlässigkeitsbeiwert	[m/s]
ρ	= Dichte des Fluids	[kg/m ³]
g	= Erdbeschleunigung	[m/s ²]
η	= dynamische Viskosität des Fluids	[kg/(m·s)]

Nach dem Gesetz von Darcy berechnet sich die Permeabilität wie folgt (HÖLTING & COLDEWEY, 2005):

$$K = \frac{Q \cdot \eta \cdot l}{A \cdot \Delta p} \quad [5.9]$$

Q	= Fließrate	[m ³ /s]
A	= durchströmte Fläche des porösen Körpers	[m ²]
l	= durchströmte Länge des porösen Körpers	[m]
Δp	= Druckdifferenz zwischen Einstrom und Ausstrom	[Pa]

Die Permeabilität wird oftmals in der Einheit Darcy [D] angegeben. In dieser Arbeit wird jedoch die SI-Einheit $[m^2]$ verwendet. Es gilt der Umrechnungsfaktor $1 D = 0,9869 \cdot 10^{-12} m^2$.

Die Permeabilitäten der betrachteten Metamorphite wurden mit dem von JARITZ (1999) beschriebenen Minipermeameter bestimmt.

Funktionsprinzip des Minipermeameters

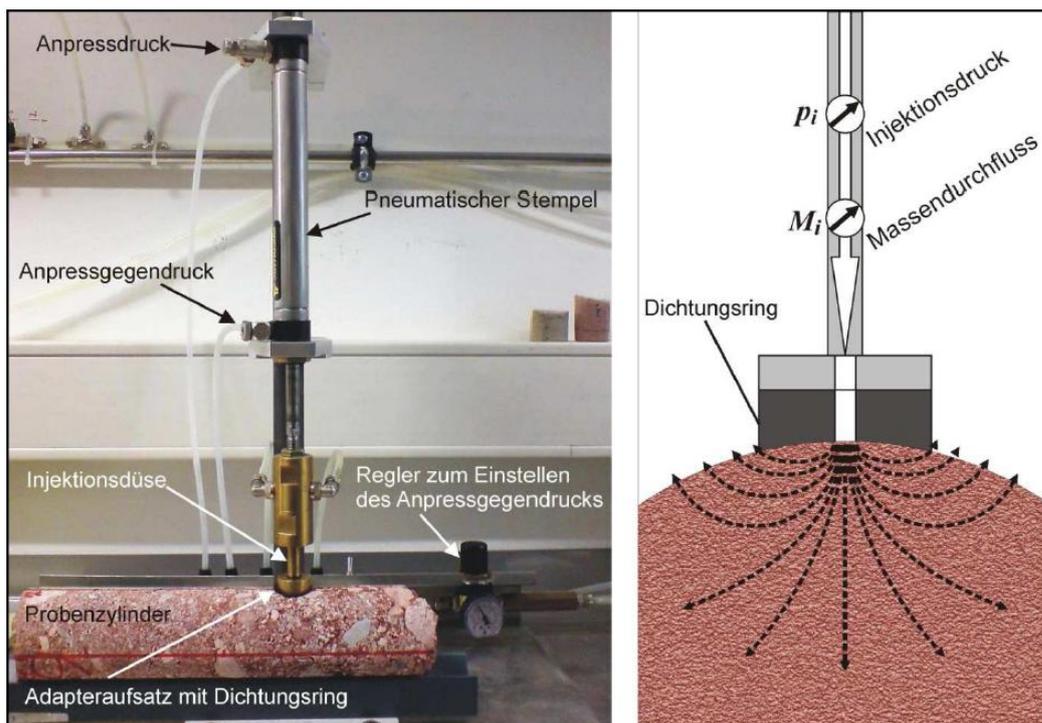


Abbildung 5.4: Foto und Skizze des Minipermeameters (BÄR, 2008).

Das Minipermeameter gehört der Gruppe der Gaspermeameter an, bei denen ein Gas das die Probe durchströmende Fluid darstellt. Eine pneumatisch betriebene Injektionsdüse wird dabei rechtwinklig auf den Probenkörper aufgedrückt, was eine punktgenaue Messung der Permeabilität ermöglicht. Auf die Düse wird ein mit Kautschuk- oder Neoprenring beklebter Adapter aufgeschraubt, der eine optimale Abdichtung zwischen Injektionsdüse und Probe gewährleisten soll. Für die Messung wird Luft durch die Injektionsdüse in die Probe gepresst (Abbildung 5.4). Dabei misst das Gerät den Massenfluss, den Injektionsdruck sowie den am Messort herrschenden Luftdruck. Aus dem Massenstrom kann bei bekanntem Druck die Fließrate bestimmt werden. Da Luft jedoch ein kompressibles Gas darstellt, wird die Permeabilität mittels einer abgewandelten Form der

Darcy-Gleichung berechnet. Unter der Annahme völliger Homogenität des Gesteins würde sich bei der punktförmigen Injektion von Druckluft, wie sie bei der Messung mit dem Minipermeameter stattfindet, ein dreidimensionales nahezu radialsymmetrisches hemisphärisches Strömungsbild ausbilden (BÄR, 2008). Um dieses Strömungsbild besser wiedergeben zu können, werden Fließquerschnitt und die Fließlänge durch den Innendurchmesser des Adapters und einen Geometriefaktor ersetzt.

$$K = \frac{Q_i \cdot \eta_{L,20} \cdot 2 \cdot p_i}{G_0 \cdot d \cdot (p_i - p_L)^2} \quad [5.10]$$

Q_i	= Fließrate	[m ³ /s]
d	= Innendurchmesser	[m]
G_0	= Geometriefaktor	[-]
$\eta_{L,20}$	= dynamische Viskosität von Luft bei 20 °C	[kg/(m·s)]
p_i	= Injektionsdruck	[Pa]
p_L	= Luftdruck	[Pa]

Für die Messungen können jeweils der Differenzdruck sowie die Messgenauigkeit, mit der gemessen werden möchte, eingestellt werden. Für gewöhnlich werden Differenzdrucke von 200 bis 500, für sehr gering permeable Gesteine auch bis zu 1000 mbar angesetzt. Dabei ist zu beachten, dass mit höherem Differenzdruck auch die Wahrscheinlichkeit steigt, dass die Luft zwischen Dichtung und Gestein entweicht. Als Messtoleranz werden in der Regel ein bis fünf Prozent eingestellt. Geringere Toleranzen bedeuten in der Regel längere Messzeiten, bis ein Messwert von der Software als konstant akzeptiert wird.

Die Probenoberfläche, auf der gemessen wird, sollte möglichst glatt sein. Unebenheiten können dazu führen, dass Druckluft zwischen Dichtung und Probe entweicht, wodurch die Messung eine zu hohe Permeabilität ergeben würde. BÄR, 2008 hat weitere Fehlerquellen detailliert beschrieben und eine genaue Fehlerbetrachtung durchgeführt.

5.2.3 Wärmeleitfähigkeit

Wärmeleitfähigkeit ist die für den konduktiven Wärmetransport maßgebliche Materialeigenschaft (KALTSCHMITT, 1999). Sie beschreibt, welche Wärmemenge Q pro Sekunde durch eine Fläche von 1 m^2 transportiert wird, wenn im betrachteten Körper ein Temperaturgradient von 1 K/m herrscht (Abbildung 5.5).

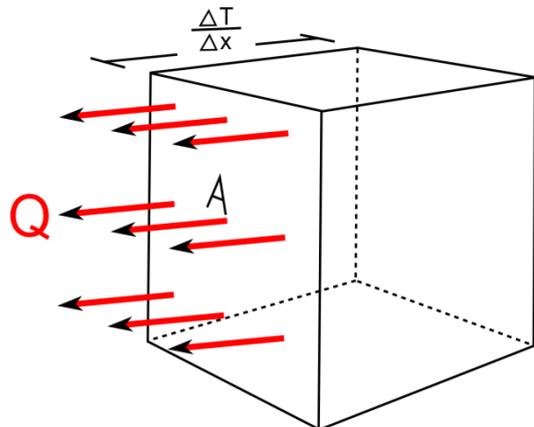


Abbildung 5.5: schematische Darstellung der Abhängigkeiten der Wärmeleitfähigkeit.

Aus der Wärmeleitfähigkeit lässt sich bei bekanntem Temperaturgradienten die Wärmestromdichte errechnen. Sie gibt Aufschluss

darüber, in welchem Maße einem geothermischen System Energie zugeführt wird (TIPLER ET AL., 2004).

$$q_{\text{kond}} = \frac{Q}{A} = -\lambda \cdot \frac{\Delta T}{\Delta x} \quad [5.11]$$

q_{kond} = Wärmestromdichte aus Konduktion [W/m²]

Q = Wärmemenge [W]

A = Querschnittsfläche [m²]

λ = Wärmeleitfähigkeit [W/(m·K)]

ΔT = Temperaturdifferenz [K]

Δx = Abstand der Temperaturdifferenz [m]

Die Wärmeleitfähigkeit ist eine druck- und temperaturabhängige Größe. Mit zunehmendem Druck werden Poren und Risse geschlossen, was eine Erhöhung der Wärmeleitfähigkeit zur Folge hat. Bei Temperaturzunahme beginnen die Atome stärker zu schwingen. Dadurch vergrößert sich der zwischenmolekulare Abstand, was wiederum eine Verringerung der Wärmeleitfähigkeit nach sich zieht (BÄR, 2012).

Maßgeblich bestimmt wird die Wärmeleitfähigkeit durch die chemisch-mineralogische Zusammensetzung der Gesteine sowie durch ihre Textur (z. B. Regelungsgrad von Mineralkomponenten, Grad der Kornkontakte) (KALTSCHMITT, 1999).

Von entscheidender Bedeutung ist dabei der Quarzgehalt eines Gesteins. Verglichen mit anderen gesteinsbildenden Mineralen (z. B. Feldspäte: 2,1-2,5 W/(m·K), Muskovit: 2,3 W/(m·K), Biotit: 2,0 W/(m·K), CLAUSER & HUENGES, 1995) zeigt Quarz mit 7,7 W/(m·K) eine sehr viel höhere Wärmeleitfähigkeit (BÄR, 2012).

Einen weiteren Einfluss auf die Wärmeleitfähigkeit haben die Porosität eines Gesteins und das damit verbundene porenraumfüllende Fluid. Zum Beispiel besitzt Luft mit 0,0262 W/(m·K) eine sehr geringe Wärmeleitfähigkeit, während Wasser eine mehr als 20 mal höhere Wärmeleitfähigkeit aufweist (0,5562 W/(m·K) bei 20 °C) (BÄR, 2012). Das hat zur Folge, dass mit zunehmender Wassersättigung eines Gesteins auch dessen Wärmeleitfähigkeit zunimmt (POPOV ET AL., 1999).

Nach POPOV ET AL. (1999) stellt die Wärmeleitfähigkeit generell eine anisotrope Größe dar, das heißt, sie kann für die drei Raumrichtungen x, y und z unterschiedliche Werte annehmen. Dieser Effekt tritt häufig in metamorphen Gesteinen wie Gneisen und Schiefern auf, in denen durch Einregelung eine Vorzugsorientierung von Mineralen vorherrscht (BÄR, 2012).

Für Oberkrustengesteine liegt der Wertebereich der Wärmeleitfähigkeit zwischen 0,5 und 7 W/(m·K) (KALTSCHMITT, 1999).

5.2.4 Temperaturleitfähigkeit

Während die Wärmeleitfähigkeit angibt, wie viel thermische Energie konduktiv durch einen Körper transportiert wird, beschreibt die Temperaturleitfähigkeit, in welchem Maße sich eine Temperaturänderung durch das Material fortpflanzt. Sie hilft beispielsweise dabei, Aussagen darüber zu treffen, wie schnell sich eine Abkühlungsfront in einem geothermischen Reservoir ausbreitet, wenn man diesem Wärme entzieht.

Die Temperaturleitfähigkeit ist über die spezifische Wärmekapazität und die Dichte des Stoffes mit der Wärmeleitfähigkeit verknüpft (BAEHR & STEPHAN, 2008):

$$\kappa = \frac{\lambda}{c_p \cdot \rho} \quad [5.12]$$

κ	= Temperaturleitfähigkeit	[m ² /s]
λ	= Wärmeleitfähigkeit	[W/(m·K)]
c_p	= spezifische Wärmekapazität	[J/(kg·K)]
ρ	= Dichte	[kg/m ³]

Temperaturabhängigkeiten der Wärmekapazität, Dichte und Wärmeleitfähigkeit werden dabei vernachlässigt.

Messung der Wärmeleitfähigkeit mit dem Thermal Conductivity Scanner

Zur Bestimmung der Wärme- und Temperaturleitfähigkeit wurde der Thermal Conductivity Scanner (TCS) der Firma Lippmann and Rauen GbR verwendet, ein halbautomatisiertes Gerät zur kontaktlosen Messung beider Parameter nach dem Verfahren von POPOV ET AL. (1983).

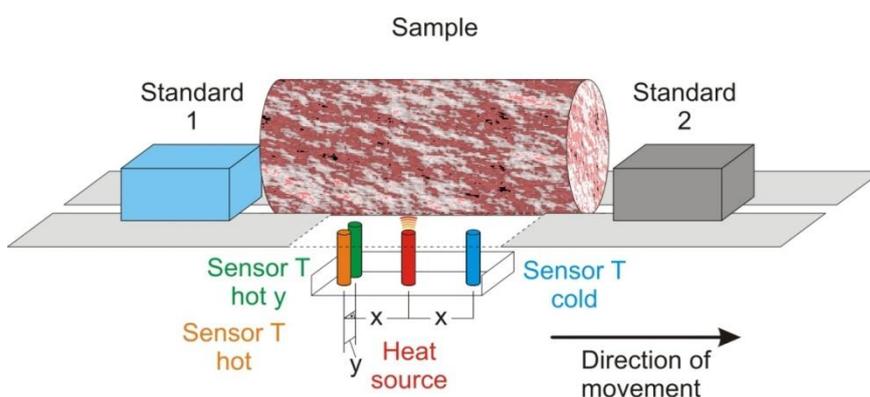


Abbildung 5.6: Funktionsskizze des Thermal Conductivity Scanners (TECHNISCHE UNIVERSITÄT DARMSTADT, 2012).

Die Probenoberfläche wird durch eine fokussierte Wärmequelle aufgeheizt und die Temperatur der Probe mittels Infrarot-Sensoren gemessen (Abbildung 5.6 und Abbildung 5.7). Sowohl die Wärmequelle als auch die Sensoren sind auf einem beweglichen „Schlitten“ montiert, der auf einer geraden Linie mit konstanter Geschwindigkeit unterhalb der Probe entlangfährt. Dabei befindet sich ein Temperatursensor in definiertem Abstand zur Probe in Bewegungsrichtung vor der Wärmequelle (Sensor T cold) und einer dahinter (Sensor T hot). Der vordere Sensor misst kontinuierlich die Ausgangstemperatur der Probe entlang der Messstrecke, bevor diese von der Wärmequelle aufgeheizt wird. Der hintere Sensor misst mit zeitlicher Verzögerung die Temperatur nach dem Aufheizen. Aus den beiden Messungen ergibt sich eine Temperaturdifferenz, die zusätzlich zur Probe auch an zwei Messstandards bestimmt wird, von denen einer vor und einer hinter der Probe auf der Messspur zu positionieren sind.

Nach POPOV ET AL. (1999) gibt der hintere, „heiße“ Temperatursensor den maximalen Temperaturanstieg entlang der Messspur hinter der Wärmequelle wieder. Dieser lässt sich wie folgt berechnen:

$$\Delta T = \frac{Q}{2\pi \cdot x \cdot \lambda} \quad [5.13]$$

ΔT = Maximale Temperaturdifferenz [K]

Q = Energie der Wärmequelle [W]

x = Abstand Wärmequelle - Temperatursensoren [K]

λ = Wärmeleitfähigkeit [W/(m·K)]

Da für die Messungen der Probe und der Standards der Abstand zwischen Wärmequelle und Sensoren sowie die Wärmeenergie der Quelle als konstant zu betrachten sind, ergibt sich nach POPOV ET AL. (1983) folgender Zusammenhang:

$$\lambda_P \cdot \Delta T_P = \lambda_S \cdot \Delta T_S \quad [5.14]$$

λ_P = Wärmeleitfähigkeit der Probe [W/(m·K)]

λ_S = Wärmeleitfähigkeit des Standards [W/(m·K)]

ΔT_P = Temperaturdifferenz Probe [K]

ΔT_S = Temperaturdifferenz Standard [K]

Da die Wärmeleitfähigkeit der Standards bekannt ist, lässt sich daraus die Wärmeleitfähigkeit der Probe bestimmen:

$$\lambda_P = \lambda_S \cdot \frac{\Delta T_S}{\Delta T_P} \quad [5.15]$$

Bei der Wahl des richtigen Standards sollte darauf geachtet werden, dass die Wärmeleitfähigkeit im Größenbereich des zu messenden Gesteins liegt. Nachdem die Software auf die verwendeten Standards eingestellt wurde, stellt diese automatisch die Energie der Wärmequelle so ein, dass die jeweiligen Standards bei der Messung um etwa 4 K erhitzt werden.

Nach Abschluss der Messung erfolgt die manuelle Auswahl des Messbereichs. Dabei können Randeffekte eliminiert oder bestimmte Bereiche oder Messpunkte gezielt ausgewählt oder ausgelassen werden. Der Messbereich des Geräts liegt bei 0,2 bis 25 W/(m·K) bei einem Fehler < 3 % (BÄR, 2012; MIELKE ET AL., 2010; POPOV ET AL., 1999).

Messung der Temperaturleitfähigkeit

Das Messprinzip zur Bestimmung der Temperaturleitfähigkeit (TD) mittels Thermoscanner ist dem der Wärmeleitfähigkeit sehr ähnlich, jedoch kommt dabei zusätzlich ein dritter Temperatursensor (als Sensor T hot y in Abbildung 5.6 bezeichnet) zum Einsatz. Er ist in bekanntem Abstand rechtwinklig zur Bewegungsrichtung des Schlittens neben dem hinteren („warmen“) Sensor positioniert. Dadurch kann bestimmt werden, inwiefern sich die Temperaturerhöhung von der aufgewärmten Gerade entlang der Probenoberfläche fortgepflanzt hat.

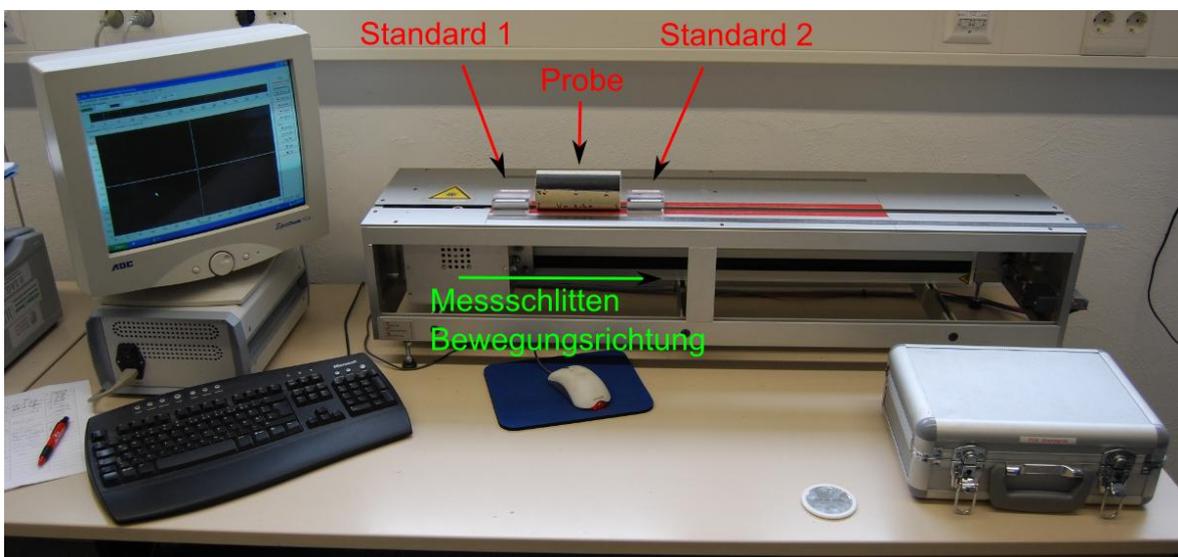


Abbildung 5.7: Thermal Conductivity Scanner im Labor des IAG.

Der versetzte, zusätzliche Sensor misst die maximale Temperatur nach einer Zeit τ im Abstand y zum bereits bekannten, in der Messspur platzierten Sensor. Die Temperaturleitfähigkeit kann damit nach folgender Gleichung berechnet werden (BÄR, 2012):

$$\kappa = \frac{v \cdot \tau^2 + y^2 - v \cdot \tau \sqrt{v \cdot \tau^2 + y^2}}{2\tau} \quad [5.16]$$

κ = Temperaturleitfähigkeit der Probe [m²/s]

v = Geschwindigkeit des Messschlittens [m/s]

τ = Zeit, nach der die maximale Temperatur erreicht wird [K]

y = Abstand zwischen „Sensor hot“ und „Sensor hot y“ [K]

Bei der Messung der Temperaturleitfähigkeit werden wieder zwei Standards als Referenz gemessen, einer vor (Standard 1) und einer hinter der Probe (Standard 2). Die Wahl der Standards muss sich am zu erwartenden Messbereich orientieren. Im Unterschied zur Messung der Wärmeleitfähigkeit kommen hierbei jedoch zwei Standards mit unterschiedlichen Temperaturleitfähigkeiten zum Einsatz. Dabei muss eine der folgenden Randbedingungen zutreffen:

- a) TD Standard 1 < TD Probe < TD Standard 2
 b) TD Probe < TD Standard 1 < TD Standard 2

Die Temperaturleitfähigkeit von Standard 1 sollte in etwa ein Drittel der Temperaturleitfähigkeit von Standard 2 betragen. Die nachfolgende Tabelle zeigt die vom Hersteller empfohlenen Standardkombinationen mit den erlaubten Gültigkeitsbereichen für die Temperaturleitfähigkeit der Probe. Für die Messung von natürlichen Gesteinsmaterialien wird vom Hersteller die in der mittleren Tabellenzeile aufgeführte Standardkombination empfohlen. Sollte die Messung dennoch außerhalb des Gültigkeitsbereichs liegen, so sollte sie mit geeigneten Standards wiederholt werden.

Tabelle 6: Empfohlene Standardkombinationen und deren Gültigkeitsbereich (aus BÄR, 2012, nach LIPPMANN & RAUEN, 2009); TC = Wärmeleitfähigkeit, TD = Temperaturleitfähigkeit.

Standard 1	Standard 2	Temperaturleitfähigkeit der Probe
Glas TC = 0,717 W/(m·K) TD = 0,389·10 ⁻⁶ m ² /s	Geschmolzener Quarz TC = 1,35 W/(m·K) TD = 0,850·10 ⁻⁶ m ² /s	TD < 0,67·10 ⁻⁶ m ² /s
Geschmolzener Quarz TC = 1,35 W/(m·K) TD = 0,850·10 ⁻⁶ m ² /s	Titanlegierung TC = 6,05 W/(m·K) TD = 2,587·10 ⁻⁶ m ² /s	TD < 1,9·10 ⁻⁶ m ² /s
Titanlegierung TC = 6,05 W/(m·K) TD = 2,587·10 ⁻⁶ m ² /s	Stahl TC = 13,3 W/(m·K) TD = 3,619·10 ⁻⁶ m ² /s	TD < 2,587·10 ⁻⁶ m ² /s

Präparation der Proben und Probenanforderungen

Vor Beginn der Messungen müssen die Proben entlang der vorgesehenen Messspur schwarz lackiert werden, um eine einheitliche Oberflächenfarbe für die Messung zu schaffen. Die Wahl des Lacks sowie die Dicke und Breite der Lackschicht nehmen Einfluss auf das Absorptions- und Streuverhalten der Probe und können die Messungen verfälschen (BÄR, 2012). Nach (BÄR, 2012) sollten die Proben eine Mindestdicke von 1 cm aufweisen, für Wärmeleitfähigkeiten über 3 W/(m·K) noch mehr. Des Weiteren ist darauf zu achten, dass die Messoberflächen möglichst glatt und eben sind. Durch Unebenheiten können Streueffekte auftreten oder der Abstand zwischen Probe und Sensoren bzw. Wärmequelle variiert, es entstehen Messfehler. Weiterhin ist auf eine Akklimatisierung der Proben und Standards an die Labortemperatur zu achten.

5.2.5 Spezifische Wärmekapazität

Die spezifische Wärmekapazität gibt an, welche Wärmemenge Q benötigt wird, um 1 Kg eines Stoffes um 1 K zu erwärmen (TIPLER ET AL., 2004). Die Formel ergibt sich zu:

$$c_p = \frac{\Delta Q}{m \cdot \Delta T} \quad [5.17]$$

Sie kann durch Umformung von Gleichung 5.12 aus Dichte, Wärme- und Temperaturleitfähigkeit berechnet werden:

$$c_p = \frac{\lambda}{\kappa \cdot \rho} \quad [5.18]$$

κ	= Temperaturleitfähigkeit	[m ² /s]
λ	= Wärmeleitfähigkeit	[W/(m·K)]
c_p	= spezifische Wärmekapazität	[J/(kg·K)]
ρ	= Dichte	[kg/m ³]
ΔQ	= benötigte Wärmemenge	[W]
ΔT	= Temperaturdifferenz	[K]

5.2.6 Einaxiale Druckfestigkeit

Die einaxiale Druckfestigkeit σ_u ist ein in der Geotechnik und Ingenieurgeologie gebräuchliches Maß für die Festigkeit von Gesteinen und Böden bei unbehinderter Seitendehnung. Sie wird im Einaxialen Druckversuch bestimmt und häufig als Einflussgröße für die Standfestigkeit, Bohrbarkeit sowie Lösbarkeit von Gesteinen und Böden herangezogen (PRINZ & STRAUß 2011). Außerdem können durch den Versuch Aussagen über das Bruch- und Verformungsverhalten einer Probe getroffen werden. Diese Aussagen sind besonders im Hinblick auf hydraulische Stimulation tiefengeothermischer Reservoire von Bedeutung.

Beim Einaxialen Druckversuch werden die Grundflächen eines zylindrischen Probenkörpers in einer Prüfpresse

durch eine ansteigende, axial wirkende Druckspannung σ belastet. Der Probenkörper erfährt dabei ungehinderte Seitendehnung. Zunächst reagiert die Probe auf die steigende Spannung mit Verformung, bis es schließlich beim Erreichen der einaxialen Druckfestigkeit σ_u zum „Versagen“ der Probe kommt.

Die axiale Druckspannung ergibt sich wie folgt:

$$\sigma = \frac{F}{A} \quad [5.19]$$

σ = axiale Druckspannung [MN/m²]

F = Kraft [MN]

A = Prüfkörperquerschnittsfläche [m²]

Die einaxiale Druckfestigkeit σ_u ist dabei der Maximalwert der Druckspannung σ , unmittelbar bevor der Bruchzustand eintritt:

$$\sigma_u = \sigma_{max} \quad [5.20]$$



Abbildung 5.8: Prüfpresse zur Bestimmung der einaxialen Druckfestigkeit im Labor des IAG.

Nach MUTSCHLER (2004) sollte der Durchmesser d eines Prüfkörpers mindestens das Zehnfache des Einzelkorndurchmessers betragen. Außerdem sollten die Prüfkörper eine Länge l von etwa $2d$ haben. Proben im Bereich $1,5d < l < 2,5d$ sind gut geeignet. Liegt die Probenlänge unter $2d$, muss die einaxiale Druckfestigkeit σ_u mittels folgender Formel auf den Wert $\sigma_{u(2)}$ abgemindert werden:

$$\sigma_{u(2)} = \frac{8 \cdot \sigma_u}{7 + 2 \frac{d}{l}} \quad [5.21]$$

d = Probendurchmesser

l = Probenlänge

Die Zulässigkeiten der Probenkörperabmessungen nach MUTSCHLER (2004) sind in Abbildung 5.9 tabellarisch dargestellt.

Wegaufnehmer ermöglichen die Erfassung einer Längsdehnung ε_l , die der Prüfkörper unter der Belastung erfährt.

$$\varepsilon_l = \frac{\Delta l_m}{l_m} \quad [5.22]$$

ε_l = Längsdehnung [-]

l_m = Messlänge (kleiner oder gleich Prüfkörperlänge) [L]

Δl_m = Längenänderung [L]

Durch Umfangsmessgeber können zudem radiale Verformungen des Prüfkörpers erfasst werden. Daraus ergibt sich die Querdehnung ε_q einer Probe:

$$\varepsilon_q = \frac{\Delta d}{d} = \frac{\Delta U}{U} \quad [5.23]$$

ε_q = Querdehnung [-]

d = Durchmesser des Prüfkörpers [L]

Δd = Änderung des Durchmesser [L]

U = Umfang des Prüfkörpers [L]

ΔU = Änderung des Umfangs [L]

Das negative Verhältnis eines Inkrements der Querdehnung zum zugehörigen Inkrement der Längsdehnung wird als Poisson- oder Querdehnungszahl ν bezeichnet (MUTSCHLER, 2004):

$$\nu = -\frac{\Delta\varepsilon_q}{\Delta\varepsilon_l} \quad [5.24]$$

ν = Poissonzahl [-]

$\Delta\varepsilon_q$ = Inkrement der Querdehnung [-]

$\Delta\varepsilon_l$ = Inkrement der Längsdehnung [-]

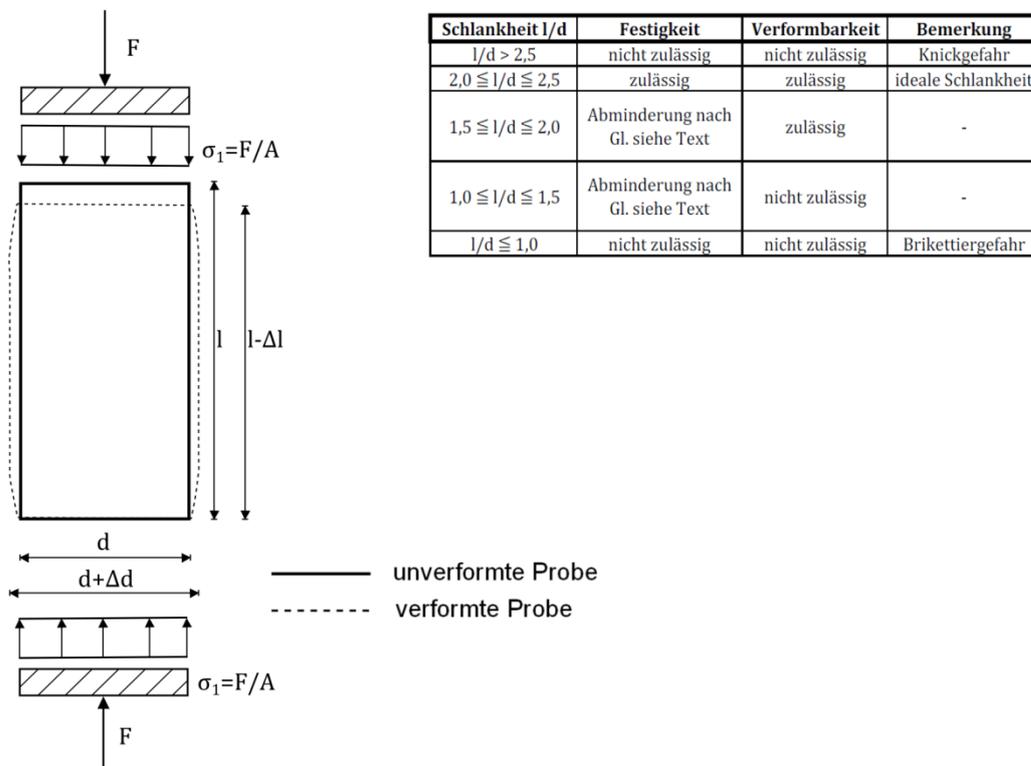


Abbildung 5.9: schematische Darstellung eines Prüfkörpers und Spannungsverteilungen im Einaxialen Druckversuch (links) und Zulässigkeiten der Probenabmessungen beim Einaxialen Druckversuch (rechts oben) (verändert nach MUTSCHLER, 2004).

Verformungsverhalten aus Spannungs-Dehnungs-Linien

Werden in einem kartesischen Koordinatensystem Spannungen gegen die zugehörigen Längsdehnungen aufgetragen, erhält man sogenannte Spannungs-Dehnungs-Linien, die charakteristisch für das Verformungsverhalten eines Materials sind. Verformungen, die Festgesteinsproben unter Spannungsänderungen erfahren, bestehen in der Regel aus einem plastischen (nicht reversiblen) und einem elastischen (reversiblen) Anteil (MUTSCHLER, 2004; PRINZ & STRAUß, 2011). Anhand der Spannungs-Dehnungs-Linie eines Versuchs können an verschiedenen Kurvenabschnitten verschiedene Verformungsmoduln bestimmt werden. Ein Modul stellt dabei immer die Steigung einer die Spannungs-Dehnungs-Linie in einem bestimmten Bereich schneidenden Sekante dar, also eine für eine bestimmte Längsdehnung nötige Spannungsänderung:

$$V = \frac{\Delta\sigma}{\Delta\varepsilon_l} \quad [5.25]$$

V = Verformungsmodul [MN/m²]

$\Delta\sigma$ = Spannungsänderung [-]

$\Delta\varepsilon_l$ = Inkrement der Längsdehnung [MN/m²]

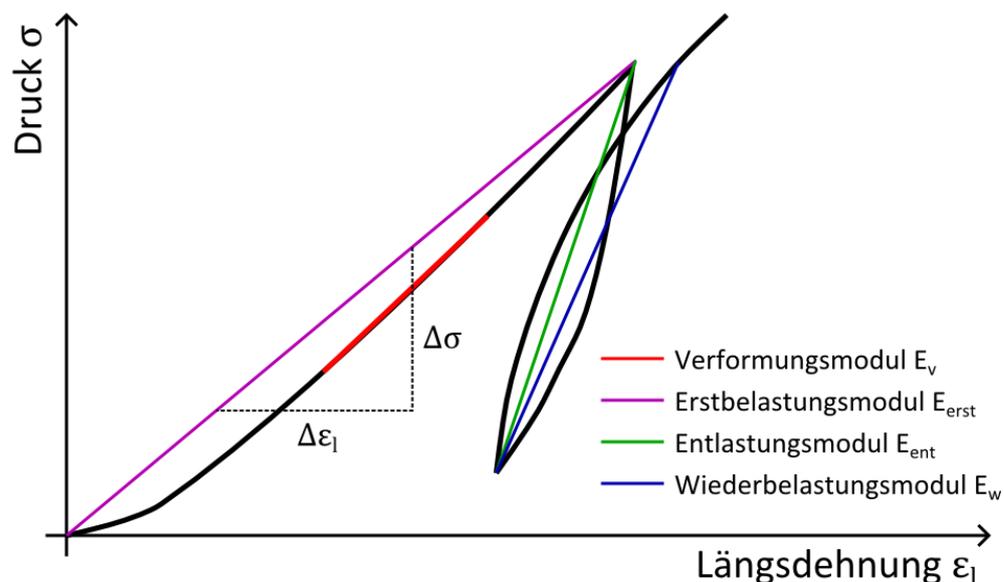


Abbildung 5.10: fiktives Beispiel einer Spannungs-Dehnungs-Linie (schwarze Linie) mit verschiedenen Verformungsmoduln (stark verändert nach PRINZ & STRAUß, 2011).

Abbildung 5.10 zeigt eine fiktive Spannungs-Dehnungs-Linie (schwarz). Zusätzlich dazu sind die Ansatzpunkte verschiedener Verformungsmoduln dargestellt. Bei dem Begriff Verformungsmodul muss folgende wichtige Unterscheidung gemacht werden: Der Begriff im Plural (Verformungsmoduln V) bezeichnet zusammenfassend alle möglichen Moduln, unabhängig davon, an welchem Ast im Diagramm und bei welchem Spannungsbereich das jeweilige Modul bestimmt wurde. Ist explizit von dem Verformungsmodul E_v die Rede, dann ist damit das im linearen Teil eines Belastungsastes angesetzte Modul gemeint. Nach PRINZ & STRAUß (2011) ergibt sich das Erstbelastungsmodul E_{erst} aus der Verbindungslinie zwischen Minimal- und Maximaldruck des ersten Belastungsastes. Als Entlastungsmodul E_{ent} wird die Steigung der Sekante zwischen Maximal- und Minimaldruck eines Entlastungsastes bezeichnet. Aus der Verbindungslinie zwischen Minimaldruck eines neuen Belastungszyklus und dem Punkt, der dem Maximaldruck des vorhergehenden Belastungszyklus entspricht, ergibt sich das Wiederbelastungsmodul E_w . Für viele Gesteinsarten sind Entlastungs- und Wiederbelastungsmodul annähernd identisch. Die im mittleren Bereich des Entlastungsastes auftretenden Verformungen kommen nach MUTSCHLER (2004) dem Elastizitätsmodul eines Gesteins sehr nahe.

$$E = \frac{\Delta\sigma}{\Delta\varepsilon_l^{el}} \quad [5.26]$$

E = Elastizitätsmodul [MN/m²]

$\Delta\sigma$ = Spannungsänderung [-]

$\Delta\varepsilon_l^{el}$ = elastischer Anteil der Längsdehnung [MN/m²]

Da sich Gesteine in der Regel nicht linear verformen, ist es wichtig, bei Verformungsmodulen jeweils den Spannungsbereich, in dem die Sekante angelegt wurde, zu nennen (MUTSCHLER, 2004). Es sollten immer nur Werte des gleichen Spannungsbereichs verglichen werden.

5.2.7 Thermotriaxialzelle

Die Gesteine eines geothermischen Reservoirs unterliegen Druck- und Temperaturbedingungen, die sich von denen an der Erdoberfläche in der Regel deutlich unterscheiden. Für eine möglichst genaue Reservoircharakterisierung und –modellierung ist es jedoch von entscheidender Bedeutung, temperatur- und druckabhängige Veränderungen der relevanten Gesteinskennwerte in numerischen Simulationen zu berücksichtigen.

Die von der Firma APS GmbH (Wille Geotechnik) zusammen mit dem Fachgebiet für Angewandte Geothermie der TU Darmstadt entwickelte Thermotriaxialzelle ist eine Felstriaxial- und Permeabilitätsprüfanlage. Sie ermöglicht die Bestimmung des Verformungsverhaltens und der Permeabilitäten von Gesteinsproben unter variablen Temperaturen und Drücken sowie den Einsatz aggressiver Fluide (STEGNER ET AL., 2011). Durch die Thermotriaxialzelle können somit die im Reservoir herrschenden Bedingungen simuliert werden. Dies ermöglicht einerseits die Validierung von im Labor unter Normalbedingungen bestimmten und auf die relevanten Teufen umgerechneten Kennwerten, andererseits die direkte Bestimmung der Kennwerte unter Reservoirbedingungen.

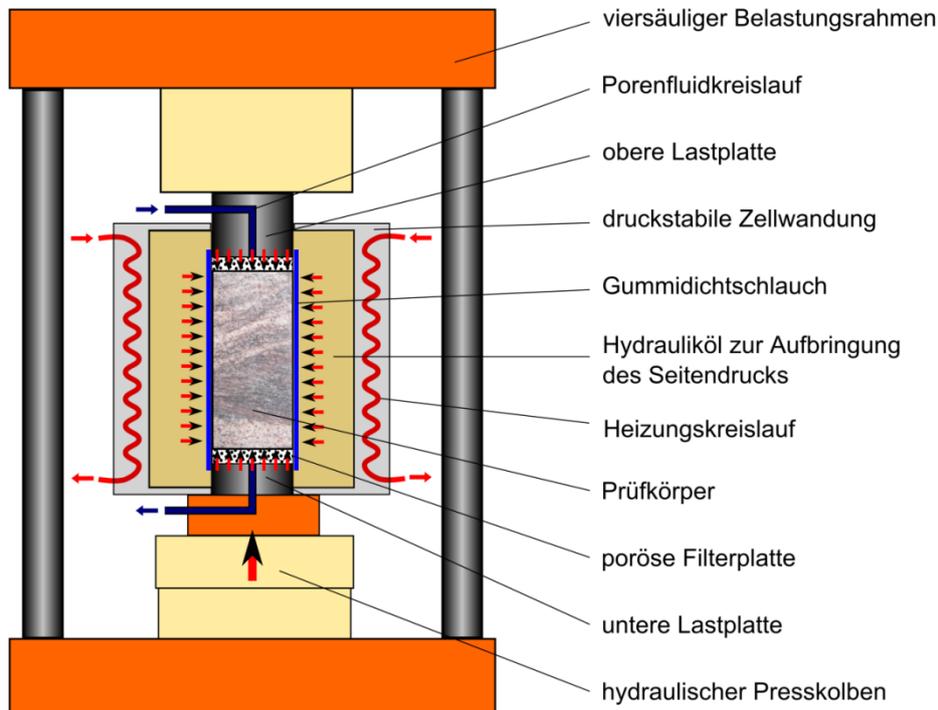


Abbildung 5.11: schematischer Schnitt durch die Thermotriaxialzelle.

5.2.7.1 Aufbau und Funktionsprinzip der Thermotriaxialzelle

Die Thermotriaxialzelle ist für die Untersuchung an zylindrischen Gesteinsproben mit einer Höhe von 140 ± 10 mm und einem Durchmesser von 64 ± 1 mm ausgelegt.

Der Aufbau der Prüfanlage ist in Abbildung 5.11 dargestellt. Das Grundprinzip einer konventionellen Triaxialzelle findet sich auch hier wieder: Die Probe kann zum einen von einer hydraulischen Presse durch zwei Lastplatten mit einem vertikalen Druck σ_1 beaufschlagt werden, zum anderen kann durch das in der Zelle befindliche Öl ein Seitendruck (hier gilt: $\sigma_2 = \sigma_3 = p_{\text{Öl}}$) auf die Probe ausgeübt werden. In Abbildung 5.12 sind die auf den Kern wirkenden Drücke graphisch dargestellt. Die Probe ist von einer Gummimembran (Gummidichtschauch) umgeben, welche ein Eindringen des Öls in die Poren der Probe verhindert. Ergänzend zu den von außen auf die Probe wirkenden Drücken kann in herkömmlichen Triaxialzellen in der Regel der Porendruck u während eines Versuchs gemessen werden.

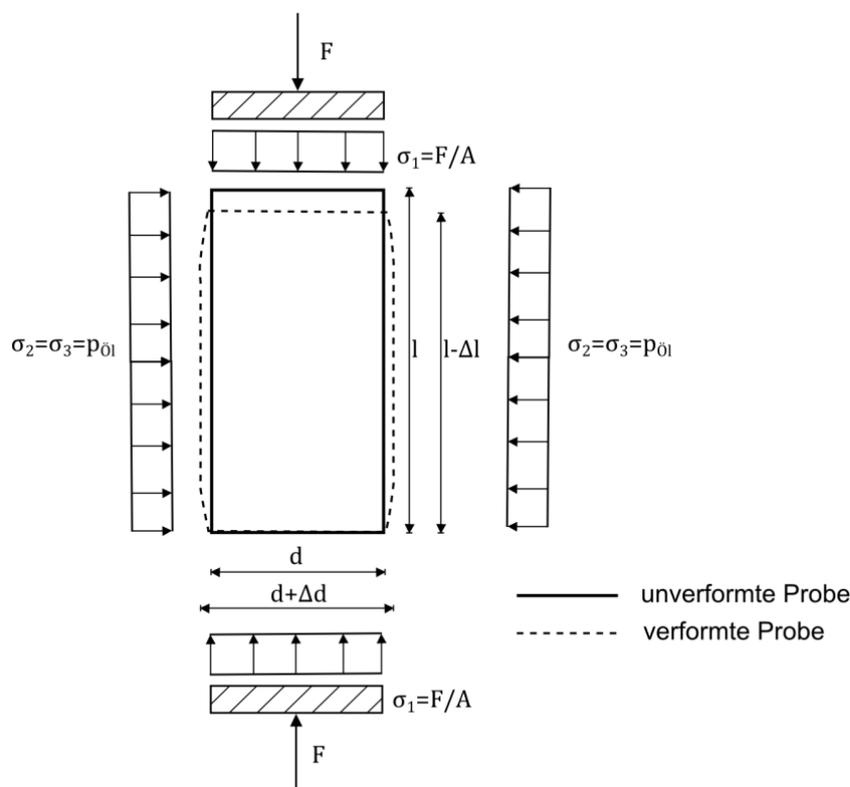


Abbildung 5.12: schematische Darstellung eines Prüfkörpers und Spannungsverteilung in einer Triaxialzelle (verändert nach MUTSCHLER, 2004).

Die Thermotriaxialzelle zeichnet sich gegenüber herkömmlichen Triaxialzellen durch zwei Neuerungen aus:

In den Zellmantel ist ein mit Mineralöl als Wärmeträgermedium (Thermalöl) betriebener Heizungskreislauf integriert, der es ermöglicht, die gesamte Zelle einschließlich Probe auf bis zu 165 °C zu erhitzen. Dabei wird das Thermalöl in einem externen Wärmeaggregat erhitzt und über Schläuche dem Zellmantel zugeführt.

Eine weitere Neuerung ist die Möglichkeit, die Probe mit einem temperierten Fluid zu durchströmen. Über Zuleitungen in den beiden Lastplatten lassen sich an Ober- und Unterseite der Probe unterschiedliche Porenfluiddrücke anlegen. Der dadurch entstehende Gradient bewirkt eine Durchströmung der Probe. Jeweils eine poröse Filterplatte an der Ober- und Unterseite der Probe soll dabei die Verteilung des Fluides auf den gesamten Probenquerschnitt gewährleisten. Der Verbau von korrosionsarmen Materialien erlaubt den Einsatz aggressiver Lösungen. Die Apparatur bietet dadurch sowohl die Möglichkeit, Durchlässigkeitsversuche unter variierenden Druck- und Temperaturbedingungen durchzuführen, als auch komplex ablaufende physikalisch-chemische Reaktionen zwischen Reservoirfluiden und –gesteinen im Labor nachzustellen und zu untersuchen (STEGNER ET AL., 2011).

Abbildung 5.13 zeigt das Innere der Thermotriaxialzelle mit der von einer Gummimembran umgebenen Probe und den innenliegenden Messsensoren. Die Längenänderung der Probe während eines Versuchs wird von drei im 120°-Winkel angeordneten induktiven Wegaufnehmern mit einer Genauigkeit von 0,001 mm gemessen. Auf mittlerer Höhe der Probe ist ein Umfangsmessgeber befestigt, der auf radiale Verformungen der Probe reagiert. Ebenfalls an der Außenseite der Gummimembran angebracht befindet sich ein Temperatursensor, der die Temperatur im Innern der Zelle aufzeichnet.

Messprogramm in der Thermotriaxialzelle

Der Messbereich für Permeabilitätsmessungen mit der Thermotriaxzelle liegt zwischen $1 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2$ und $1 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2$ (STEGNER ET AL., 2011). Aufgrund der mittels Permeameter als zu gering eingestuften Permeabilitäten (siehe Kapitel 5.3.2) der untersuchten Gesteine des Böllsteiner Odenwaldes wurde in dieser Arbeit auf Permeabilitätsmessungen in der

Thermotriaxialzelle verzichtet. Es sollten lediglich die Verformungseigenschaften der Gesteine bei verschiedenen Temperaturen und Seitendrücken untersucht werden.

Die geplanten Messungen mit der neu entworfenen Prüfanlage waren die ersten ihrer Art. Eine Hauptaufgabe dieser Arbeit bestand deshalb darin, Fehlerquellen zu suchen und auszuschalten, die gewonnen Versuchsergebnisse auf ihre Plausibilität zu prüfen und mit den Messergebnissen aus Versuchen mit der Einaxialen Prüfpresse zu vergleichen.

Die in Kapitel 5.5.1 erläuterten Versuche zur Eignung der Thermotriaxialzelle ergaben einen bis dato unentdeckten Fehler bei der Messung der Verformungen der Proben. Aus diesem Grund konnten die geplanten Versuche zum Verformungsverhalten unter verschiedenen Drücken und Temperaturen nicht durchgeführt werden. Die Versuche werden nachgeholt, sobald die fehlerfreie Funktion der Thermotriaxialzelle gewährleistet ist.

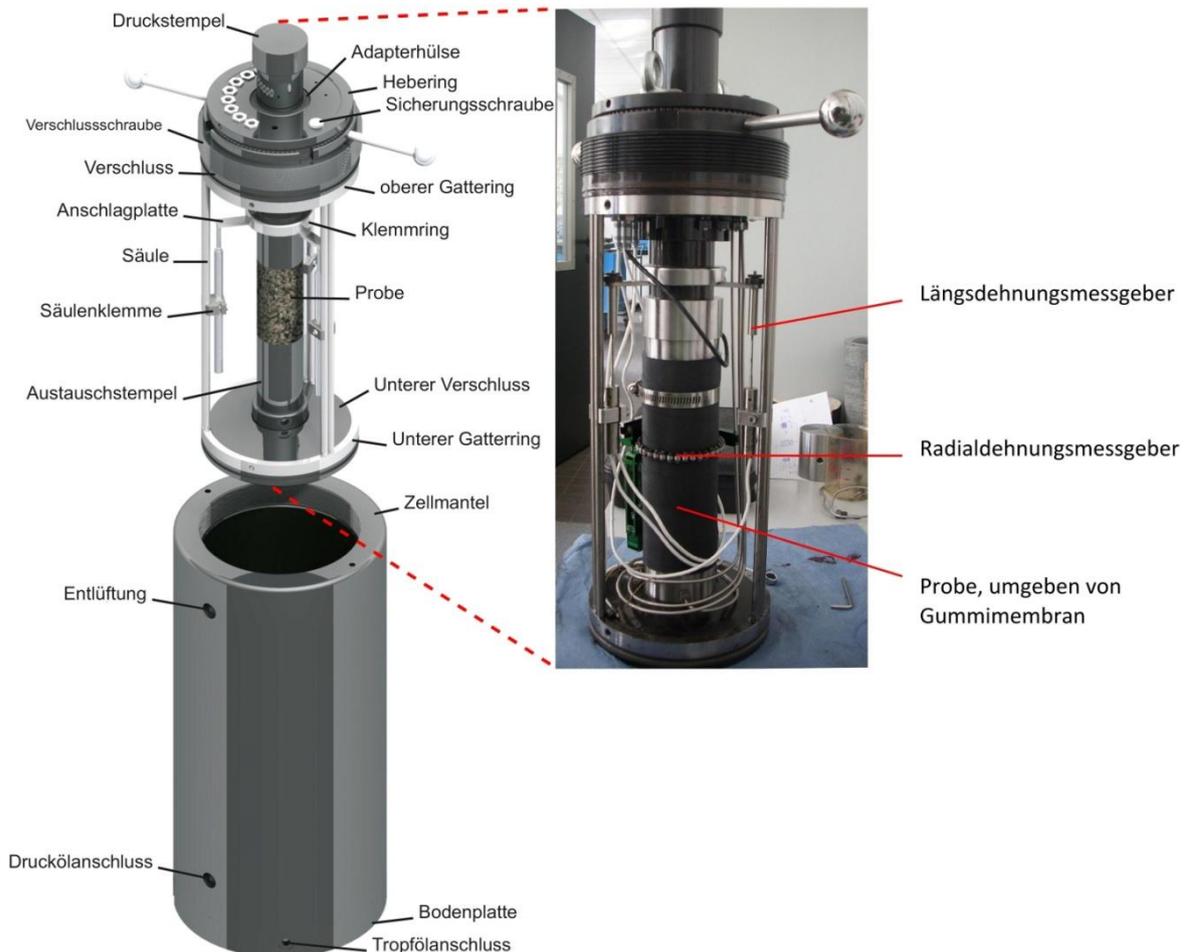


Abbildung 5.13: Hochdruckinnezelle der Thermotriaxial-Prüfmaschine (STEGNER ET AL., 2011, ergänzt).

5.3 Messergebnisse

Im Folgenden werden zunächst die Messwerte der verschiedenen Untersuchungen dargestellt und beschrieben. Der darauf folgende Abschnitt vergleicht die verschiedenen Messungen miteinander, um etwaige Abhängigkeiten und Verknüpfungen zu verdeutlichen.

Bei den aufgeführten Diagrammen handelt es sich entweder um Box-Whisker-Plots, denen sowohl die Maximalwerte, das untere und obere Quartil, sowie der Median und der Mittelwerte zu entnehmen sind, oder es sind lediglich die arithmetischen Mittelwerte oder – bei Permeabilitäten – die Mediane abgebildet. Bei den angegebenen Fehlern handelt es sich dann um die Standardabweichung, beziehungsweise bei den Permeabilitäten um den Median der absoluten Abweichungen vom Median.

Die genauen arithmetischen Mittelwerte oder Mediane, Maximal- und Minimalwerte und die Standardabweichung sind den Tabellen im Anhang zu entnehmen. Sie zeigen außer den Probenbezeichnungen, die zugehörigen petrographischen Einordnungen

5.3.1 Reindichte, Rohdichte und Porosität

Die Bestimmungen von Reindichte und Rohdichte und die daraus abgeleitete Porosität erfolgten an jeweils einem Plug pro Gesteinsprobe. Eine Übersicht über die ermittelten Werte, sowie über die petrographische Einteilung der jeweiligen Probe gibt Tabelle 9 im Anhang. Mit ¹⁾ gekennzeichnete Felder bedeuten, dass für diese Probe aufgrund von Messungenauigkeiten bei der Messung der Rohdichte eine geringere Rohdichte als Reindichte ermittelt wurde. Dies würde eine unmögliche negative Porosität der Probe bedeuten. Aus diesem Grund wurden die jeweiligen Messwerte gestrichen. Da dieses Problem nur bei sehr geringen Porositäten auftreten kann, wurde, für die jeweilige Probe eine Porosität von kleiner 0,2 % vorausgesetzt.

Eine statistische Betrachtung der Messwerte ist nicht möglich, da jeweils nur eine Messung pro Probe vorgenommen wurde. Die angegebenen Fehler sind die von den Messgeräten angezeigten Standardabweichungen.

Die Werte der Reindichten liegen zwischen $2,61$ und $3,05 \text{ g/cm}^3$, wobei etwa 70 % der Proben Reindichten kleiner gleich $2,66 \text{ g/cm}^3$ aufweisen. Ein ähnliches Bild ergibt sich für die Rohdichten. Diese liegen zwischen $2,47$ und $3,03 \text{ g/cm}^3$, wobei 75 % der gemessenen Proben kleinere Werte als $2,66 \text{ g/cm}^3$ zeigen. Damit liegen die Dichten eines Großteils der Proben in einem eng begrenzten Wertebereich. Dies ist in Abbildung 5.14, in der Rohdichten gegen Reindichten aufgetragen sind graphisch nachvollziehbar.

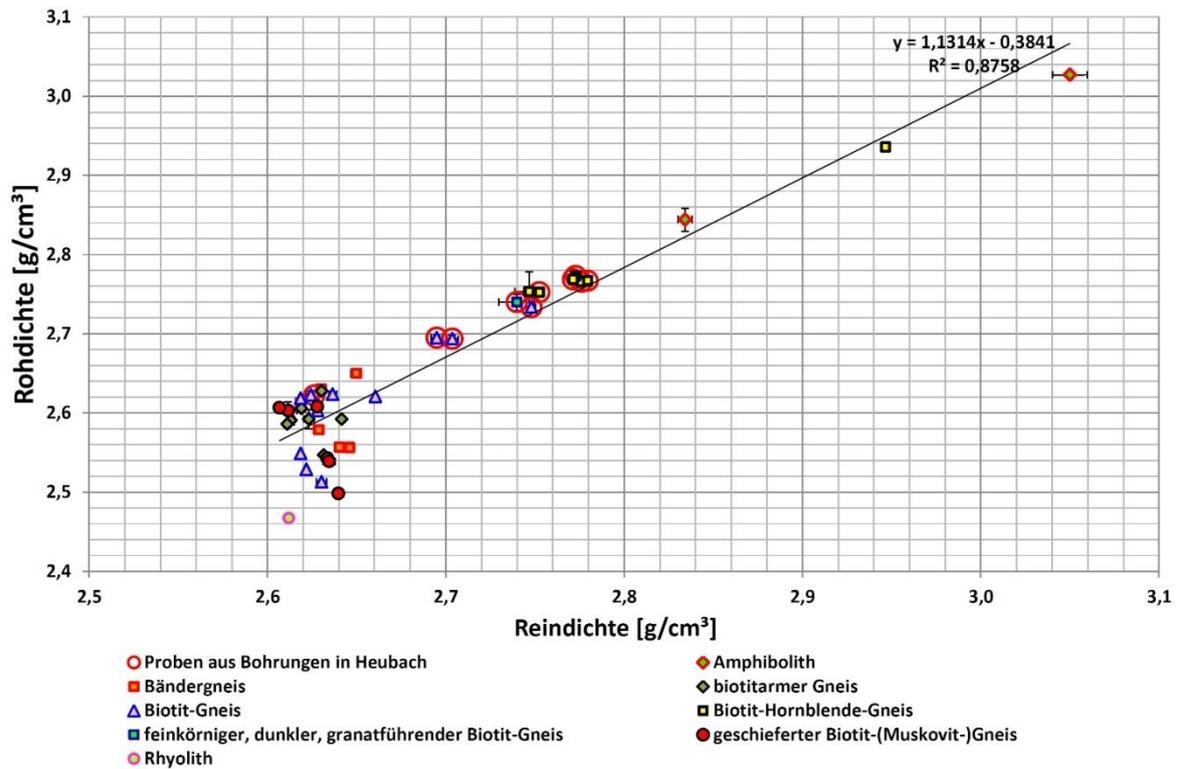


Abbildung 5.14: graphische Darstellung der gemessenen Reindichten und Rohdichten, untergliedert nach petrografischer Einordnung.

In Abbildung 5.14 wird zudem der deutliche lineare Zusammenhang zwischen Rohdichten und Reindichten dieser Gesteine ersichtlich. Aufgrund der generell geringen bis sehr geringen Porositäten wird die Rohdichte maßgeblich von der Reindichte der gesteinsbildenden Minerale bestimmt. Dies spiegelt sich auch bei Betrachtung der einzelnen Lithologien wieder. Während ein großer Teil der verschiedenen Gneis-Varietäten, die vor allem aus Quarz und Feldspat ($2,65 \text{ g/cm}^3$ und $2,62$ - $2,76 \text{ g/cm}^3$, MATTHES, 1996) aufgebaut sind, im eng begrenzten Wertebereich unter $2,66 \text{ g/cm}^3$ liegt, sind es vor allem Amphibolite und Biotit-Hornblende-Gneise, also Gesteine mit einem hohen Anteil schwerer mafischer Minerale (Biotit: $2,8$ - $3,2 \text{ g/cm}^3$, Hornblende: $3,0$ - $3,4 \text{ g/cm}^3$, MATTHES,

1996), die höhere Reindichten und Rohdichten zeigen. Auch bei den Biotit-Gneisen mit höheren Dichten handelt es sich um Proben mit überdurchschnittlichem Biotit-Gehalt. Der feinkörnige, granatführende Biotit-Gneis aus der tiefen Bohrung in Heubach weist ebenfalls eine erhöhte Dichte von $2,74 \text{ g/cm}^3$ auf. Dies ist zum einen ebenfalls auf den höheren Biotit-Gehalt von ca. 15 bis 20 %, zu einem gewissen Maße aber auch auf das Auftreten von Granat ($3,5\text{-}4,5 \text{ g/cm}^3$, MATTHES, 1996) zurückzuführen. Die gemessene Rhyolith-Probe zeichnet sich durch eine relativ geringe Rohdichte in Vergleich zur Reindichte aus, die hierbei auch maßgeblich vom erhöhten Porositätswert des Gesteins von 5,5 % bestimmt wird.

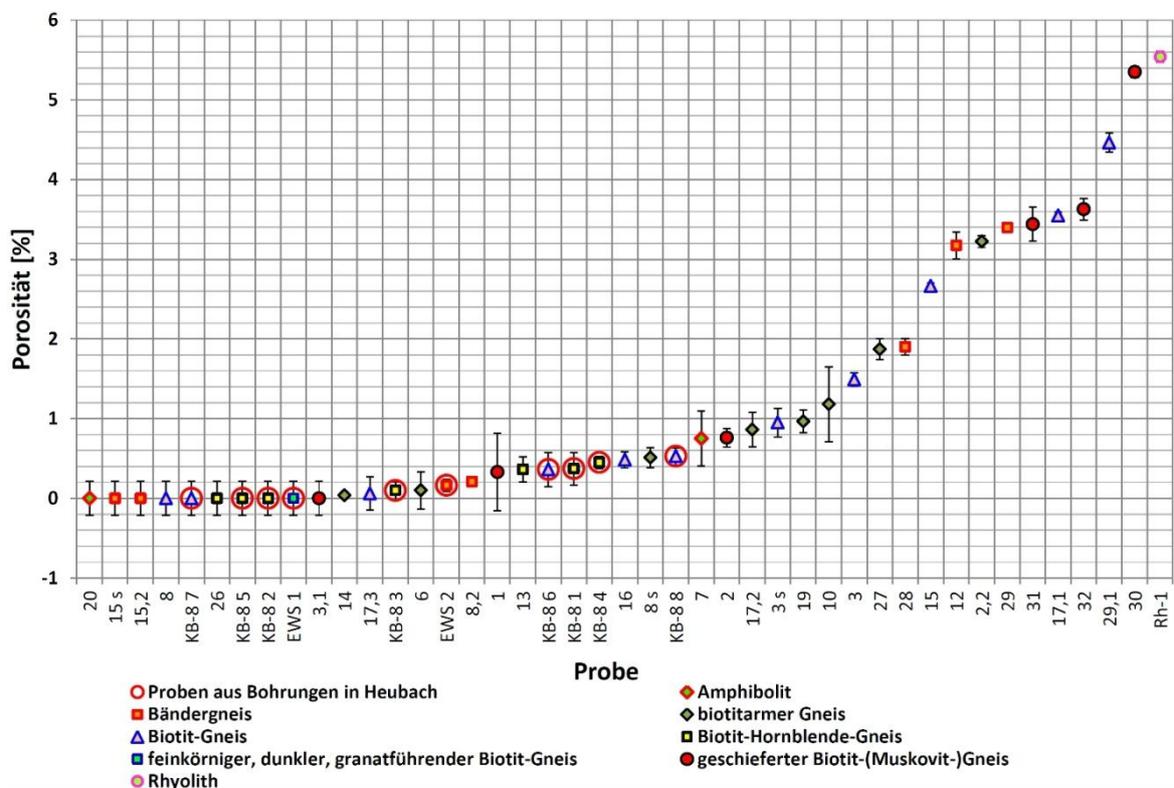


Abbildung 5.15: Porositäten in sortierter Darstellung, untergliedert nach petrografischer Einordnung.

In Abbildung 5.15 sind die aus Reindichte und Rohdichte berechneten Porositäten in sortierter Reihenfolge dargestellt. Die aus zuvor genanntem Grund mit Porositäten kleiner 0,2 % angenommenen Proben gehen hier, um den geringen Wert zu verdeutlichen, mit 0 % Porosität in das Diagramm ein. Knapp 70 % der gemessenen Proben zeigen sehr geringe Porositätswerte unter 1 %. Die für einige Gneis-Proben eher unüblichen Porositätswerte von über 3 % sind hauptsächlich auf eine, durch oberflächennahe

Verwitterung entstandene, sekundäre Porosität zurückzuführen. Abbildung 5.16 zeigt als Beispiel einen geschieferten Biotit-Gneis (Probe 31), an dem deutliche Verwitterungsspuren in Form von angelösten Biotit-Lagen zu erkennen sind. Die dadurch entstandenen Hohlräume bewirken den relativ hohen Permeabilitätswert von 3,4 %. Im bergfrischen Gestein in größeren Tiefen ist nicht mit derartigen sekundären Porositätserhöhungen zu rechnen. Die aus den Bohrungen stammenden und nicht der oberflächennahen Verwitterung ausgesetzten Proben zeigen durchweg Porositäten von unter 0,6 %. Die höchste Porosität weist mit 5,5 % die Rhyolith-Probe auf. Generelle petrologisch bedingte Trends der Porositäten können nicht ausgemacht werden.



Abbildung 5.16: an Biotitlagen angreifende Verwitterung, Probe Aufschluss 31.

5.3.2 Gesteinspermeabilitäten

Aufgrund der zu erwartenden relativ geringen Permeabilitäten der beprobten Gesteine und der relativ langen Messdauer mit dem Minipermeameter bei gering durchlässigen Gesteinen wurden die Messungen lediglich an einer begrenzten Auswahl der Proben durchgeführt.

Die graphisch in Abbildung 5.17 sowie im Anhang in Tabelle 10 dargestellten Messergebnisse sind kritisch zu betrachten. Die Messwerte zeigen eine sehr große Streuung, teils über mehrere Größenordnungen hinweg. Zudem wurden vereinzelt unrealistisch hohe Werte gemessen. Es ist zu beachten, dass sich trotz der logarithmierten Darstellung eine rechtsschiefe Häufigkeitsverteilung für alle untersuchten Proben ergibt. Im Diagramm zeigt sich, dass das arithmetische Mittel sehr stark von einzelnen hohen Werten beeinflusst wird. Aus diesem Grund wurde als Lagemaß der relativ ausreißer-

unempfindliche Median und als Streuungsmaß der Median der absoluten Abweichungen vom Median gewählt. Dennoch zeigt sich, dass die abgeschätzten Fehler der Messwerte vereinzelt sogar größer sind, als der Median der jeweiligen Messreihe. Als Grund für die teils überdurchschnittlich hohen Messwerte könnten einerseits inhomogene Permeabilitätsverteilungen im Gestein in Frage kommen. Wahrscheinlicher ist jedoch, dass die erhöhten Messwerte auf Undichtigkeiten im Versuchsaufbau zum Beispiel zwischen Dichtungsring und Probenkörper zurückzuführen sind. Bei den sehr impermeablen Gesteinen muss mit einem hohen Differenzdruck von 1000 mbar gemessen werden, um überhaupt stabile Durchflusswerte zu generieren. Hohe Differenzdrücke bedeuten aber zugleich, dass für Undichtigkeiten anfällige Stellen im Messsystem einer erhöhten Belastung ausgesetzt sind.

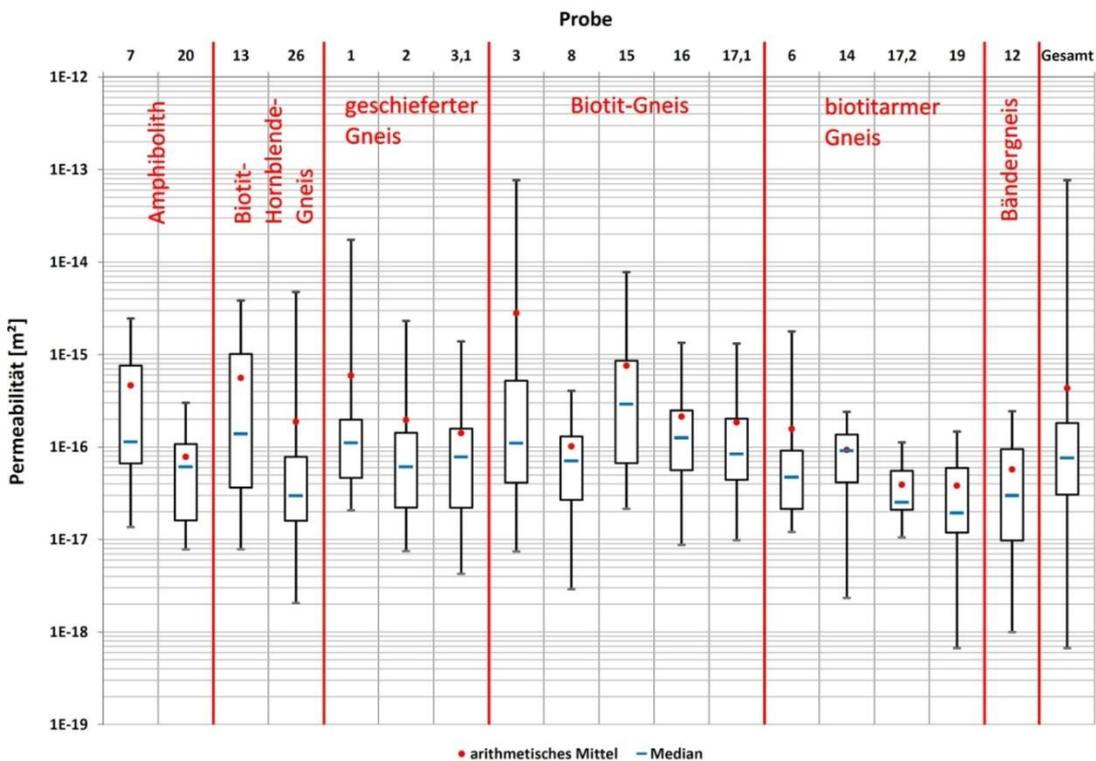


Abbildung 5.17: gemessene Gesteinspermeabilitäten, Darstellung als Box-Whisker-Plots.

Generell liegen die Mediane der Proben allesamt im Bereich kleiner $3 \cdot 10^{-16} m^2$ und sind damit, der Potenzialeinstufung von BÄR (2012) folgend, als sehr gering zu bewerten. Der Median aller Messungen liegt bei ca. $7,6 \cdot 10^{-17} m^2$.

Aufgrund der hohen Messgenauigkeiten bei relativ geringen Mittelwerten ist es nicht möglich, gesteinsabhängige Tendenzen der Permeabilitäten auszumachen.

5.3.3 Wärmeleitfähigkeit

Die mit dem Thermal Conductivity Scanner bestimmten mittleren Wärme- und Temperaturleitfähigkeiten der Gesteinsproben sind in Tabelle 11 im Anhang aufgeführt. Abbildung 5.19 zeigt Box-Whisker-Plots der gemessenen Wärmeleitfähigkeiten. Die angegebenen Mittelwerte, Mediane und Standardabweichungen wurden für einen Großteil der Proben aus den vom Messgerät aufgezeichneten Einzelmesswerten bestimmt. Für einige Proben standen jedoch nur die Mittelwerte der einzelnen Messspuren einer Probe zur Verfügung. In diesem Fall wurden die Probenmittelwerte durch eine Gewichtung der Messspurmittelwerte mit der Messspurlänge bestimmt. Ein Vergleich beider Methoden ergab eine annähernd exakte Übereinstimmung der Mittelwerte. Die Wärmeleitfähigkeiten sind, wie exemplarisch für einen Biotit-Gneis (Probe 17.1) in Abbildung 5.18 angedeutet, in der Regel annähernd normalverteilt.

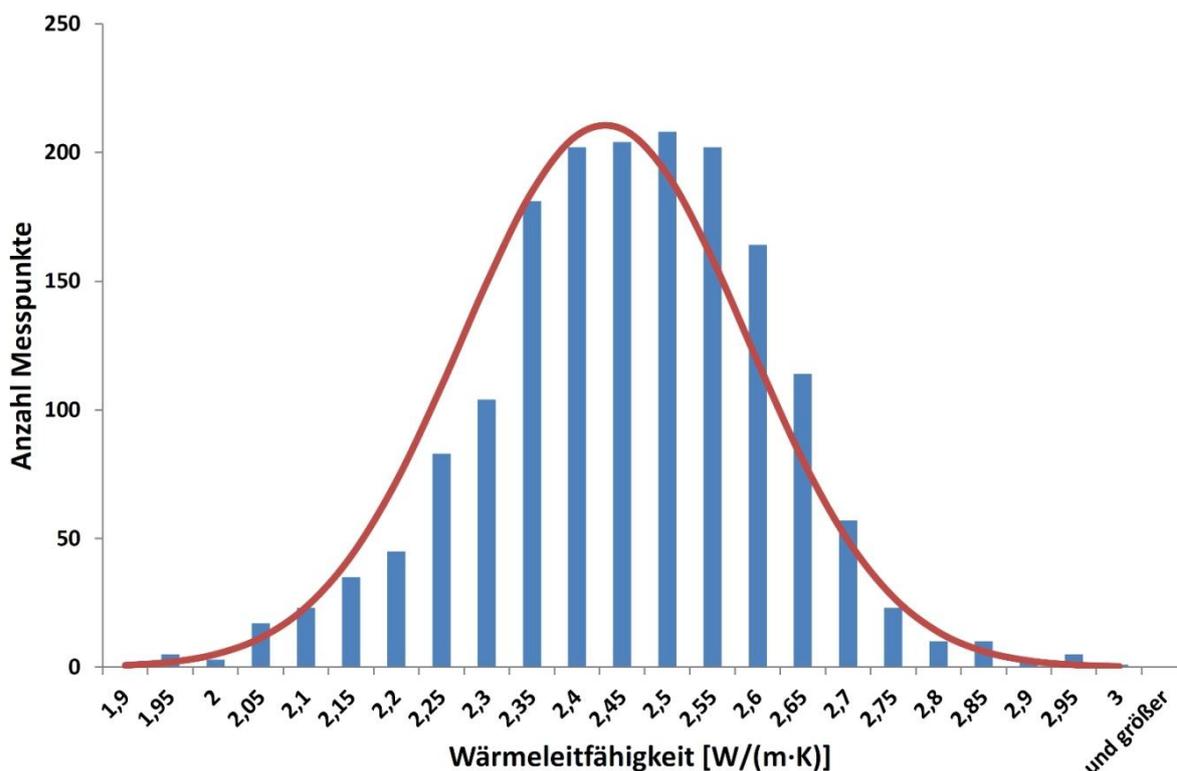


Abbildung 5.18: Häufigkeitsverteilung der Wärmeleitfähigkeiten eines Biotit-Gneises (Probe 17.1) und zugehörige Wahrscheinlichkeitsdichte der Normalverteilung.

Die Messungen ergaben generell eine große Schwankungsbreite. Die Mittelwerte der Proben liegen zwischen 1,75 und 3,73 W/(m·K), die Extremwerte bei 1,25 und 5,29 W/(m·K). Während die beiden Amphibolithproben mit 1,96 und 1,97 W/(m·K) relativ

geringe Mittelwerte zeigen und in einem eng begrenzten Wertebereich liegen, treten innerhalb der anderen petrographischen Einteilungen größere Unterschiede in den Wärmeleitfähigkeiten auf. Die Mittelwerte der Biotit-Hornblende-Gneise liegen zwischen 1,75 und 2,56 W/(m·K), wobei die drei Proben, die Verwitterungsspuren zeigen, geringere Wärmeleitfähigkeiten als die übrigen vier unverwitterten Proben aufweisen. Die gleiche Tendenz ist auch bei den feinkörnigen, leicht geschieferten Biotit-(Muskovit-)Gneisen zu erkennen. Die drei Proben mit Verwitterungsspuren zeigen geringere Wärmeleitfähigkeiten (2,16 – 2,24 W/(m·K)) als die unverwitterten Proben (2,38 – 2,57 W/(m·K)). Die Mittelwerte der als Biotit-Gneise bestimmten Proben liegen zwischen 2,17 und 2,98 W/(m·K) und zeigen damit eine relativ große Streubreite. Gleiches gilt für die Bändergneise, deren Mittelwerte von 2,22 bis 3,32 W/(m·K) streuen. Auch hier zeigt die stark verwitterte Probe 29 die geringste Wärmeleitfähigkeit. Mit 2,41 bis 2,95 W/(m·K) weisen die biotitarmen Gneise eine etwas geringere Streuung auf. Die höchste mittlere Wärmeleitfähigkeit von 3,73 W/(m·K) und zugleich eine sehr große Spannweite (2,44 – 5,29 W/(m·K)) zeigen die als Probe EWS-1 zusammengefassten, feinkörnigen, dunklen, granatführenden Biotit-Gneise aus der oberen Kernstrecke der tiefen Bohrung in Heubach. In diesem Gestein treten bis zu mehrere Zentimeter dicke Quarzlagen auf, die einen erheblichen positiven Einfluss auf die Wärmeleitfähigkeit haben. Für den nicht metamorph überprägten Rhyolith wurde eine Wärmeleitfähigkeit von 2,43 W/(m·K) bestimmt.

Wie aus den Box-Whisker-Plots in Abbildung 5.19 deutlich hervorgeht, sind nicht nur die Wärmeleitfähigkeiten der petrographischen Gesteinseinheiten großen Schwankungen unterworfen, sondern auch die Wärmeleitfähigkeiten einzelner Gesteinsproben. Dies ist auf teils deutliche Inhomogenitäten der Gesteinszusammensetzung, die sich bereits im Probenmaßstab zeigen, zurückzuführen. Abbildung 5.20 und Abbildung 5.21 zeigen am Beispiel zweier Bändergneise den Einfluss von Gesteinsinhomogenitäten auf die Wärmeleitfähigkeit. Zwei weitere Beispiele finden sich in Anhang D.

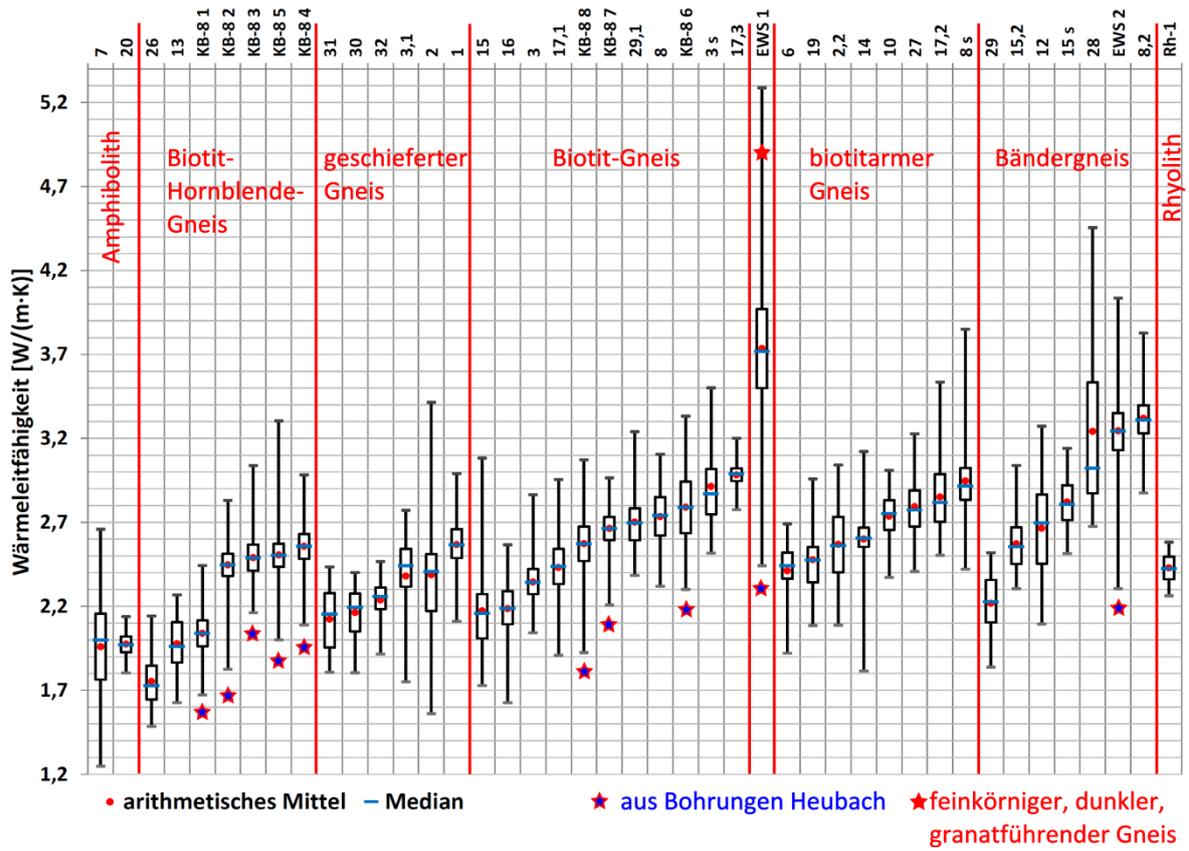


Abbildung 5.19: Box-Whisker-Plots der ermittelten Wärmeleitfähigkeiten.

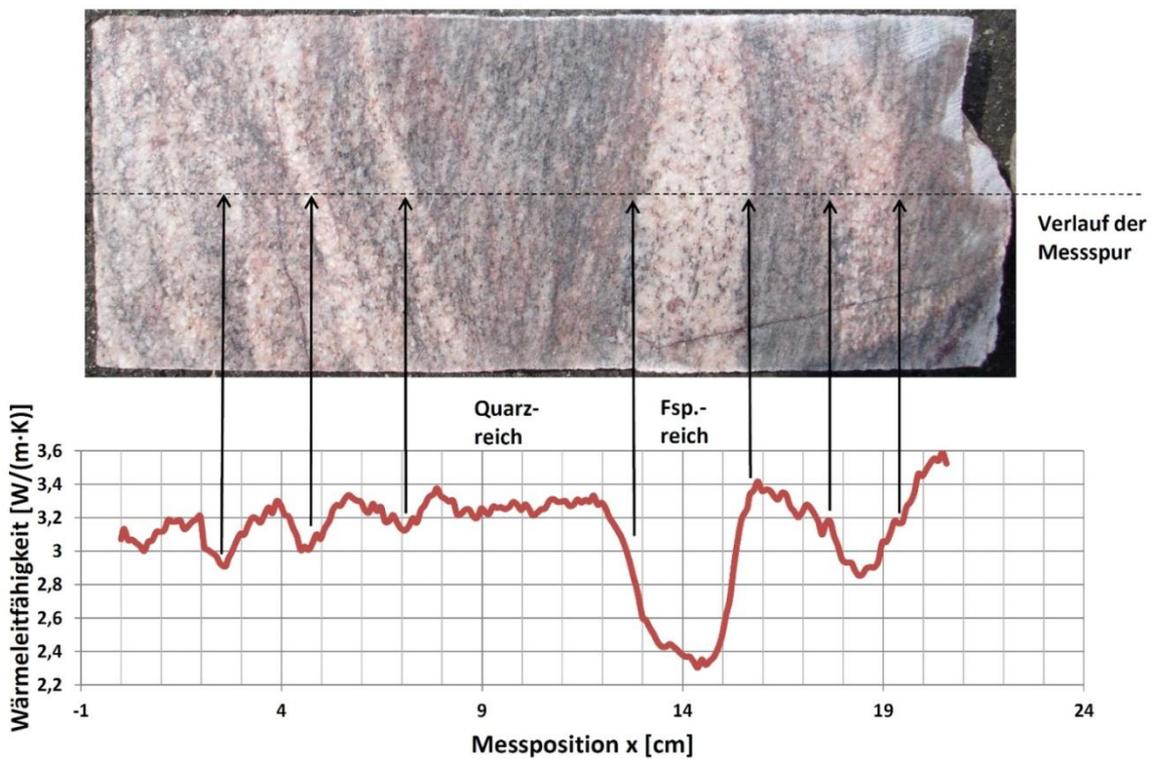


Abbildung 5.20: Wärmeleitfähigkeiten entlang einer Messspur eines Bändergneises, Probe EWS-2 (aus dem unteren Kernabschnitt der tiefen Bohrung in Heubach, 772,5 - 774,9 m Teufe).

Der Bändergneis in Abbildung 5.20 zeigt einen relativ homogenen, gräulichen Bereiche in der Bildmitte, in dem sich die Wärmeleitfähigkeit zwischen 3,2 und 3,3 W/(m·K) nur geringfügig ändert. Zwischen $x = 13$ und $x = 16$ cm durchzieht eine etwa 3 cm dicke, feldspatreiche und damit quarzärmere Lage das Gestein. In diesem Bereich nimmt die Wärmeleitfähigkeit bis auf ca. 2,4 W/(m·K) ab. Weitere feldspatreiche Lagen bei $x = 2,5$, $x = 4,5$, $x = 7$ und zwischen $x = 17$ und $x = 19,5$ cm zeigen ebenfalls verringerte Wärmeleitfähigkeiten. Der Gneis in Abbildung 5.21 zeichnet sich durch relativ gleich bleibende Wärmeleitfähigkeiten um etwa 2,8 W/(m·K) im rechten Bildausschnitt aus. Im linken Bildausschnitt durchziehen eine ca. 1 cm und eine ca. 4 cm mächtige quarzreiche Lage das Gestein. In diesem Bereich kommt es zu einer deutlichen Erhöhung der Wärmeleitfähigkeit auf bis zu ca. 4,3 W/(m·K).

Es scheint demnach besonders der Wechsel von quarzreichen und quarzarmen Lagen zu sein, der eine deutliche Erhöhung oder Verringerung der Wärmeleitfähigkeiten mit sich bringt. Quarz hat mit 7,7 W/(m·K) eine deutlich höhere Wärmeleitfähigkeit im Vergleich zu anderen, in den Gneisen auftretenden, gesteinsbildenden Mineralen (Biotit: 2,0 W/(m·K), Muskovit: 2,3 W/(m·K), Hornblende: 2,81 W/(m·K), Feldspäte: 2,1-2,5 W/(m·K)) (CLAUSER & HUENGES, 1995).

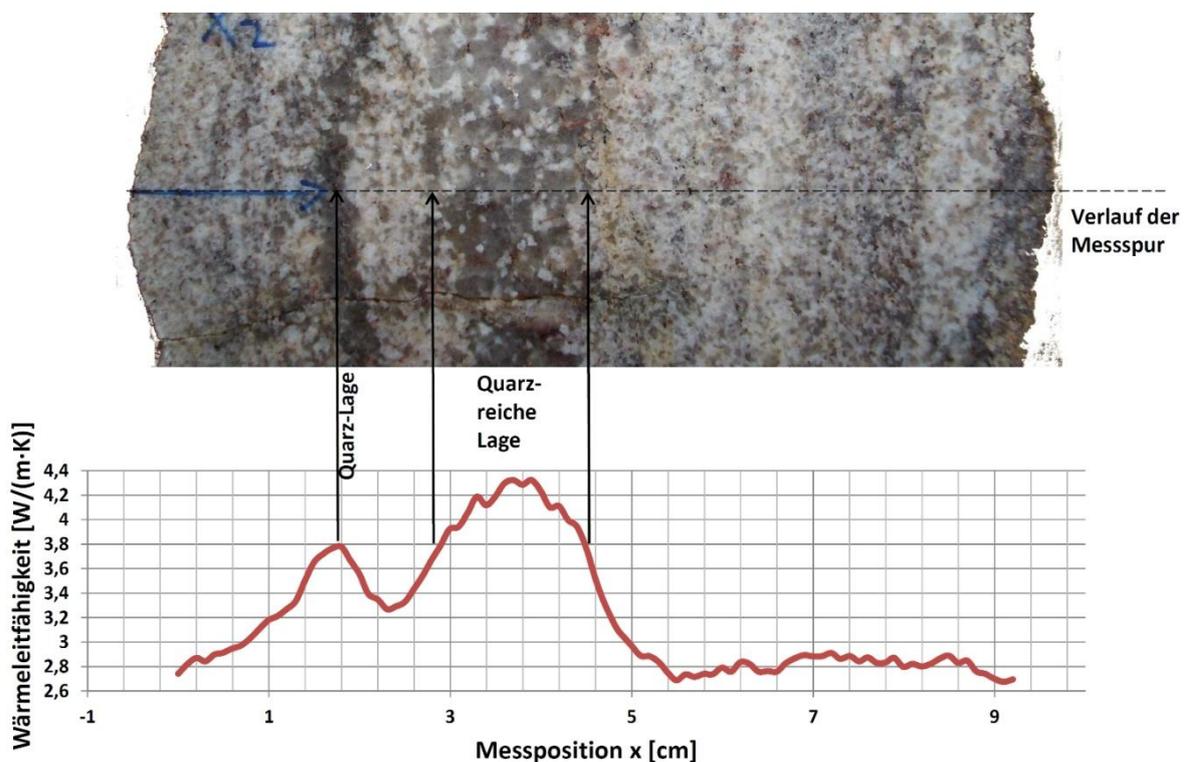


Abbildung 5.21: Wärmeleitfähigkeiten entlang einer Messspur eines Bändergneises, Probe 8.2.

In Abbildung 5.22 sind die Wärmeleitfähigkeiten einiger Proben gegen den mittels Röntgenfluoreszenzanalyse ermittelten Kieselsäuregehalt des Gesteins aufgetragen. Die beiden basischen Proben mit SiO_2 -Gehalten unter 53 Gew.-% zeigen geringere Wärmeleitfähigkeiten, als die sauren Gneise. Dies ist auf den deutlich geringeren Quarzgehalt des Amphiboliths und des Biotit-Hornblende-Gneises zurückzuführen. Aufgrund der sehr ähnlichen chemischen Zusammensetzung der sauren Gneise lassen sich daraus keine weiteren Tendenzen erkennen. Auffällig ist, dass der feinkörnige, dunkle, granatführende Gneis mit einem geringeren Kieselsäuregehalt von ca. 67 Gew.-% SiO_2 eine deutlich höhere Wärmeleitfähigkeit aufweist. Bei dieser Probe handelt es sich wieder um das aus der tiefen Bohrung in Heubach stammende Gestein, das etliche Quarzlagen aufweist, welche die Wärmeleitfähigkeit positiv beeinflussen. Die chemische Analyse wurde jedoch an einem Probenbruchstück ohne erkennliche Quarzlage durchgeführt, weshalb sich der höhere Quarzgehalt des Gesteins nicht im SiO_2 -Gehalt widerspiegelt.

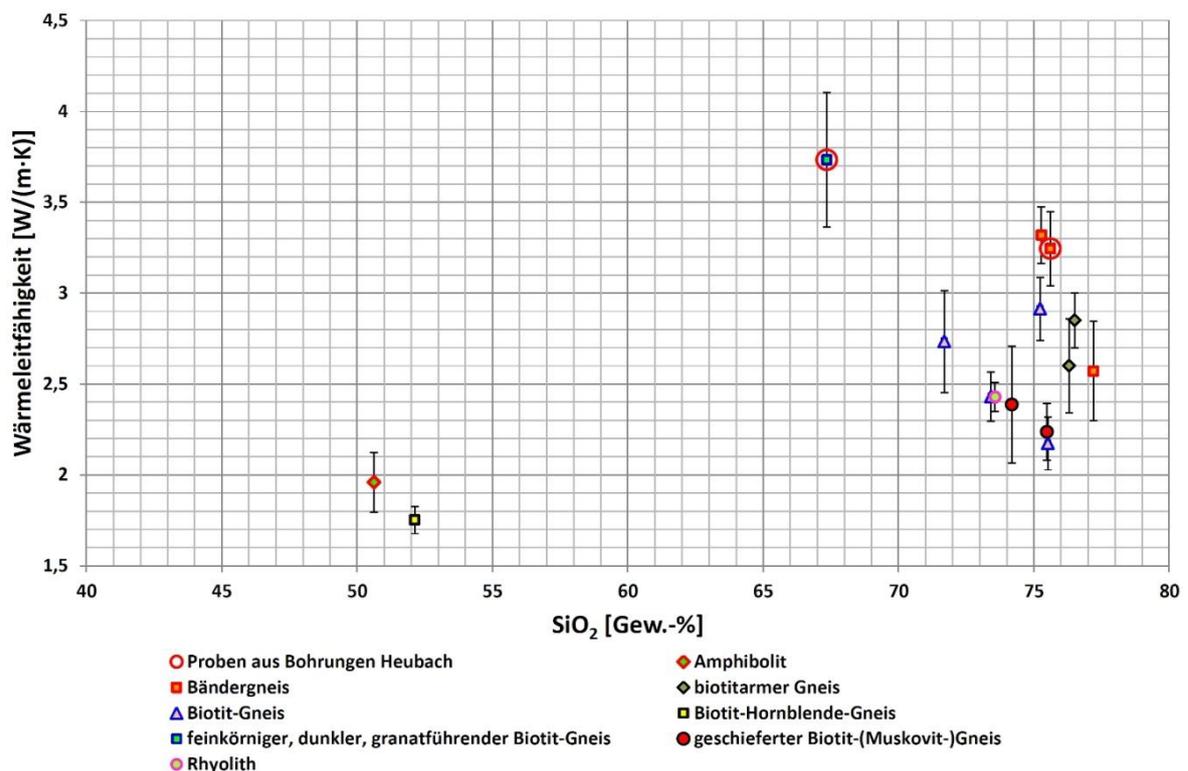


Abbildung 5.22: Wärmeleitfähigkeit in Abhängigkeit von Kieselsäuregehalt, untergliedert nach petrografischer Einordnung. Bestimmung des Kieselsäuregehalts erfolgt mittels Röntgenfluoreszenzanalyse.

Aus den Dünnschliffuntersuchungen geht hervor, dass nicht nur der Quarzgehalt, sondern auch die Vernetzung der Quarzkörner einen Einfluss auf die Wärmeleitfähigkeit der Gesteine hat. Proben, bei denen Quarz in durchgängigen Lagen auftritt zeigen eine Tendenz zu höheren Wärmeleitfähigkeiten, als Gesteine, in denen die Quarzkörner durch Minerale mit geringeren Wärmeleitfähigkeiten isoliert sind.

Um den Einfluss der foliationsbedingten Anisotropie der Gneise auf die Wärmeleitfähigkeit zu untersuchen, wurden, wann immer möglich, die Wärmeleitfähigkeit einer Probe sowohl im rechten Winkel, als auch parallel zur Foliation bestimmt (Abbildung 5.23).

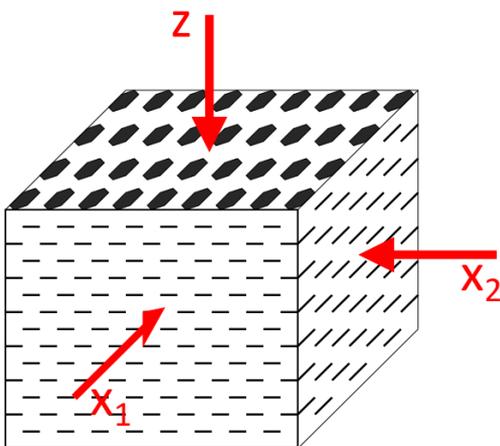


Abbildung 5.23: Messung der Wärmeleitfähigkeiten orthogonal (z) und parallel (x) zur Foliation.

In Abbildung 5.24 sind die Ergebnisse gegeneinander aufgetragen. Es kann jedoch kein eindeutiger Trend einer Anisotropie der Wärmeleitfähigkeit abgelesen werden. Ein großer Teil der Proben zeigt orthogonal und parallel zur Foliation relativ ähnliche Werte, ein Teil der Proben zeigt höhere Werte orthogonal, ein anderer Teil parallel zur Foliation. Die von einigen Autoren (z.B. CLAUSER & HUENGES, 1995) festgestellten deutlich höheren Wärmeleitfähigkeiten parallel zur Foliation von Gneisen können hier nicht beobachtet werden. Möglicherweise wird die foliationsbedingte Anisotropie der Wärmeleitfähigkeit von den zuvor genannten Inhomogenitäten überlagert.

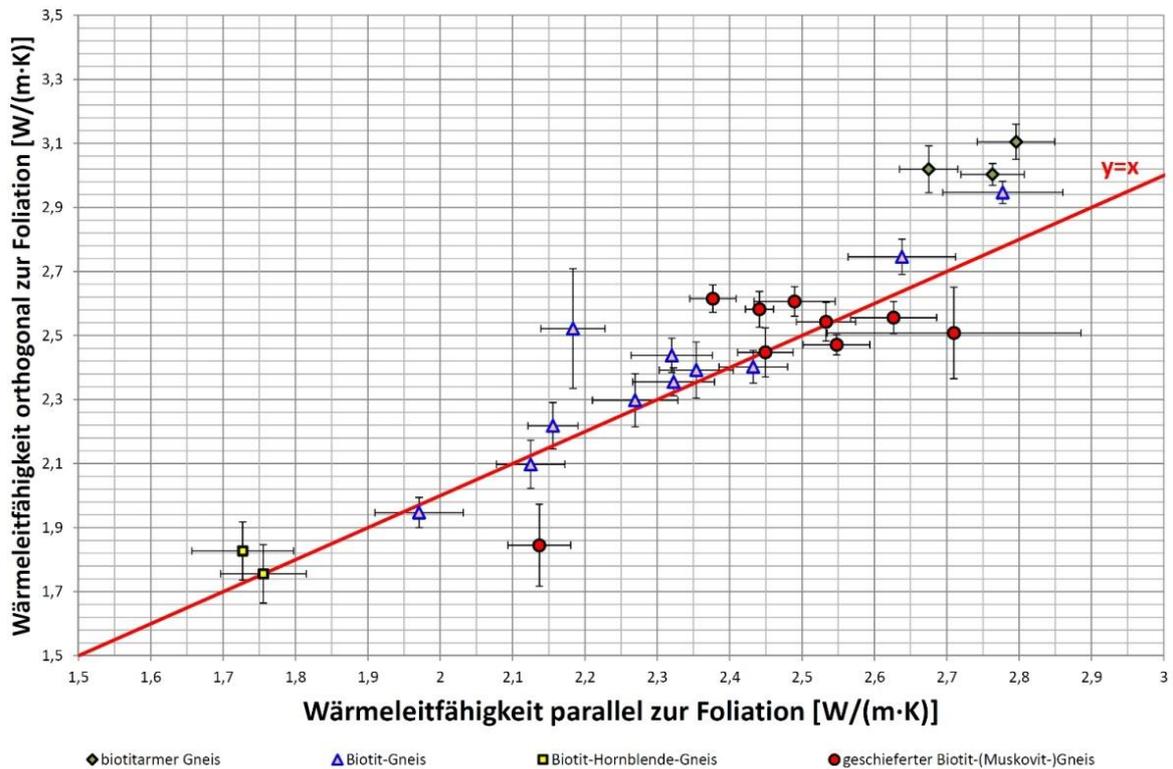


Abbildung 5.24: Wärmeleitfähigkeiten parallel und orthogonal zur Foliation der Gesteine, untergliedert nach petrografischer Einordnung.

5.3.4 Temperaturleitfähigkeit

Bei der Messung der Temperaturleitfähigkeiten ist die Auswahl der zu verwendenden Standardkombinationen vom Messbereich abhängig (vgl. Kapitel 5.2.4). Wird eine zu kleine Standardkombination gewählt, können die Messungen zum Teil zu hohe Werte ergeben. Für die Messungen der Gneise kamen dabei zwei Kombinationen in Frage: Die Standardkombination aus geschmolzenem Quarz und einer Titanlegierung, für Temperaturleitfähigkeiten $< 1,9 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2/\text{s}$ und die Standardkombination aus einer Titanlegierung und Stahl, für Temperaturleitfähigkeiten $< 2,587 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2/\text{s}$. Da die Temperaturleitfähigkeit des Gesteins schlecht abzuschätzen ist, wurde wie folgt vorgegangen: Eine Probe wurde zuerst mit der Standardkombination für geringere Temperaturleitfähigkeiten (SK 1) gemessen. Ergab diese Messung zu hohe Werte, wurde die Probe anschließend mit der Standardkombination für höhere Temperaturleitfähigkeiten (SK 2) erneut untersucht.

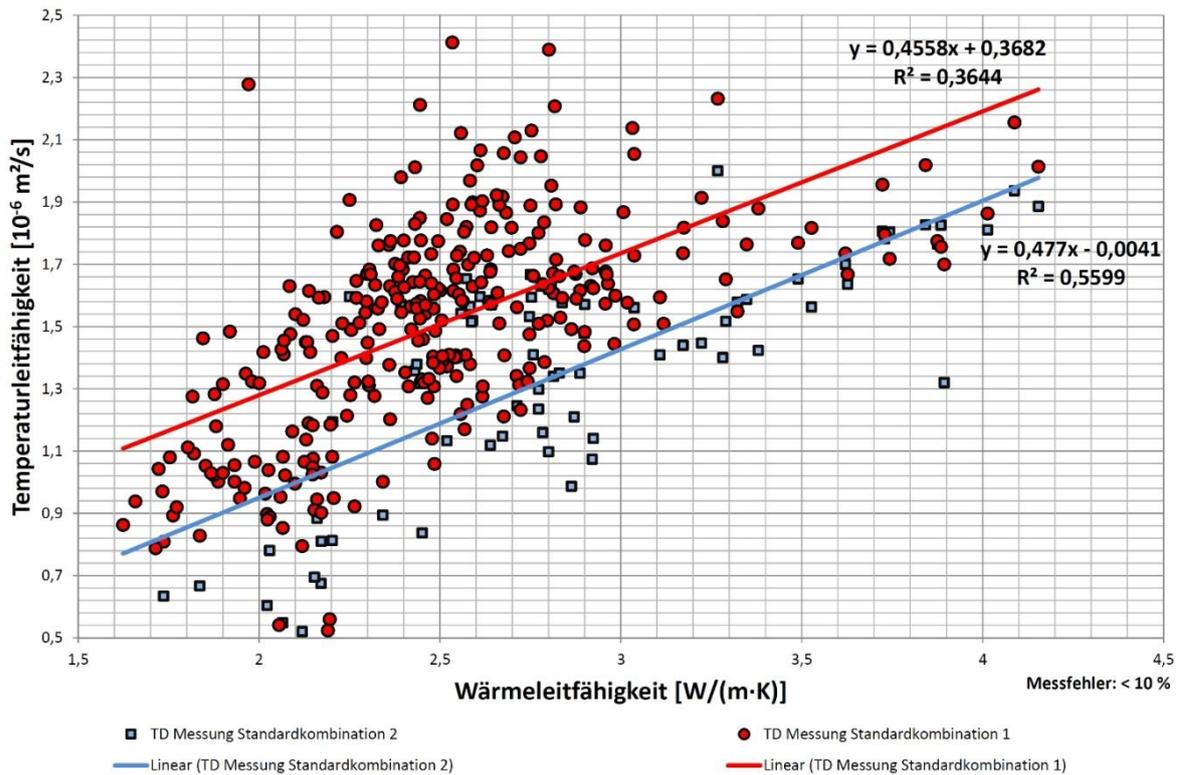


Abbildung 5.25: Messspurmittelwerte der Temperatur- und Wärmeleitfähigkeiten. Temperaturleitfähigkeiten untergliedert in die verwendeten Standardkombinationen; Standardkombination 1: geschmolzener Quarz + Titanlegierung, Standardkombination 2: Titanlegierung + Stahl.

In Abbildung 5.25 sind alle Temperaturleitfähigkeitsmittelwerte der untersuchten Messspuren gegen die Wärmeleitfähigkeitsmittelwerte der jeweiligen Spur aufgetragen, untergliedert in die beiden verwendeten Standardkombinationen. Es ist deutlich zu erkennen, dass die Messungen mit SK 1 teils deutlich höhere Temperaturleitfähigkeiten ergaben, als die Messungen mit SK 2. Die bereits erwähnten Gesteinsinhomogenitäten erschwerten die Auswahl der richtigen Standards, da sich die Temperaturleitfähigkeiten der Proben, ähnlich wie im vorherigen Kapitel für die Wärmeleitfähigkeiten beschrieben, bereits entlang einer Messspur deutlich ändern können. Für die Berechnung der in Abbildung 5.26 und in Tabelle 11 (Anhang) dargestellten Temperaturleitfähigkeitsmittelwerte wurden alle Messspuren von SK 1, die Werte $> 1,9 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2/\text{s}$ zeigten, außer Acht gelassen und durch die Werte der mit SK 2 gemessenen Spuren ersetzt. Dennoch sind die Temperaturleitfähigkeitswerte kritisch zu betrachten. Dies zeigt sich auch in den teils großen Standardabweichungen der Probenmittelwerte.

Trotz der stark streuenden Messwerte kann ein linearer Zusammenhang zwischen Wärmeleitfähigkeit λ und Temperaturleitfähigkeit κ bei beiden Standardkombinationen ausgemacht werden. Die beiden Messgrößen sind, wie in Kapitel 5.2.4 bereits erwähnt, über die Dichte ρ und die spezifische Wärmekapazität c_p nach folgender Gleichung (BAEHR & STEPHAN, 2008) miteinander verknüpft:

$$\kappa = \frac{\lambda}{c_p \cdot \rho} \quad [5.27]$$

Die in Abbildung 5.26 dargestellten, berechneten Mittelwerte der Temperaturleitfähigkeit liegen zwischen $0,90 \cdot 10^{-16}$ und $1,69 \cdot 10^{-16}$ m²/s. Es zeigen sich ähnliche Tendenzen, wie bei der Wärmeleitfähigkeit. Die geringsten Werte zeigen im Mittel die Amphibolithe mit $0,90 \cdot 10^{-16}$ und $0,99 \cdot 10^{-16}$ m²/s, gefolgt von den Biotit-Hornblende-Gneisen mit $0,97 \cdot 10^{-16}$ bis $1,38 \cdot 10^{-16}$ m²/s. Damit haben auch hier die basischen Gesteine mit deutlich geringerem Quarzgehalt die niedrigsten Leitfähigkeiten. Des Weiteren zeigen sowohl bei den Biotit-Hornblende-Gneisen, als auch bei den geschieferten Gneisen die, von der Verwitterung angegriffenen Proben geringere Temperaturleitfähigkeiten als frische, unverwitterte Proben. Die Temperaturleitfähigkeiten der geschieferten Gneise liegen zwischen $0,94 \cdot 10^{-16}$ und $1,58 \cdot 10^{-16}$ m²/s, die der Biotit-Gneise liegen bei $1,06 \cdot 10^{-16}$ bis $1,61 \cdot 10^{-16}$ m²/s. Die, bei Betrachtung der Wärmeleitfähigkeiten deutlich hervorstechenden Proben aus der oberen Kernstrecke der tiefen Bohrung in Heubach (EWS-1) zeigen mit $1,69 \cdot 10^{-16}$ m²/s auch die höchste Temperaturleitfähigkeit, jedoch ist der Messwert nur geringfügig höher, als die Messwerte weiterer Proben. An den als biotitarme Gneise klassifizierten Proben wurden mit $1,26 \cdot 10^{-16}$ bis $1,67 \cdot 10^{-16}$ m²/s ebenfalls hohe Werte bestimmt. Die Temperaturleitfähigkeiten der Bändergneise liegen mit $1,20 \cdot 10^{-16}$ bis $1,57 \cdot 10^{-16}$ m²/s im mittleren Wertebereich. Auch hier zeigt die angewitterte Probe 29 die geringsten Werte. Die Rhyolith-Probe zeigt mit einem Wert von $1,39 \cdot 10^{-16}$ m²/s ebenfalls eine mittlere Temperaturleitfähigkeit.

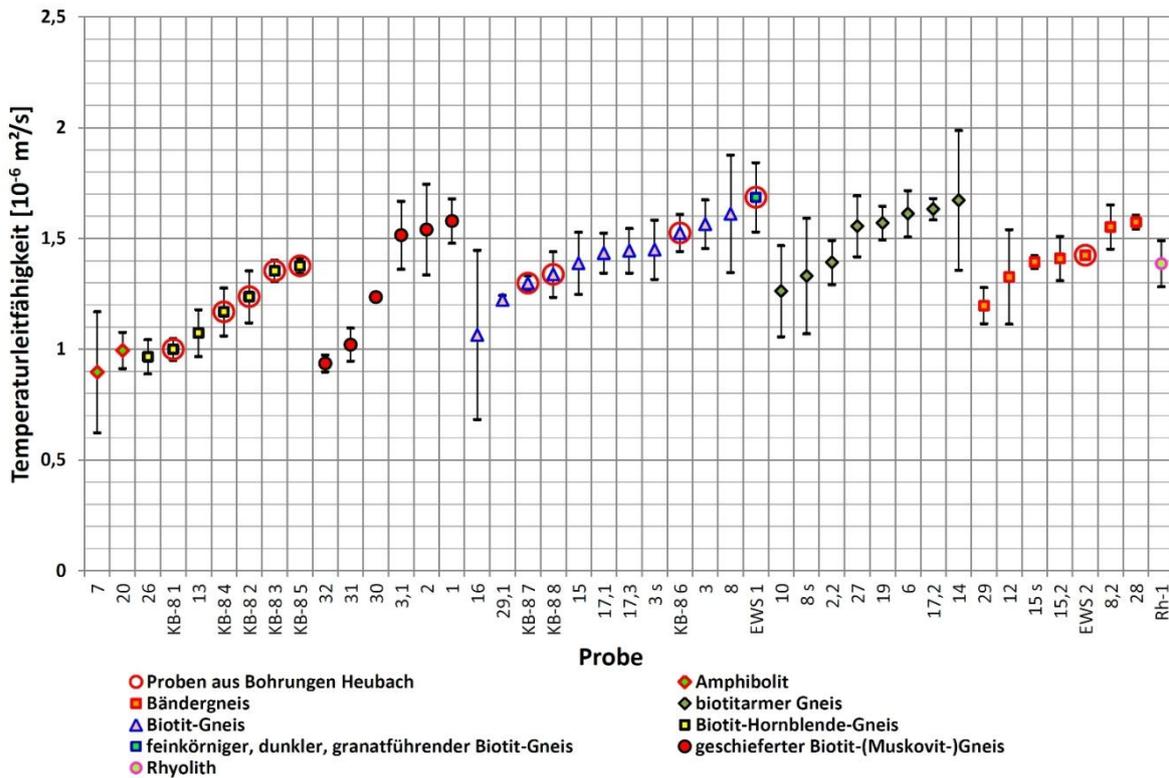


Abbildung 5.26: graphische Darstellung der mittleren Temperaturleitfähigkeiten, untergliedert nach petrografischer Einordnung.

5.3.5 Spezifische Wärmekapazität

Die aus den Rohdichten, Wärme- und Temperaturleitfähigkeiten mittels Gleichung 5.18 errechneten spezifischen Wärmeleitfähigkeiten können der Tabelle 12 im Anhang entnommen werden. Da in die Fehlerberechnung die Fehler aller drei Messgrößen eingehen, zeigen die Wärmekapazitäten große Schwankungsbreiten. Die Probenmittelwerte liegen zwischen 570 und 940 J/(Kg·K). Abbildung 5.27 zeigt ein Histogramm der Probenmittelwerte aus dem hervorgeht, dass ein großer Teil der Proben Werte zwischen 650 und 800 J/(Kg·K) aufweist. Dies deckt sich mit dem von BÄR (2012) aufgezeigten Wertebereich für Gneise.

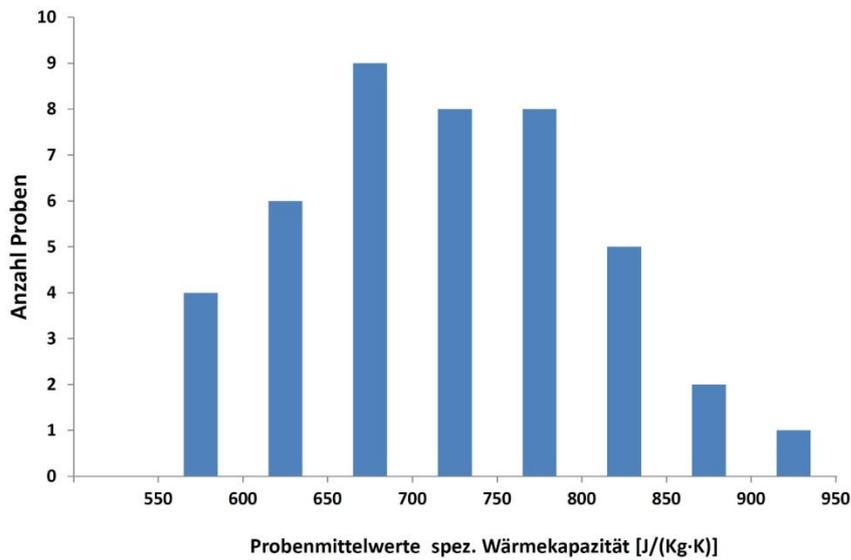


Abbildung 5.27: Histogramm der Probenmittelwerte der errechneten spezifischen Wärmekapazität.

5.4 Vergleich der geothermischen Gesteinsparameter

5.4.1 Permeabilität und Porosität

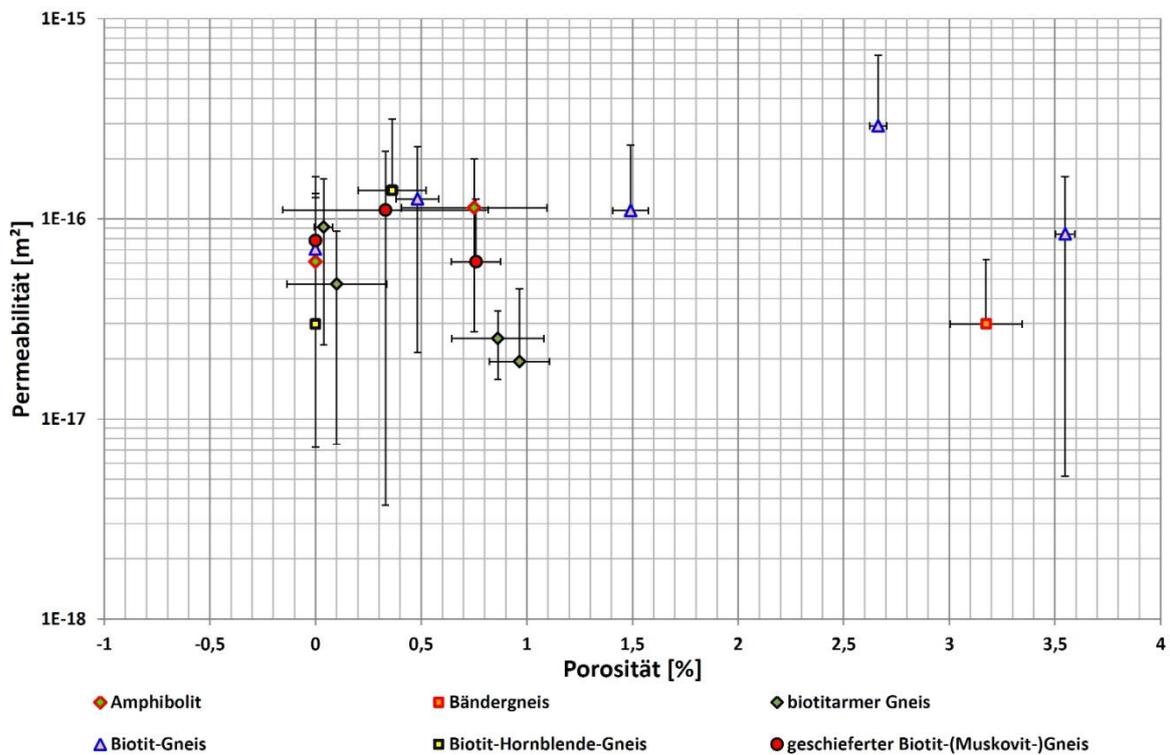


Abbildung 5.28: Porosität und Permeabilität der Gesteinsproben, untergliedert nach petrografischer Einordnung.

In Abbildung 5.28 sind die Probenmediane der Permeabilitäten gegen die Porositäten der jeweiligen Probe aufgetragen. Es kann keinerlei Zusammenhang der beiden Größen aus den Messwerten abgeleitet werden. Lediglich eine Probe der Biotit-Gneise zeigt sowohl eine leicht erhöhte Porosität, als auch eine erhöhte Permeabilität. Die zwei Proben mit Porositäten über 3 % zeigen keine erhöhten Permeabilitäten. Möglicherweise liegen die Messfehler der Permeabilitäten so hoch, dass eine eventuell vorhandene Verknüpfung dadurch unerkant bleibt. Eine Erklärung dafür, warum eine Erhöhung der Porosität nicht zwangsläufig eine Erhöhung der Permeabilität eines Gesteins bewirkt, gibt die Unterscheidung zwischen effektiver, also durchflusswirksamer Porosität und Gesamtporosität. Sind die Poren in einem Gestein nicht miteinander verknüpft, so haben diese keinen Einfluss auf die Durchlässigkeit. Zudem sind die etwas höheren Porositäten auch, wie bereits zuvor erwähnt, auf Verwitterung konkreter Biotit-Lagen zurückzuführen. Bei den Permeabilitätsmessungen wurde hingegen darauf geachtet, keine Messpunkte auf dadurch entstandene Risse zu legen.

5.4.2 Porosität und Wärmeleitfähigkeit

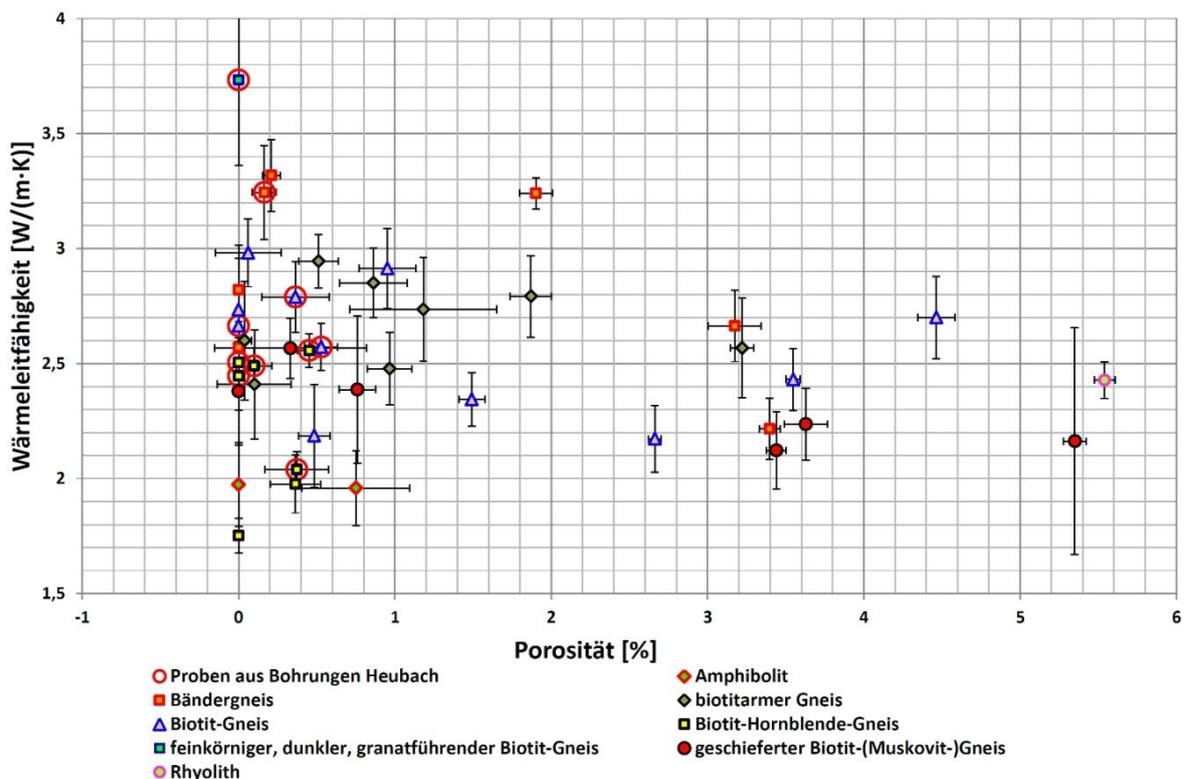


Abbildung 5.29: Porosität und Wärmeleitfähigkeit der Gesteinsproben, untergliedert nach petrografischer Einordnung.

In Abbildung 5.29 sind die mittleren Wärmeleitfähigkeiten der Gesteinsproben gegen die Porositäten aufgetragen. CLAUSER & HUENGES (1995) berichten von einem signifikanten Einfluss der Porosität eines Gesteins auf dessen Wärmeleitfähigkeit. Entscheidenden Einfluss kommt dabei dem porenfüllenden Fluid zu. Da bei dieser Arbeit die Wärmeleitfähigkeiten an ofentrockenen Proben durchgeführt wurden, stellt Luft, mit einer, im Vergleich zu den gesteinsbildenden Mineralen sehr geringen Wärmeleitfähigkeit von $0,026 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$ (TIPLER ET AL., 2004) das porenfüllende Fluid dar. Bei zunehmender Porosität nimmt der Einfluss der im Gestein enthaltenen Luft auf die Wärmeleitfähigkeit zu und führt in der Regel zu geringeren Wärmeleitfähigkeiten. In Abbildung 5.29 ist dieser Trend nur schwer auszumachen.

Eine gewisse Tendenz lässt sich aber erkennen. Proben mit Porositäten über 2 % zeigen durchweg Wärmeleitfähigkeiten unter $2,7 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$, während einige Proben mit geringeren Porositäten deutlich höhere Wärmeleitfähigkeiten aufweisen. Die Betrachtung einzelner petrographischer Einheiten lässt ebenfalls eine gewisse Tendenz zu geringeren Wärmeleitfähigkeiten bei erhöhten Porositäten vermuten. Die unverwitterten Proben der geschieferten Gneise zeigen bei geringen Porositäten Wärmeleitfähigkeiten von $2,38$ bis $2,57 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$, die drei angewitterten Proben mit erhöhten Porositäten hingegen mit $2,12$ bis $2,24 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$ niedrigere Werte. Alle Proben der geschieferten Gneise stammen aus Oberflächenaufschlüssen.

Es muss bei den hier untersuchten Gesteinen aber auch berücksichtigt werden, dass die teils leicht erhöhten Porositäten mit maximal ca. 5,5 % immer noch in einem relativ geringen Porositätsbereich liegen. Zusätzlich zeigen Proben aus gleichen Porositätsbereichen bereits eine deutliche Streuung der Wärmeleitfähigkeiten.

5.4.3 Permeabilität und Wärmeleitfähigkeit

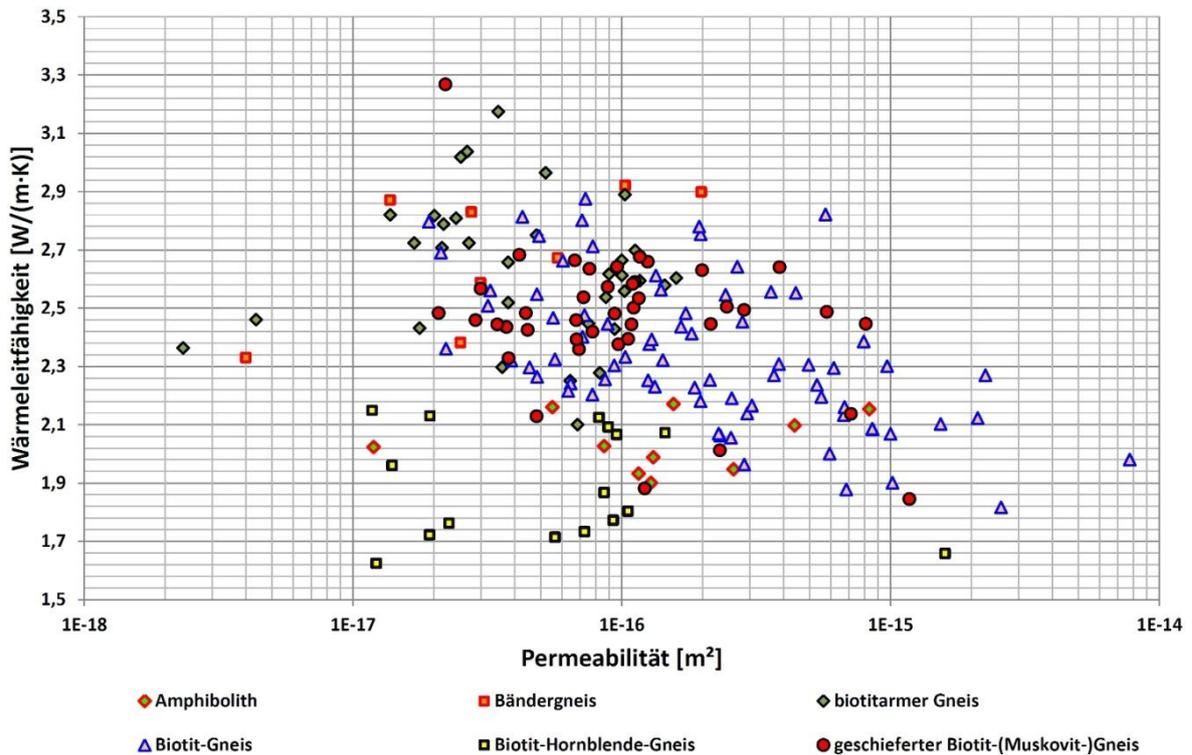


Abbildung 5.30: Mediane der Permeabilitäten und Mittelwerte der Wärmeleitfähigkeiten einzelner Messspuren, untergliedert nach petrografischer Einordnung.

In Abbildung 5.30 sind die Mittelwerte der einzelnen Messspuren gegen die Mediane der Permeabilitätswerte einer Messspur aufgetragen. Im Diagramm lassen sich einzelne petrographische Einheiten voneinander abgrenzen. Es gibt keine Abhängigkeiten der Wärmeleitfähigkeit von der Permeabilität. Lediglich bei der Gruppe der Biotit-Gneise lässt sich ein Trend zu geringeren Wärmeleitfähigkeiten bei höheren Permeabilitäten erkennen. Die Werte der übrigen Einheiten scheinen jedoch keinerlei Verbindung zwischen Wärmeleitfähigkeit und Permeabilität zu zeigen. Dies deckt sich mit Untersuchungen von SASS & BUß (2007) und SASS ET AL. (2008), die auch für andere Lithologien keine direkte Korrelation von Permeabilitäten und Wärmeleitfähigkeiten feststellen konnten.

5.5 Druckversuche

5.5.1 Eignungsprüfung der Thermotriaxialzelle für die vorgesehenen

Versuche

Da es sich, wie bereits in Kapitel 5.2.7 eingehend beschreiben bei der Thermotriaxialzelle um einen Prototyp handelt, mit dem es bis dato noch keinerlei Messerfahrung gibt, war es nötig, die Prüfmaschine auf ihre generelle Eignung für Druckversuche zu prüfen. Leider kam diese, im Folgenden beschriebene Prüfung zu dem ernüchternden Ergebnis, dass zum Zeitpunkt dieser Arbeit noch keine sinnvollen Ergebnisse bei Druckversuchen mit der Thermotriaxialzelle generiert werden können.

Um die Eignung der Maschine zu prüfen, wurden an einem Biotit-Hornblende-Gneis (Probe 26) zuerst mehrere Druckversuche in der Thermotriaxialzelle und anschließend ein Druckversuch in einer einaxialen Prüfpresse durchgeführt und die Messwerte verglichen. Um mögliche Einflüsse des Seitendrucks auf die Ergebnisse ausschließen zu können, wurde der Druckversuch in der Thermotriaxialzelle ohne Seitendruck, also ebenfalls unter einaxialer Beanspruchung vollzogen. Der Versuch wurde mehrmals wiederholt und ergab fast identischen Ergebnisse. Der vertikale Druck wurde dabei jeweils vom Minimaldruck der Zelle von ca. $1,5 \text{ MN/m}^2$ bis auf 70 MN/m^2 mit einer konstanten Belastungsgeschwindigkeit von $10 \text{ MN}/(\text{m}^2 \cdot \text{min})$ gesteigert und anschließend wieder entlastet. Bei der folgenden Untersuchung in der einaxialen Prüfpresse wurde ein Druckversuch mit mehreren Versuchszyklen durchgeführt. Der Druck wurde dabei zuerst mit $10 \text{ MN}/(\text{m}^2 \cdot \text{min})$ bis auf 80 MN/m^2 gesteigert, anschließend bis auf 20 MN/m^2 entlastet und dann nochmals bis auf 80 MN/m^2 belastet bevor schließlich komplett entlastet wurde. Die Spannungs-Dehnungs-Linie des Druckversuchs mit der einaxialen Prüfpresse, sowie die Spannungs-Dehnungs-Linie eines Druckversuchs mit der Thermotriaxialzelle sind in Abbildung 5.31 dargestellt. Es ist eindeutig zu erkennen, dass die Messungen in der Thermotriaxialzelle bei gleichen Drücken wesentlich höhere Verformungen anzeigen als die Messungen in der einaxialen Prüfpresse. Für die Versuche in der Thermotriaxialzelle wurden ein Verformungsmodul von etwa 17 GPa und ein Elastizitätsmodul von etwa 18 GPa berechnet. Für denselben Kern ergaben die Messungen mit der einaxialen Prüfmaschine einen Wert von 47 GPa für das Verformungsmodul und einen Wert von

48 GPa für das Elastizitätsmodul. Die Werte aus der Thermotriaxialzelle sind um fast zweidrittel geringer als die mit der einaxialen Prüfpresse ermittelten Werte.

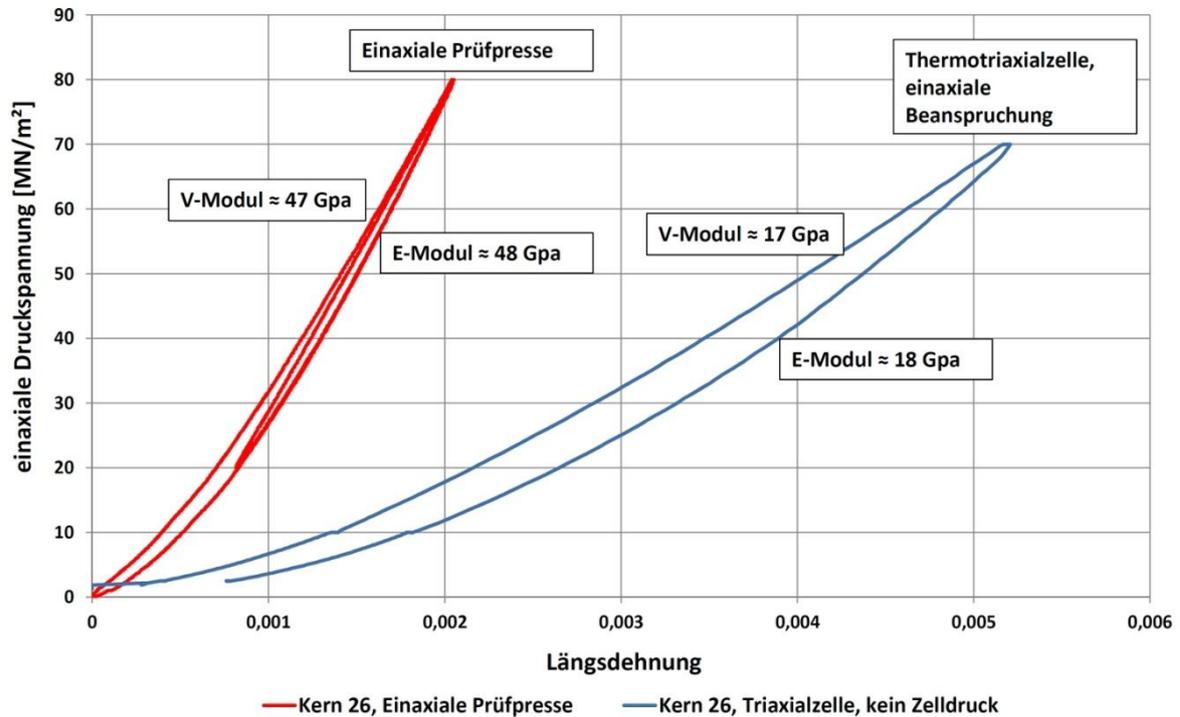


Abbildung 5.31: Spannungs-Dehnungs-Linien von Einaxialer Prüfmaschine und Thermotriaxialzelle im Vergleich, Probe Aufschluss 26, Biotit-Hornblende-Gneis.

Um eine mögliche Fehlfunktion der einaxialen Prüfpresse ausschließen zu können, wurden die Vergleichsmessungen an einer Zylinderprobe aus Aluminium mit ungefähr bekanntem Elastizitätsmodul wiederholt. Der Hersteller gibt für das Material einen Wert von ca. 73 GPa an. Die Ergebnisse der Druckversuche sind in Abbildung 5.32 dargestellt. Auch hier zeigen die Messungen in der Thermotriaxialzelle wesentlich höhere Verformungen als die Messungen in der einaxialen Prüfpresse. Aus ersterer wurde das Elastizitätsmodul des Aluminiumzylinders auf lediglich 23 GPa bestimmt. Die Messungen mittels einaxialer Prüfpresse ergaben ein Elastizitätsmodul des geprüften Materials von etwa 68 GPa. Dies kommt den Materialangaben des Herstellers relativ nahe.

Die Unterschiede in den Ergebnissen beider Prüfmaschinen sind demnach auf zu hohe Verformungswerte aus der Thermotriaxialzelle zurückzuführen. Dies kann mehrere Ursachen haben. Zum einen könnte die Kraftmessdose zu geringe Werte anzeigen. Das würde bedeuten, dass ein viel größerer Druck, als angezeigt wird, auf die Probe einwirkt und die höheren Verformungen verursacht. Dieser Fall kann jedoch ausgeschlossen

werden, da nur Drücke sehr weit oberhalb der einaxialen Druckfestigkeit der gemessenen Gesteinsprobe solche Verformungen verursachen würden. Die zu hohen Verformungswerte hängen also mit der Verformungsmessung zusammen. Zwei Möglichkeiten kommen in Betracht: Da sich die Zelle beim Druckversuch selbst auch verformt, könnten Verformungen der Zelle mit in die Verformungsmessungen einfließen. Aufgrund der wesentlich höheren Steifigkeit der verbauten Materialien sollte dieser Effekt dann nur in einem sehr viel geringeren Maße auftreten. Als letzte und wahrscheinlichste Möglichkeit kommt als Ursache für die Abweichungen eine Fehlfunktion der Verformungsmessgeber in Betracht. Eine Überprüfung der Sensoren ist derzeit im Gange.

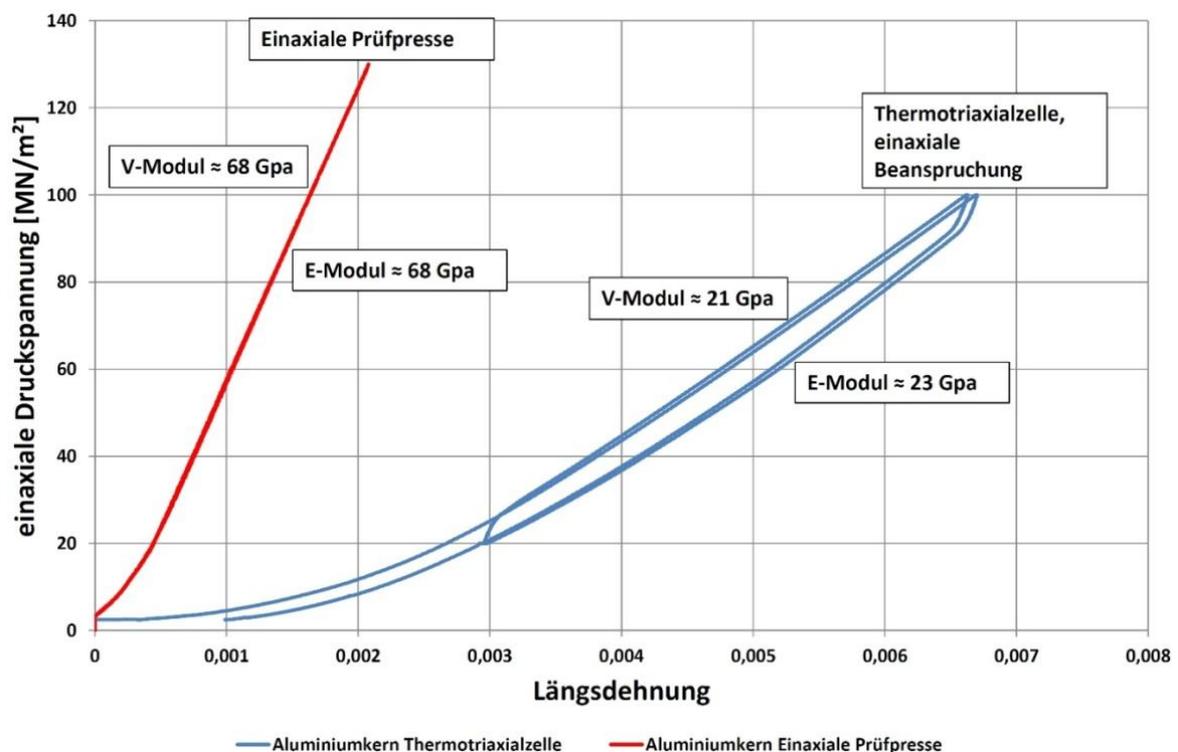


Abbildung 5.32: Spannungs-Dehnungs-Linien von Einaxialer Prüfmaschine und Thermotriaxialzelle im Vergleich, Aluminiumprobe mit bekanntem Elastizitätsmodul von $E = 73 \text{ Gpa}$.

Aufgrund der zu hohen Abweichungen der Messungen in der Thermotriaxialzelle wurden die Druckversuche vorerst eingestellt. Die geplanten Untersuchungen zur Temperaturabhängigkeit der Verformungseigenschaften der beprobten Gesteine konnten nicht durchgeführt werden und können somit leider nicht in diese Arbeit einfließen.

5.5.2 Spannungs-Dehnungs-Eigenschaften aus einaxialen Druckversuchen

Um trotz der nicht durchführbaren Versuche mit der Thermotriaxialzelle einen Überblick über das Verformungsverhalten der Gesteine des Böllsteiner Odenwaldes zu erlangen, wurden an den auserwählten Probenzylindern (7 Stück) Druckversuche mit der einaxialen Prüfmaschine durchgeführt. Im Gegensatz zu den Untersuchungen der einaxialen Druckfestigkeit wurden hierbei für die Messung der Verformungen externe Messgeber eingesetzt. Diese wurden so installiert, dass sie lediglich Verformungen der Probe, und nicht auch der Maschinenbauteile erfassten. Jeder Druckversuch sollte dabei aus drei Lastzyklen bestehen, die sich jeweils aus der Belastung bis zu einer Oberspannung und dem anschließenden Entlasten der Probe zusammensetzten. Die Oberspannungen der Zyklen wurden, wie von MUTSCHLER (2004) empfohlen, bei 25 %, 50 % und 75 % der zu erwartenden einaxialen Bruchspannung der jeweiligen Probe festgelegt. Letztere wurde aus den, an anderen Probenzylindern derselben Gesteinsprobe bereits durchgeführten Druckfestigkeitsprüfungen abgeschätzt. Lediglich für die drei Probenzylinder aus der tiefen Bohrung in Heubach (EWS-1a/1b und EWS-2) konnten keine Vergleichsdaten aus Druckfestigkeitsprüfungen herangezogen werden. Um ein versehentliches Abscheren der Proben zu verhindern, wurde die maximale Spannung bei diesen Proben auf 82,5 GPa festgelegt, was für diese Gesteine als relativ gering eingeschätzt wurde. Der Biotit-Hornblende-Gneis der Probe 26 wurde mit nur zwei Belastungszyklen beansprucht. Die Belastung der Proben erfolgte immer senkrecht zur Foliation der Gesteine, um eine bessere Vergleichbarkeit der ermittelten Werte zu gewährleisten, indem richtungsbedingte Unterschiede des Verformungsverhaltens dadurch ausgeschlossen werden konnten.

Übersichtshalber wurden in Abbildung 5.33 lediglich die Spannungs-Dehnungs-Linien aus fünf der sieben Versuche dargestellt. Bei den Kernproben 3 und 8 mussten die Druckversuche jeweils während des letzten Belastungszyklus vorzeitig abgebrochen werden, da sich durch flacher werdende Kurvenabschnitte der Vorbruchbereich der Proben ankündigte und bei weiterer Belastung ein Versagen der Probe drohte. Aus dem Diagramm geht deutlich hervor, dass sich die Spannungs-Dehnungs-Verhalten der Proben deutlich unterscheiden. Die Biotit-Gneise zeigen flachere Längsdehnungskurven, vollziehen also bei gleichem Druck größere Verformungen als die anderen Proben. Zudem

fällt eine Hysterese beim Verhalten der Proben ins Auge. Der Belastungspfad unterscheidet sich teils deutlich vom Entlastungspfad. Es herrscht demnach kein linear-elastisches Verhalten vor. Bei Entlastung der Proben bilden sich die Verformungen nicht vollständig zurück. Sie bestehen sowohl aus einem plastischen, als auch aus einem elastischen Anteil, was sich mit den Angaben von MUTSCHLER (2004) deckt.

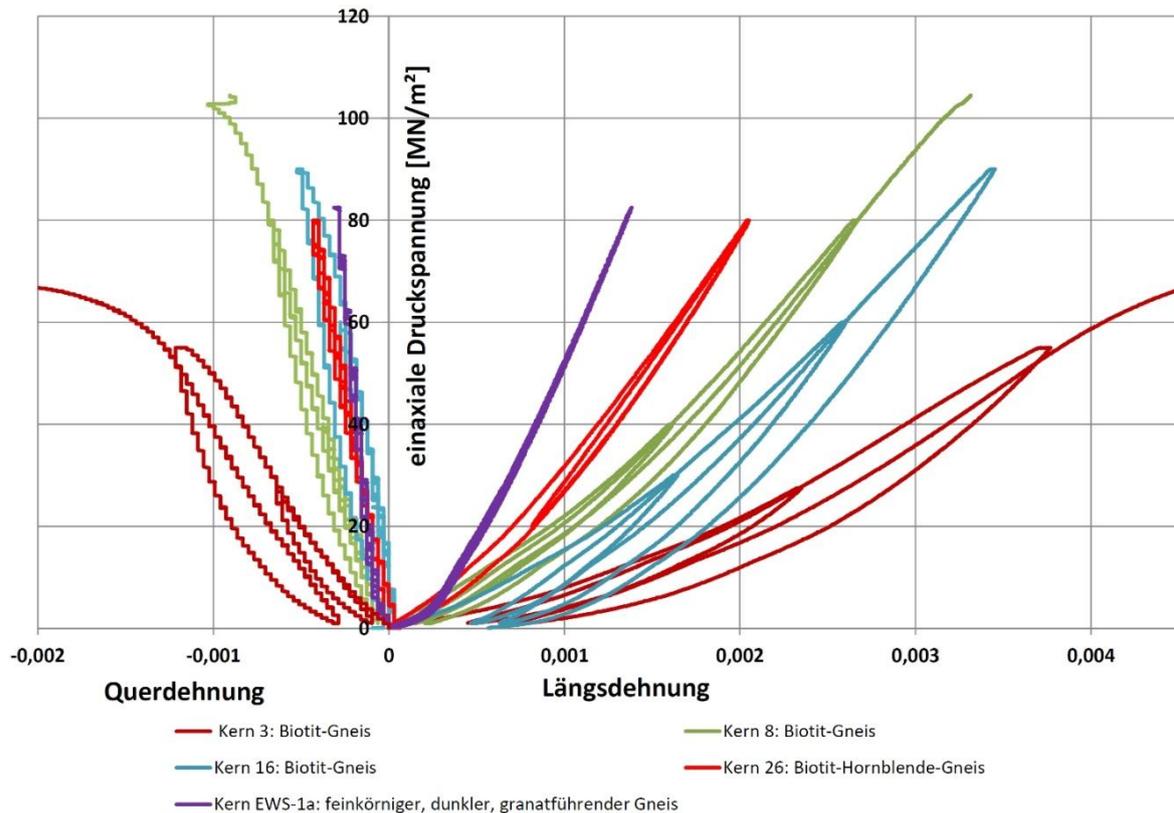


Abbildung 5.33: Spannungs-Dehnungs-Linien ausgewählter Proben.

Aus den Spannungs-Dehnungs-Linien konnten schließlich die Verformungsmodul, die Elastizitätsmodul, sowie die Poissonzahlen eines jeden Lastzyklus bestimmt werden. Die Werte wurden dabei immer als Sekantenmodul des mittleren Drittels eines Be- bzw. Entlastungszyklus berechnet. Die Ergebnisse sind in Tabelle 7 sowie in Abbildung 5.34 dargestellt. Aufgrund des nicht-linear elastischen Verhaltens der Proben muss immer der Spannungsbereich angegeben werden, in dem ein Wert bestimmt wurde. Die genauen Spannungsbereiche für jede Probe sind in Tabelle 8 aufgelistet. Je nach Lastzyklus wurden die Verformungseigenschaften an jeder Probe in einem niedrigen, einem mittleren und einem hohen Spannungsbereich untersucht.

Tabelle 7: Berechnete Verformungsmaßzahlen ausgewählter Proben; Bt-Gn: Biotit-Gneis, Bt-Hbl-Gn: Biotit-Hornblende-Gneis, f,gr Gn: feinkörniger, dunkler, granatführender Gneis, B-Gn: Bändergneis.

Probe		3	8	16	26	EWS-1a	EWS-1b	EWS-2
	Petrographie	Bt-Gn	Bt-Gn	Bt-Gn	Bt-Hbl-Gn	f,gr Gn	f,gr Gn	B-Gn
	Spannungsbereich							
E-Modul [Gpa]	niedrig	16,4	27,9	29,8	46,7	59,6	55,1	47,5
	mittel	23,0	39,5	36,7	48,9	65,7	59,0	48,5
	hoch			41,0		74,3	63,2	49,8
	Mittelwert	19,7	33,7	35,8	47,8	66,5	59,1	48,6
V-Modul [Gpa]	niedrig	13,2	23,8	19,7	43,9	59,0	48,5	43,0
	mittel	19,4	35,1	30,3	48,9	65,5	57,7	54,2
	hoch	21,4	39,5	37,0		74,7	62,2	51,8
	Mittelwert	18,0	32,8	29,0	46,4	66,4	56,1	49,7
Poissonzahl Belastung	niedrig	0,28	0,23	0,06	0,25	0,21	0,17	0,15
	mittel	0,34	0,28	0,14	0,23	0,23	0,10	0,09
	hoch	0,37	0,25	0,19		0,25	0,14	0,35
	Mittelwert	0,33	0,25	0,13	0,24	0,23	0,14	0,20
Poissonzahl Entlastung	niedrig	0,29	0,27	0,20	0,31	0,21	0,19	0,15
	mittel	0,29	0,27	0,23	0,26	0,23	0,20	0,34
	hoch			0,21		0,25	0,14	0,40
	Mittelwert	0,29	0,27	0,21	0,29	0,23	0,18	0,29

Tabelle 8: Spannungsbereiche, in denen die Verformungswerte bestimmt wurden.

Probe	3	8	16	26	EWS-1a	EWS-1b	EWS-2
	Spannungsbereiche [MN/m ²]						
niedrig	9-18	13-26	10-20	27-54	9-18	9-18	9-18
mittel	18-36	27-54	20-40	40-60	18-36	18-36	18-36
hoch	22-44	35-70	30-60		27,5-55	27,5-55	27,5-55

Aus Abbildung 5.34 geht das nicht-lineare Verhalten der Proben nochmals deutlich hervor. Sowohl Verformungs- als auch Elastizitätsmoduln steigen mit dem Spannungsbereich an. Das heißt, die Proben werden mit zunehmender Belastung steifer. Bei den Poissonzahlen ist ein Anstieg mit dem Druck nicht oder nur vereinzelt auszumachen. Aufgrund der sehr geringen und dadurch mit größerem Fehler behafteten Querdehnung, sind die Werte der Poissonzahlen kritisch zu betrachten.

Es zeigt sich, dass die Verformungsmoduln in der Regel geringer sind, als die Elastizitätsmoduln. Während in das Verformungsmodul sowohl elastische als auch plastische Verformungen der Proben eingehen, spiegeln sich im Elastizitätsmodul lediglich die elastischen Verformungen wieder.

Mit im Mittel ca. 66 und 59 GPa zeigen die beiden Proben des feinkörnigen, dunklen, granatführenden Gneises aus der Bohrung in Heubach die höchsten Elastizitätsmoduln, gefolgt vom ebenfalls aus Heubach stammenden Bändergneis (ca. 49 GPa) und dem Biotit-Hornblende-Gneis der Probe 26 (ca. 48 GPa). Mit Werten von ca. 20 bis ca. 36 GPa zeigen die Biotit-Gneise die geringsten Elastizitätsmoduln. Für die Verformungsmoduln ergibt sich ein ähnliches Bild. Auch die Poissonzahlen, die das Verhältnis von Quer- zu Längsdehnung angeben, streuen in einem breiten Bereich von 0,14 bis 0,33.

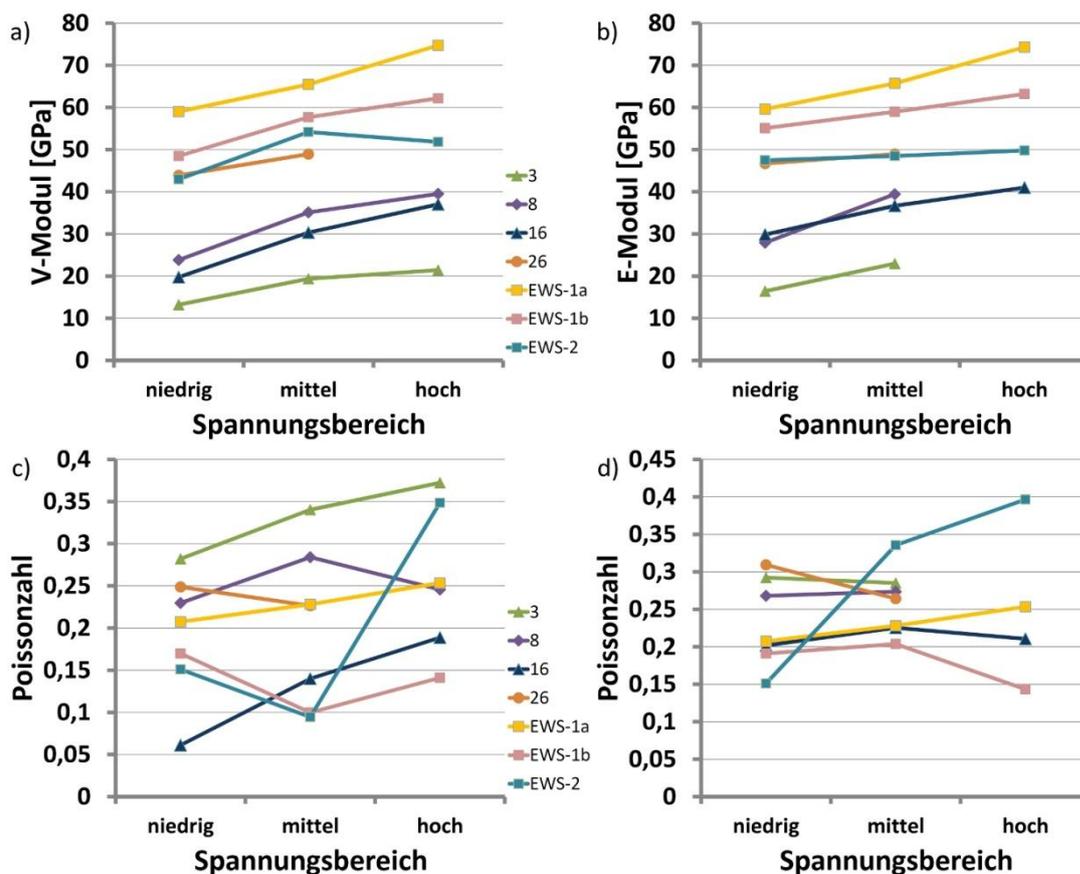


Abbildung 5.34: Verformungsmaßzahlen in Abhängigkeit vom Spannungsbereich, a) Verformungsmodul, b) Elastizitätsmodul, c) Poissonzahl bei Belastung, d) Poissonzahl bei Entlastung; Probe 3: Biotit-Gneis, Probe 8: Biotit-Gneis, Probe 16: Biotit-Gneis, Probe 26: Biotit-Hornblende-Gneis, Probe EWS-1: feinkörniger, dunkler, granatführender Gneis (obere Kernstrecke Heubach), Probe EWS-2: granitoider Bändergneis (untere Kernstrecke Heubach).

5.5.3 Einaxiale Druckfestigkeit

Da die Probenkörper beim einaxialen Druckversuch zerstört werden, wurde ein Teil der Proben (z. B. die Kernproben aus der Bohrung Heubach) für weitere Versuche zurückgehalten. Die Bestimmung der einaxialen Druckfestigkeit erfolgte deshalb an nur 23 der 30 Bohrkern, die geeignete Abmessungen (siehe Kapitel 5.2.6) für die Versuche aufwiesen.

Die Messergebnisse sind in Tabelle 13 im Anhang aufgeführt und in Abbildung 5.35 nach ihrer Größe sortiert graphisch dargestellt. Die angegebenen Werte sind bereits nach Formel 5.21 abgemindert, sofern dies aufgrund zu geringer Probenhöhen nötig war.

Bei der Präparation der Proben war es unmöglich, alle Bohrkern in gleicher Orientierung zur Foliation zu gewinnen, weshalb die Druckversuche an unterschiedlich orientierten Bohrkernen vorgenommen werden mussten. Der Winkel der Foliationsflächen S_1 zur vertikalen Achse eines Probenzylinders und damit auch zur Hauptspannungsrichtung σ_1 ist in Tabelle 13 aufgeführt. Der Tabelle kann ebenfalls entnommen werden, ob eine Probe entlang einer vorgezeichneten Trennfläche, wie etwa einer (verheilten) Kluft oder einer Schieferungsfläche abgeschert ist. Dieser Sachverhalt ist in Abbildung 5.35 durch die roten Kreise um die entsprechenden Proben verdeutlicht. Sowohl die uneinheitliche Ausrichtung der Proben bezüglich ihrer Foliation als auch der große Anteil an durch Trennflächen gestörten Proben machen einen fundierten Vergleich der Messergebnisse unmöglich.

Die einaxialen Druckfestigkeiten der gemessenen Gesteine lagen weit gestreut zwischen 69 und 275 MN/m² und sind nach DIN EN ISO 14689-1 (2011) als hoch über sehr hoch bis zu außerordentlich hoch zu bezeichnen. Der Großteil der Proben mit einer Druckfestigkeit unter 165 MN/m² brach entlang einer vorgezeichneten Trennfläche. Das Vorhandensein von Trennflächen kann die einaxiale Druckfestigkeit stark reduzieren. Ein gutes Beispiel ist der Biotit-Hornblende-Gneis (Probe 13). Ein ungestörter Bohrkern dieser Probe (13 a) zeigte mit 274,7 MN/m² die höchste einaxiale Druckfestigkeit aller Proben. Ein geklüfteter Bohrkern aus derselben Probe (13 d) brach bereits unter einer einaxialen Spannung von 69,9 MN/m². Die biotitarmen Gneise zeigten durchweg Druckfestigkeiten über 150 MN/m². Im Vergleich zu den Biotit-Gneisen waren die Proben von wesentlich weniger

Trennflächen durchzogen, die eine Abminderung der Druckfestigkeiten bewirken konnten.

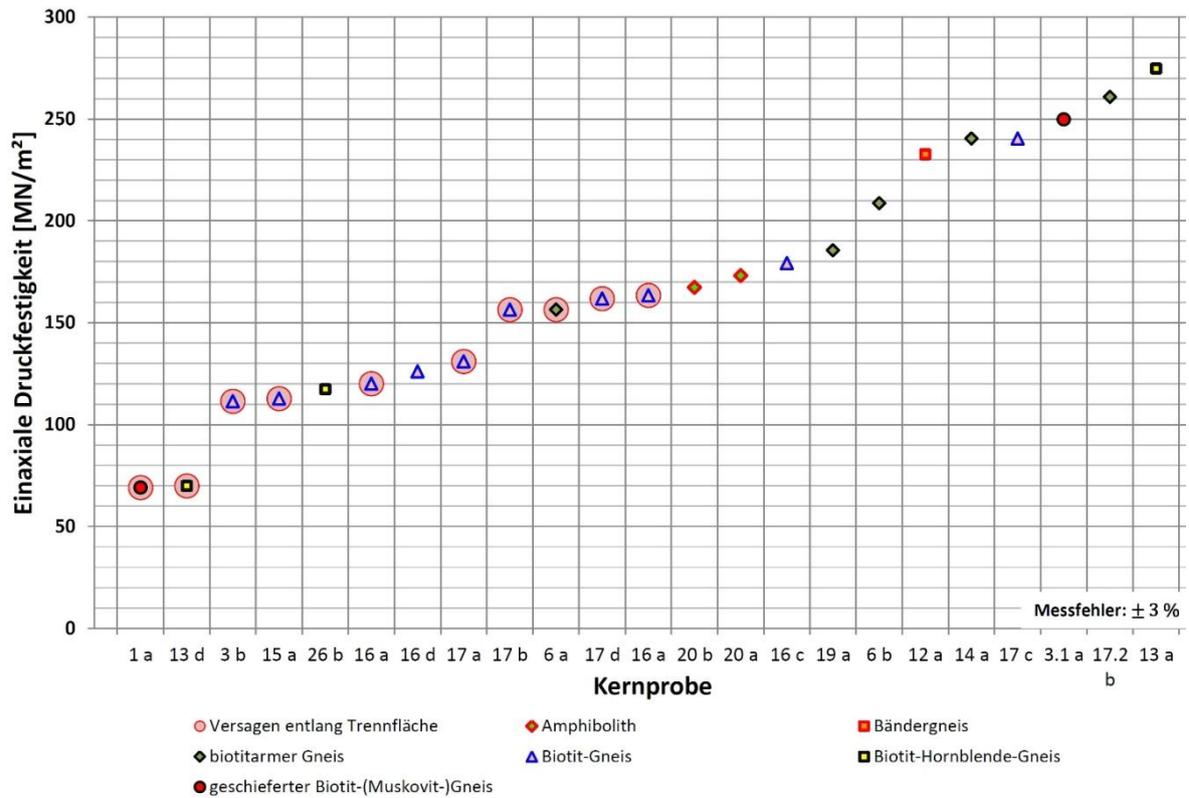


Abbildung 5.35: einaxiale Druckfestigkeiten in größensortierter Darstellung mit petrographischer Einteilung. Bei den mit roten Kreisen hinterlegten Proben fand das Versagen entlang einer vorgezeichneten Trennfläche (Kluft oder Foliationsfläche) statt.

In Abbildung 5.36 (a und b) ist der Bohrkern eines geschieferten Gneises dargestellt, der auf einer von zwei vorhandenen Kluftflächen abscherste und mit 69,1 MN/m² die geringste Druckfestigkeit aller Proben aufwies. Auf einigen der freigelegten Kluftflächen zeigten sich die bereits aus dem Gelände bekannten Manganbeschläge. Die meisten der neu angelegten Bruchflächen waren rau und teilweise wellig ausgeprägt.

Ein Teil der Gesteine zerbrach explosionsartig in viele kleine Bruchstücke. Einige Proben versagten entlang von typischen, diagonal verlaufenden Scherbrüchen (Abbildung 5.36, d). Bei manchen Proben führten zusätzliche Zugrisse entlang eines Scherbruchs zu dessen Versatz und dadurch zur Ausbildung eines treppenförmigen Bruchmusters (Abbildung 5.36, c).

Vereinzelt kam es bereits vor dem endgültigen Abscheren einer Probe zum Abplatzen von Gesteinsbruchstücken an parallel zur Mantelfläche verlaufenden Rissen (Abbildung 5.36, d). Dieses Phänomen wird als axiales Aufsplitten bezeichnet und stellt eine Art von Zugversagen dar, das durch die radiale Dehnung des Probenkörpers verursacht wird (KOLYMBAS, 2011). Das Phänomen kann in den Spannungs-Dehnungs-Linien der Proben 1 a, 6 a und 17 d nachvollzogen werden (rosa, rote und graue Linie, Abbildung 5.37). Die Linien dieser Proben zeigen in ihrem Verlauf einen deutlichen Knick. Durch das Abplatzen eines Bruchstückes verringerte sich die Steifigkeit einer Probe, weshalb bei weiter ansteigendem Druck größere Verformungsbeträge möglich waren und folglich die Spannungs-Dehnungs-Linie nach dem axialen Aufsplitten eine geringere Steigung zeigte als zuvor.

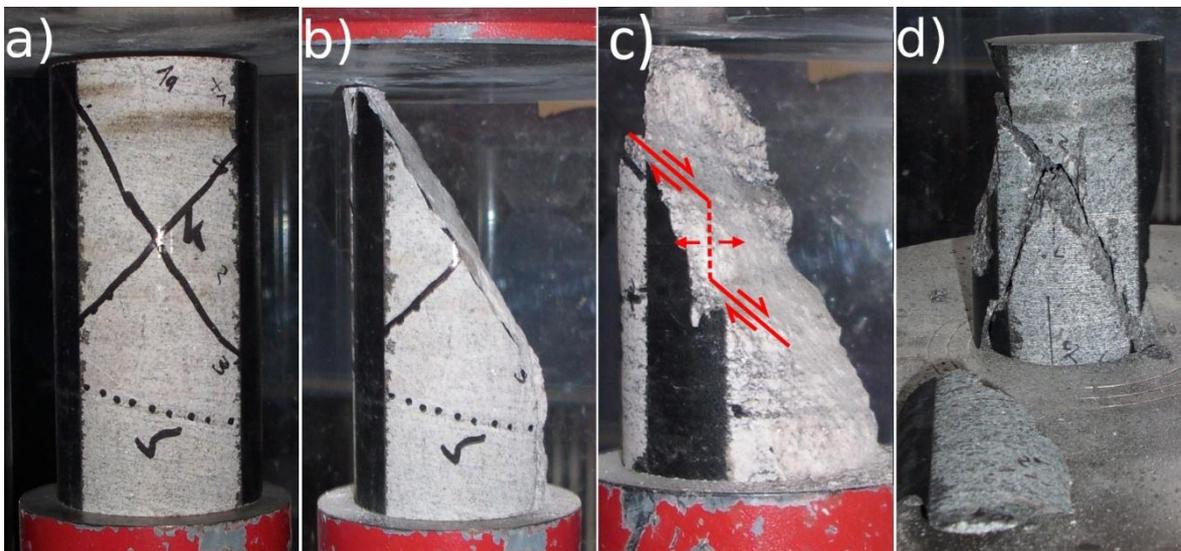


Abbildung 5.36: Deutlich geklüftete Probe vor (a) und nach (b) dem Druckversuch; Scherbruch mit Versatz an Zugriss (c); typische, diagonale verlaufende Scherbrüche, sowie eine, durch einen vertikal verlaufenden Dehnungsbruch entstandene Absplitterung (d).

Da beim einaxialen Druckversuch der Kolbenweg der Prüfpresse als Verformungsmesser dient, werden nicht nur die Verformungen der Proben aufgezeichnet, sondern auch die Verformungen der Presse in eine Messung einbezogen. Zudem ist die Genauigkeit des Kolbenweg-Messgebers relativ gering, was sich am treppenförmigen Verlauf der Spannungs-Dehnungs-Linien zeigt. Aus diesen Gründen ist es nicht möglich, die Verformungsmoduln der Gesteine aus den Messdaten abzuleiten. Es können lediglich Aussagen zum relativen Verlauf der Linien gemacht werden.

Wie bereits im vorangehenden Kapitel beschrieben, zeigen die Proben kein lineares Spannungs-Verformungs-Verhalten. Mit ansteigendem Druck nimmt die Steigung der Spannungs-Dehnungs-Linien zu, das heißt, die Verformungen werden geringer. Besonders deutlich ist dieses Verhalten am Kurvenverlauf der Probe 16 a (Biotit-Gneis, dunkelblaue Linie) zu erkennen. Ein Großteil der Proben geht ab einem gewissen Druck in ein lineares Verhalten über. Die Verformungen nehmen in diesem Bereich proportional zum Druck zu. Das Versagen einer Probe kündigt sich durch zunehmende Verformungen an, die aus der Bildung erster Risse resultieren.

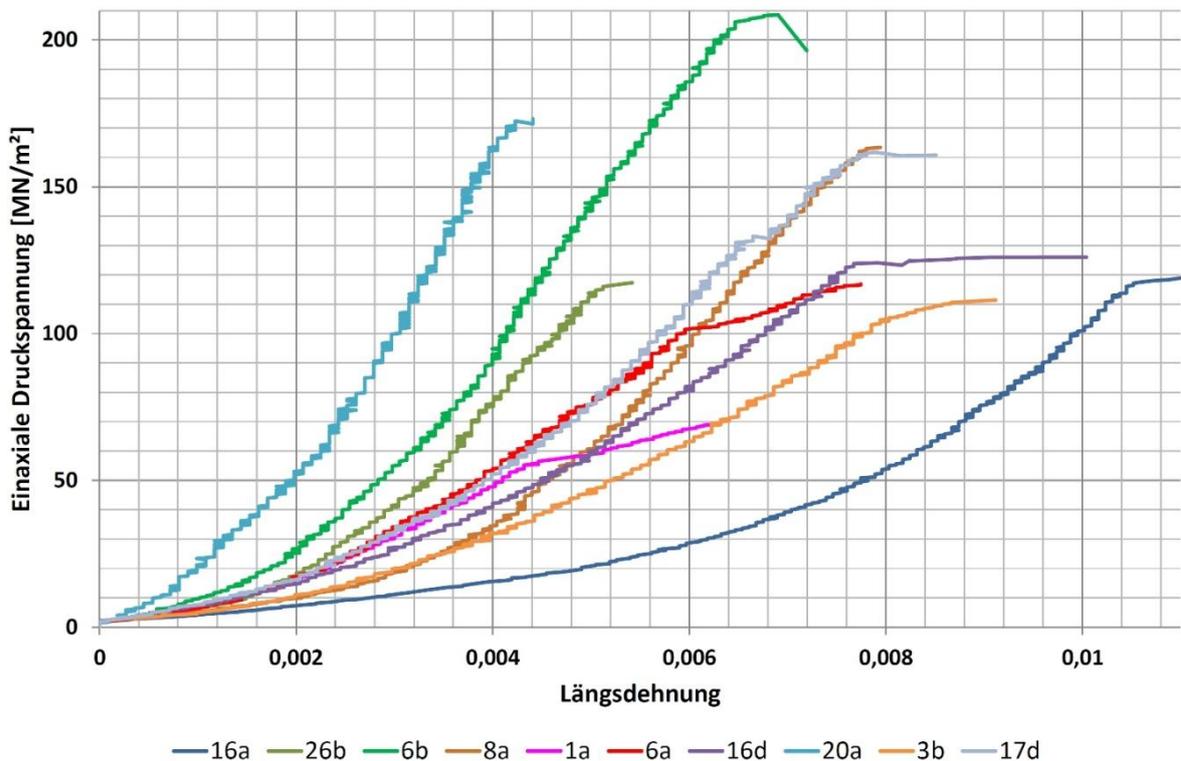


Abbildung 5.37: Spannungs-Dehnungs-Linien einiger Proben aus dem einaxialen Druckversuch.

6 SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die vorwiegend aus Gneisen bestehenden Metamorphite des Böllsteiner Odenwaldes sind keineswegs als homogen zu bezeichnen. Obwohl die durchgeführte Röntgenfluoreszenzanalyse für einen Großteil der untersuchten Proben eine relativ identische, granitische Zusammensetzung ergab, zeigen die Gneise deutliche Unterschiede bezüglich ihres metamorphen Gefüges und weisen bereits im Handstück-Maßstab Inhomogenitäten auf, die sich in den geothermischen Eigenschaften der Gesteine widerspiegeln. Daraus resultiert eine relativ große Streubreite der ermittelten Kennwerte.

Die mittleren Wärme und Temperaturleitfähigkeiten der untersuchten Einheiten sowie die daraus bestimmten Wärmekapazitäten sind in Abbildung 6.2 zusammengefasst.

Die Wärmeleitfähigkeiten der sauren Gneise variieren von $2,3 \pm 0,2 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$ für leicht geschieferte Biotit-(Muskovit-)Gneise über $2,6 \pm 0,3 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$ für die große Gruppe der Biotit-Gneise und $2,7 \pm 0,2 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$ für biotitarmer Gneise bis hin zu $3,0 \pm 0,4 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$ für Bändergneise. Die erhöhten Wärmeleitfähigkeiten der letzteren Gruppe sind auf das Vorhandensein von bis zu mehreren Zentimeter mächtigen, durchgängigen, quarzreichen Lagen zurückzuführen. Gleiches gilt für die auffällig hohen Wärmeleitfähigkeiten eines feinkörnigen, dunklen, granatführenden Biotit-Gneises, der in der oberen Kernstrecke (613,3 – 617,8 m Teufe) der tiefen Bohrung in Heubach aufgeschlossen wurde. Die im basischen bis schwach intermediären Bereich angesiedelten Amphibolithe und Biotit-Hornblende-Gneise zeigen aufgrund ihres hohen Gehalts an mafischen Mineralen und dem damit verbundenen geringeren Quarzgehalt im Mittel geringere Wärmeleitfähigkeiten von $2,0 \pm 0,1 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$ (Amphibolithe) und $2,3 \pm 0,3 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$ (Biotit-Hornblende-Gneise). Die oberflächennahe Verwitterung der Gesteine hat ebenfalls einen Einfluss auf ihre Wärmeleitfähigkeit. Verwitterte Proben derselben petrographischen Einheit zeigen verringerte Wärmeleitfähigkeiten.

Die Temperaturleitfähigkeitsmessungen der Gesteine ergaben ebenfalls deutlich streuende Werte zwischen $1,0 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2/\text{s}$ und $1,7 \cdot 10^{-16} \text{ m}^2/\text{s}$.

Die aus Dichte, Wärme- und Temperaturleitfähigkeiten berechneten spezifischen Wärmekapazitäten zeigen mit Werten zwischen $618 \pm 58 \text{ J}/(\text{Kg}\cdot\text{K})$ und $869 \pm 67 \text{ J}/(\text{Kg}\cdot\text{K})$ ebenfalls eine relativ große Schwankungsbreite und aufgrund der in die Berechnung eingehenden Gaußschen Fehlerfortpflanzung relativ große Fehler.

Der Einstufung von BÄR (2012) folgend (Abbildung 6.1), weist der Großteil der Gesteine des Böllsteiner Odenwaldes sowohl bezüglich ihrer Wärme- als auch bezüglich ihrer Temperaturleitfähigkeiten ein mittleres bis hohes tiefengeothermisches Potenzial auf. Lediglich die untergeordnet auftretenden Amphibolite sowie oberflächennah verwitterte Biotit-Hornblende-Gneise zeigen ein geringes Potenzial.

Potenzial	sehr gering	gering	mittel	hoch	sehr hoch
Wärmeleitfähigkeit [W/(m·K)]	< 1,25	> 1,25	> 2,0	> 3,0	> 5,0
Temperaturleitfähigkeit [$1\text{E-}6\text{m}^2/\text{s}$]	< 0,6	> 0,6	> 1,0	> 1,5	> 2,0
Permeabilität [m^2]	< $5\text{E-}15$	> $5\text{E-}15$	> $1\text{E-}13$	> $5\text{E-}13$	> $4\text{E-}12$
Geothermischer Gradient [K/km]	< 20	> 20	> 30	> 40	> 50

Abbildung 6.1: Potenzialeinstufung der geothermischen Kennwerte nach BÄR (2012).

Petrographische Einteilung	Wärmeleitfähigkeit [W/(m·K)]		Temperaturleitfähigkeit [$10^{-6}\text{m}^2/\text{s}$]	spez. Wärmekapazität [J/(kg·K)]
	Anzahl	Mittelwert	Mittelwert	Mittelwert
Amphibolith	2	$2,0 \pm 0,1$	$1,0 \pm 0,1$	679 ± 126
Biotit-Hornblende-Gneis	5	$2,3 \pm 0,3$	$1,2 \pm 0,2$	662 ± 199
Biotit-Hornblende-Gneis Heubach, verwittert	1	$2,0 \pm 0,1$	$1,0 \pm 0,1$	738 ± 66
Biotit-Hornblende-Gneis Heubach, unverwittert	2	$2,5 \pm 0,1$	$1,4 \pm 0,1$	668 ± 61
geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis	5	$2,3 \pm 0,2$	$1,2 \pm 0,3$	766 ± 248
geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis, verwittert	3	$2,2 \pm 0,1$	$1,2 \pm 0,2$	727 ± 138
geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis, unverwittert	2	$2,5 \pm 0,1$	$1,6 \pm 0,1$	618 ± 58
Biotit-Gneis	9	$2,6 \pm 0,3$	$1,3 \pm 0,2$	777 ± 200
Biotit-Gneis Heubach	2	$2,7 \pm 0,1$	$1,3 \pm 0,1$	735 ± 105
feinkörniger, dunkler, granatführender Biotit-Gneis Heubach	1	$3,7 \pm 0,4$	$1,7 \pm 0,2$	809 ± 158
biotitarmer Gneis	8	$2,7 \pm 0,2$	$1,6 \pm 0,2$	671 ± 118
Bändergneis	6	$3,0 \pm 0,4$	$1,4 \pm 0,1$	800 ± 195
Bändergneis Heubach	1	$3,2 \pm 0,2$	$1,4 \pm 0,1$	869 ± 67
Rhyolith	1	$2,4 \pm 0,1$	$1,4 \pm 0,1$	710 ± 77

Abbildung 6.2: Mittlere Wärme- und Temperaturleitfähigkeiten und die daraus berechneten spezifischen Wärmekapazitäten der untersuchten petrographischen Einheiten. Die farbliche Codierung entspricht der Potenzialeinstufung nach BÄR (2012) aus Abbildung 6.1..

Die Reindichten der Gesteinsproben liegen zwischen 2,61 und 3,05 g/cm³, wobei etwa 70 % der Proben Reindichten kleiner gleich 2,66 g/cm³ aufweisen und damit in einem eng begrenzten Wertebereich angesiedelt sind. Die gemessenen Rohdichten zeigen Werte zwischen 2,47 und 3,03 g/cm³. Amphibolithe und Biotit-Hornblende-Gneise weisen relativ hohe Dichten auf, was auf den erhöhten Anteil an schwereren mafischen Mineralen zurückzuführen ist. Bei einem Großteil der Gesteinsproben liegen Rein- und Rohdichten sehr eng beisammen. Dementsprechend sind die Porositäten der untersuchten Gesteine gering. Knapp 70 % der gemessenen Proben zeigen Porositätswerte unter 1 %.

Permeabilitätsmessungen ergaben durchweg sehr geringe Gesteinspermeabilitäten kleiner $3 \cdot 10^{-16}$ m². Vereinzelt zeigten sich erhöhte Messwerte die jedoch auf Undichtigkeiten im Versuchsaufbau zurückgeführt werden. Der Median aller Messungen liegt bei ca. $7,6 \cdot 10^{-17}$ m². Nach BÄR (2012) ist den Gesteinspermeabilitäten demnach ein sehr geringes tiefengeothermisches Potenzial zuzuschreiben (Abbildung 6.1). Eine generelle Korrelation der Permeabilitäten mit den Porositäten oder den Wärmeleitfähigkeiten der Gesteine wurde nicht erkannt.

Mittels einaxialen Druckversuchen wurde ein nicht-linear elastisches Verformungsverhalten der Gesteine festgestellt. In geringen Spannungsbereichen zeigten sich höhere Verformungsbeträge. Mit steigendem Druck erhöhte sich die Steifigkeit der Gesteine und die Verformungsbeträge gingen zurück. Es lässt sich auch hier eine große Streubreite der Werte beobachten. Die aus den Belastungspfaden bestimmten mittleren Verformungsmoduln der untersuchten Gesteine lagen zwischen 18,0 und 66,4 GPa, die aus den Entlastungspfaden bestimmten Elastizitätsmoduln waren mit 19,7 bis 66,5 GPa im Mittel leicht höher. Die ermittelten Poissonzahlen, welche das Verhältnis von Querdehnung zu Längsdehnung wiedergeben, lagen zwischen 0,13 und 0,33.

Die einaxialen Druckfestigkeiten der Gesteine lagen ebenfalls weit gestreut zwischen 69 und 275 MN/m² und sind nach DIN EN ISO 14689-1 (2011) als hoch bis außerordentlich hoch zu bezeichnen. Trennflächen in Form von (verheilten) Klüften oder Rissen entlang der Foliation können eine teils deutliche Verringerung der einaxialen Druckfestigkeit zur Folge haben: Der Großteil der Proben mit einer Druckfestigkeit unter 165 MN/m² brach entlang einer solchen vorgezeichneten Trennfläche.

6.1 Erste geothermische Erkenntnisse aus dem Forschungsprojekt Heubach

Die an den beiden Kernabschnitten der tiefen Bohrung in Heubach ermittelten Wärmeleitfähigkeiten liegen deutlich über den erwarteten Werten. Der von quarzreichen Lagen durchzogene, feinkörnige, dunkle, granatführende Biotit-Gneis, der in einer Teufe von 613 bis 617 m erbohrt wurde, zeigt eine mittlere Wärmeleitfähigkeit von $3,7 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$. Der granitoide, gebänderte Gneis aus der unteren Kernstrecke bei 772,5 bis 774,9 m weist eine mittlere Wärmeleitfähigkeit von $3,2 \text{ W}/(\text{m}\cdot\text{K})$ auf. Nach BÄR (2012) ist diesen Werten ein hohes tiefengeothermisches Potenzial zuzuschreiben. Aufgrund dieser hohen Werte ist trotz der um ca. 30 m unterschrittenen geplanten Länge der tiefen Erdwärmesonde ein wirtschaftlicher Betrieb der Anlage möglich (FRITSCH ET AL., 2012).

Temperaturmessungen im offenen Bohrloch der tiefen Bohrung in Heubach ergaben Wassertemperaturen von ca. $38 \text{ }^\circ\text{C}$ bei einer Teufe von 770 m. Daraus ergibt sich ein überdurchschnittlicher geothermischer Gradient von etwa $3,7 \text{ K}/100 \text{ m}$ (FRITSCH ET AL., 2012), der auf die relative Nähe zur Wärmeanomalie des Oberrheingrabens zurückzuführen ist. Nach BÄR (2012) ist diesem Wert ein mittleres tiefengeothermisches Potenzial zuzuschreiben (Abbildung 6.1).

Eine Kamerabefahrung der 90 m tiefen Kernbohrung KB 8 zeigte eine unerwartet hohe Grundwasserführung auf bis zu 2,5 cm weit geöffneten Klüften. Bei einem Pumpversuch in dieser Bohrung durch das Hessische Landesamt für Umwelt und Geologie wurde eine Transmissivität von etwa $2,5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ bestimmt (FRITSCH ET AL., 2011). Daraus lässt sich eine dennoch relativ geringe Gebirgsdurchlässigkeit von ca. $3 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}$ berechnen. Geophysikalische Bohrlochmessungen in der tiefen Bohrung in Heubach durch das Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG) ergaben Wasserzutritte zum Bohrloch entlang von Störungszonen, hydrothermal alterierten Zonen, Pegmatiten und Apliten (FRITSCH ET AL., 2012). Zusätzlich konnte nach Einbau der Verrohrung über eine Dauer von viereinhalb Tagen ein Wasserspiegelanstieg im Bohrloch von insgesamt 24 cm beobachtet werden, der aus einem Wasserzufluss durch den zu diesem Zeitpunkt offenen Bohrabchnitt zwischen 772,8 m und 774,9 m resultierte (FRITSCH ET AL., 2012). Bei reinem Entzug von Wärme, wie es in der tiefen Erdwärmesonde in Heubach angedacht ist, stellt eine

erhöhte Wasserführung einen positiven Einfluss auf das System dar, da dem Abkühlungsbereich durch konvektiven Transport zusätzlich Wärme zugeführt wird. Beim Betrieb von kristallinen Wärmespeichern hingegen haben wasserführende Zonen einen negativen Einfluss, da durch diese Wärme aus dem Speichergestein unwiederbringlich abgeführt wird.

Bei einer Teufe von 326 m wurde eine etwa 6 m mächtige, hydrothermal alterierte, deutlich entfestigte Zone durchbohrt. Diese führte zu einem beträchtlichen Nachfall in das Bohrloch, was eine erhebliche bohrtechnische Herausforderung darstellte. Nach FRITSCH ET AL. (2012) sind derartige Zonen mit einer solchen Mächtigkeit zwar aus anderen Kristallingebieten, wie beispielsweise dem Schwarzwald bekannt, im Odenwald hingegen bisher noch unentdeckt geblieben. Das mögliche Auftreten einer solchen Zone muss in der Planung zukünftiger Projekte, die das Odenwald-Kristallin erschließen sollen, berücksichtigt werden, um damit verbundene bohrtechnische Schwierigkeiten einkalkulieren zu können.

6.2 Ausblick

Die für diese Arbeit vorgesehenen Versuche in der Thermotriaxialzelle zum Verformungsverhalten der Gesteine unter verschiedenen Temperatur- und Druckbedingungen werden nachgeholt, sobald die Messfehler der Zelle behoben und die korrekte Funktion der Dehnungsmessgeber gewährleistet ist.

Aus den geophysikalischen Bohrlochmessungen in der tiefen Bohrung in Heubach werden weitere wichtige Erkenntnisse erwartet: Sowohl aus dem Gamma-Ray-Log als auch aus dem spektralen Gamma-Ray-Log kann die radiogene Wärmeproduktion der durchteuften Gesteinseinheiten berechnet werden. Diese hat nach LEDRU & GUILLOU FROTTIER (2010) entscheidenden Einfluss auf die Temperaturverteilung in der Kruste. Eine teufenbezogene Auswertung des Trennflächengefüges anhand der Borehole-TelevIEWer-Daten könnte wichtige Erkenntnisse über das tiefe Kluftsystem ergeben. Ein Vergleich mit den in dieser Arbeit gewonnenen Daten zur Orientierung des Kluftsystems in Oberflächenaufschlüssen des Böllsteiner Odenwaldes würde klären, inwiefern eine Übertragung von Oberflächenmessungen in die Tiefe möglich ist, oder ob sich das Kluftsystem generell mit der

Tiefe ändert. Zudem sollte aus den Borehole-Televiever-Daten die Orientierung von Bohrloch-Randausbrüchen und bohrtechnisch induzierten Rissen bestimmt werden, um daraus die Richtung des rezenten Spannungsfeldes abzuleiten.

Mit einem Geothermal Response Test der tiefen Erdwärmesonde in Heubach soll die mittlere Wärmeleitfähigkeit der durchteuften Gesteine ermittelt werden. Außerdem wurde eine Temperaturmesskette ins Bohrloch eingehängt, die Temperaturmessungen aus verschiedenen Teufenabschnitten und damit wichtige Daten zum Temperaturverlauf im Bohrloch liefern soll.

LITERATURVERZEICHNIS

- ALTENBERGER, C., BESCH, T., MOCEK, B., ZAIPENG, Y. & YONG, S. (1990) Geochemie und Geodynamik des Böllsteiner Odenwaldes. *Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen*, 19, 183-200.
- ALTENBERGER, U. & BESCH, T. (1993) The Böllstein Odenwald: evidence for pre- to early Variscan plate convergence in the Central European variscides. *Geologische Rundschau*, 82(3), 475-488
- ALTHERR, R., HENES-KLAIBER, U., HEGNER, E., SATIR, M. & LANGER, C. (1999) Plutonism in the Variscan Odenwald (Germany): from subduction to collision. *International Journal of Earth Sciences*, 88(3), 422-443.
- BAEHR, H.D. & STEPHAN, K. (2008) *Wärme- und Stoffübertragung*. Springer, Berlin [[u.a.], XXIII, 789 S.
- BÄR, K. (2008) *3D-Modellierung des tiefeingeothermischen Potenzials des nördlichen Oberrheingrabens und Untersuchung der geothermischen Eigenschaften des Rotliegend*, Technische Universität Darmstadt, Diplomarbeit (unveröff.), 151 S.
- BÄR, K. (2012) *Untersuchung der tiefeingeothermischen Potenziale von Hessen*, Technische Universität Darmstadt, Dissertation.
- BECKHOFF, B., KANNGIEßER, B., LANGHOFF, N., WEDELL, R., WOLFF, H., KANNGIEßER, H.B., LANGHOFF, N., WEDELL, R. & WOLFF, H. (2006) *Handbook of Practical X-Ray Fluorescence Analysis*. Springer, Berlin, Heidelberg, XXIV, 865 S.
- BRÄTZ, H. (2000) *Radiometrische Altersdatierungen und geochemische Untersuchungen von Orthogneisen, Graniten und Granitporphyren aus dem Ruhlaer Kristallin, Mitteldeutsche Kristallinzone*, Universitätsbibliothek der Universität Würzburg. Dissertation, verfügbar unter: <http://opus.bibliothek.uni-wuerzburg.de/volltexte/2002/232> (Mai 2012).
- BRODIE, K., FETTES, D., HARTE, B. & SCHMID, R. (2007) 3. Structural terms including fault rock terms. *Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. Web version of 01.02.07*, verfügbar unter: http://www.bgs.ac.uk/SCMR/docs/papers/paper_3.pdf (September 2012).
- BUCHER, K. & GRAPES, R.H. (2011) *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer, Berlin [[u.a.], XII, 428 S.
- CHATTERJEE, N.D. (1960) Geologische Untersuchungen im Kristallin des Böllsteiner Odenwaldes. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abhandlungen*, 37, 223-256.
- CHELIUS, C. (1897) *Geologische Karte 1 : 25 000, Blatt 6219 Brensbach (Hessen)*.
- CHELIUS, C. & VOGEL, C. (1894) *Geologische Karte 1 : 25 000, Blatt 6119 Groß-Umstadt (Hessen)*

- CLAUSER, C. & HUENGES, E. (1995) Thermal Conductivity of Rocks and Minerals. In: T.J. Ahrens (Hrsg.), *Rock Physics and Phase Relations - a Handbook of Physical Constants*. American Geophysical Union, Washington, DC, 105-126.
- COUTINHO, J., KRÄUTNER, H., SASSI, F., SCHMID, R. & SEN, S. (2007) 8. Amphibolite and Granulite. *Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01.02.07*, verfügbar unter: http://www.bgs.ac.uk/SCMR/docs/papers/paper_8.pdf (September 2012).
- COX, K.G., BELL, J.D. & PANKHURST, R.J. (1979) *The interpretation of igneous rocks*. Allen & Unwin, London [u.a.], XIII, 450 S.
- DERSHOWITZ, W., AMBROSE, R., LIM, D.-H. & COTTRELL, M. (2011) Hydraulic Fracture and Natural Fracture Simulation for Improved Shale Gas Development, *AAPG Annual Conference and Exhibition*, Houston.
- DGEG (1979) Dreiaxiale Druckversuche an Gesteinsproben. Empfehlung Nr. 2 des Arbeitskreis 19 "Versuchstechnik Fels" der Deutschen Gesellschaft für Erd- und Grundbau e.V. *Bautechnik*, 56, 221-224
- DIN EN ISO 14689-1 (Juni 2011) Geotechnische Erkundung und Untersuchung - Benennung, Beschreibung und Klassifizierung von Fels - Teil 1: Benennung und Beschreibung (ISO 14689-1:2003); Deutsche Fassung EN ISO 14689-1:2003.
- FRITSCHKE, J.-G., KÖTT, A., KRACHT, M., NESBOR, H.-D. & REISCHMANN, T. (2012) Geologische und geothermische Ergebnisse aus dem Projekt Mitteltiefe Erdwärmesonde Heubach, *Präsentation auf dem 7. Tiefengeothermieforum Hessen*, Darmstadt, verfügbar unter: http://www.hlug.de/fileadmin/dokumente/geologie/erdwaerme/heubach/HLUG_Fri__7_TGT_Forum_1.pdf (Oktober 2012).
- FRITSCHKE, J.-G., KÖTT, A., KRACHT, M., NESBOR, H.-D., REISCHMANN, T., RUMOHR, S. & SCHLÖSSER-KLUGER, I. (2011) Geologische Ergebnisse aus dem Projekt "Tiefe Erdwärmesonde Heubach", *Präsentation auf dem 6. Tiefengeothermieforum Hessen*, Darmstadt, verfügbar unter: http://www.hessenenergie.de/Downloads/DI-Nach/dln-tgf/tgf-11/tgf-11-pdfs/7_Fritsche-110915.pdf (September 2012).
- HEIDBACH, O., TINGAY, M., BARTH, A., REINECKER, J., KURFEB, D. & MÜLLER, B. (2008) The World Stress Map database release 2008. *doi:10.1594/GFZ.WSM.Rel2008*
- HEIDBACH, O., TINGAY, M., BARTH, A., REINECKER, J., KURFEB, D. & MÜLLER, B. (2010) Global crustal stress pattern based on the World Stress Map database release 2008. *Tectonophysics*, 482(1-4), 3-15
- HESS, J.C. & SCHMIDT, G. (1989) Zur Altersstellung der Kataklastite im Bereich der Oetzberg-Zone, Odenwald. *Geologisches Jahrbuch Hessen*, 117, 69-77.
- Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (2011) *Mitteltiefe Erdwärmesonde Heubach - Erste Bohrungen in Hessen für ein Projekt zur Nutzung der tiefen Geothermie haben begonnen*. <http://www.hlug.de/?id=7824>, Web-page (September 2012).
- Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (2012) *Projekte: Erdwärmesonde Heubach - Aktuelles*. <http://www.hlug.de/?id=8252>, Web-page. (Oktober 2012).

- HÖLTING, B. & COLDEWEY, W.G. (2005) *Hydrogeologie : Einführung in die allgemeine und angewandte Hydrogeologie ; 69 Tabellen*. Elsevier, Spektrum Akad. Verl., München, XXII, 326 S.
- ICCP (2007) *Climate Change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Core Writing Team, R.K. Pachauri & A. Reisinger (Hrsg.). Cambridge University Press, 107 S.
- INTERNATIONAL ENERGY AGENCY (2011) *World Energy Outlook 2011 - Zusammenfassung*, Paris.
- JARITZ, R. (1999) *Quantifizierung der Heterogenität einer Sandsteinmatrix (Mittlerer Keuper, Württemberg)*, Technische Universität Darmstadt, Dissertation. Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe C, Nr. 48, Tübingen.
- KALTSCHMITT, M. (1999) *Energie aus Erdwärme : Geologie, Technik und Energiewirtschaft; 45 Tabellen*. Dt. Verl. für Grundstoffindustrie, Stuttgart, XI, 265 S.
- KLEMM, G. (1928) *Geologische Karte 1 : 25 000, Blatt 6319 Erbach (Hessen)*.
- KOLYMBAS, D. (2011) *Geotechnik - Bodenmechanik, Grundbau und Tunnelbau*. Springer Berlin, Heidelberg, XIX, 595 S.
- KOSSMAT, F. (1927) Gliederung des variszischen Gebirgsbaues. *Abhandlungen des Sächsischen Geologischen Landesamtes*, 1, 1-39.
- KROHE, A. (1991) Emplacement of synkinematic plutons in the Variscan Odenwald (Germany) controlled by transtensional tectonics. *Geologische Rundschau*, 80(2), 391-409.
- KRUGERS, J. (Hrsg.) (1965) *Practical instrumental analysis: [with 15 tables]*. Elsevier, Amsterdam {[u.a.]}, IX, 263 S.
- LEDRU, P. & GUILLOU FROTTIER, L. (2010) Reservoir Definition. In: E. Huenges (Hrsg.), *Geothermal Energy Systems*. Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim, 1-36.
- LIPPMANN, E. & RAUEN, A. (2009) *Measurements of Thermal Conductivity (TC) and Thermal Diffusivity (TD) by the Optical Scanning Technology*, TCS TC Manual. Lippmann and Rauen GbR, Schaufling.
- LIPPOLT, H. (1986) Nachweis altpaläozoischer Primäralter (Rb-Sr) und karbonischer Abkühlungsalter (K-Ar) der Muskovit-Biotit-Gneise des Spessarts und der Biotit-Gneise des Böllsteiner Odenwaldes. *Geologische Rundschau*, 75(3), 569-583.
- MACHERAUCH, E. & ZOCH, H.-W. (2011) *Praktikum in Werkstoffkunde : 91 ausführliche Versuche aus wichtigen Gebieten der Werkstofftechnik ; mit 23 Tabellen*. Vieweg + Teubner, Wiesbaden, IX, 602 S.
- MANNING, C.E. & INGEBRITSEN, S.E. (1999) Permeability of the continental crust: implications of geothermal data and metamorphic systems. *Rev Geophys*, 37(1), 127-150
- MATTHES, S. (1996) *Mineralogie : eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde ; mit 42 Tabellen*. Springer, Berlin {[u.a.]}, XX, 499 S.
- MCCANN, T. (ed.), (2008) *The geology of central Europe. Volume 1: Precambrian and Palaeozoic*. Geological Society, London, 748 + XXXVIII S.

- MICROMERITICS (2012) www.micromeritics.com, Web-page. (Oktober 2012).
- MIELKE, P., BIGNALL, G. & SASS, I. (2010) Permeability and Thermal Conductivity Measurements of Near Surface Units at the Wairakei Geothermal Field, New Zealand, in *Proceedings World Geothermal Congress 2010*, Bali, Indonesia.
- MORTIMER, C.E. & MÜLLER, U. (2003) *Chemie : das Basiswissen der Chemie ; 125 Tabellen*. Thieme, Stuttgart, XVIII, 766 S.
- MUTSCHLER, T. (2004) Neufassung der Empfehlung Nr. 1 des Arbeitskreises "Versuchstechnik Fels" der Deutschen Gesellschaft für Geotechnik e. V.: Einaxiale Druckversuche an zylindrischen Gesteinsprüfkörpern. *Bautechnik*, 81(10), 825-834.
- NASIR, S., OKRUSCH, M., KREUZER, H., LENZT, H. & HÖHNDORF, A. (1991) Geochronology of the Spessart Crystalline Complex, Mid-German Crystalline Rise. *Mineralogy and Petrology*, 44(1), 39-55.
- OKRUSCH, M. (1995) Metamorphic Evolution. In: R.D. Dallmeyer, W. Franke & K. Weber (ed.), *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. Springer, Berlin, Heidelberg, 201-213.
- OLZEM, R. (2009) *Exkursionsbericht zur Exkursion Mainzer Becken, Taunus, Odenwald vom 15.-18.04.2009 unter der Leitung von PD Dr. Eckardt Stein und Dr. Marc Krecher*. <http://www.rainer-olzem.de/141.html>, Web-page. (August 2011).
- PASCHEN, H., OERTEL, D. & GRÜNWARD, R. (2003) *Möglichkeiten geothermischer Stromerzeugung in Deutschland - Sachstandsbericht*. TAB (Büro für Technikfolgen-Abschätzung beim Deutschen Bundestag) (Hrsg.), Arbeitsbericht Nr.84, Berlin.
- POPOV, Y.A., PRIBNOW, D.F.C., SASS, J.H., WILLIAMS, C.F. & BURKHARDT, H. (1999) Characterization of rock thermal conductivity by high-resolution optical scanning. *Geothermics*, 28(2), 253-276.
- POPOV, Y.A., SEMIONOV, V.G., KOROSTELIOV, V.M. & BEREZIN, V.V. (1983) Non-contact evaluation of thermal conductivity of rocks with the aid of a mobile heat source. *Physics of the Solid Earth*, 19, 563-567
- PRESS, F. & SIEVER, R. (2003) *Allgemeine Geologie : Einführung in das System Erde*. Spektrum, Akad. Verl., Heidelberg {[u.a.]}, XXI, 723 S.
- PRINZ, H. & STRAUß, R. (2011) *Ingenieurgeologie*. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, XIII, 738 S.
- REISCHMANN, T., ANTHES, G., JAECKEL, P. & ALTENBERGER, U. (2001) Age and origin of the Böllsteiner Odenwald. *Mineralogy and Petrology*, 72(1), 29-44.
- ROTHE, P. (2009) *Die Geologie Deutschlands : 48 Landschaften im Portrait*. Primus-Verl., Darmstadt, 240 S.
- SASS, I. & BUß, A. (2007) *Geothermische Kartierung - Korrelation von Wärmeleitfähigkeit und Permeabilität*, Energie für alle Fälle. Tagungsband Geothermiekongress 2007. Geothermische Vereinigung, Bochum, 57-67.
- SASS, I., BUß, A. & HOMUTH, S. (2008) *Permeabilität, Porosität und Wärmeleitfähigkeit - Interpretation der Kennwerte in anisotropen Formationen*, SDGG, Heft 57 - Grundwasserressourcen - FH-DGG-Tagung, Göttingen, S. 193.

- SCHERER, E.E., MEZGER, K. & MÜNKER, C. (2002) Lu-Hf ages of high pressure metamorphism in the Variscan fold belt of southern Germany. Goldschmidt Conference Abstracts 2002. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 66, Supplement 1, A677.
- SCHMID, R., FETTES, D., HARTE, B., DAVIS, E. & DESMONS, J. (2007) 1. How to name a metamorphic rock. *Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01/02/07*, verfügbar unter: http://www.bgs.ac.uk/SCMR/docs/papers/paper_1.pdf (September 2012).
- SELLEY, R.C. (2000) *Applied sedimentology*. Academic Press, San Diego, X, 523 p.
- STEGNER, J., MIKISEK, P., FREISE, M., TAZL, M., WILLE, T. & SASS, I. (2011) Neuentwicklung einer Felstriaxial- und Permeabilitätsprüfanlage für hohe Temperaturen und Drücke und den Einsatz aggressiver Fluide, 6. *Tiefengeothermie-Forum Hessen am 15. September 2011*, Darmstadt (Poster).
- STEIN, E. (2001) The geology of the Odenwald Crystalline Complex. *Mineralogy and Petrology*, 72(1), 7-28.
- STEIN, E., ALTENBERGER, U. & KREHER-HARTMANN, B. (2001) Geologie des Kristallinen Odenwaldes und seine magmatische und metamorphe Entwicklung (Exkursion D1 am 19. und D2 am 20. April 2001). *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins*, 83, 89-111.
- STOBER, I. (2011) Depth- and pressure-dependent permeability in the upper continental crust: data from the Urach 3 geothermal borehole, southwest Germany. *Hydrogeology Journal*, 19(3), 685-699
- STOBER, I. & BUCHER, K. (2007) Hydraulic properties of the crystalline basement. *Hydrogeology Journal*, 15(2), 213-224
- STOBER, I. & BUCHER, K. (2012) *Geothermie*. Springer, Berlin [u.a.], IX, 287 S.
- STOBER, I., FRITZER, T., OBST, K. & SCHULZ, R. (2011) *Tiefe Geothermie : Nutzungsmöglichkeiten in Deutschland*. Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz & Reaktorsicherheit (BMU) (Hrsg.), Berlin, 84 S.
- Technische Universität Darmstadt (2012) *Thermal-Conductivity-Scanner*. http://www.geo.tu-darmstadt.de/fg/angeotherm/geotherm_forschung/TCS.de.jsp, Web-page. (Juli 2012).
- TIPLER, P.A., MOSCA, G. & PELTE, D. (2004) *Physik für Wissenschaftler und Ingenieure*. Elsevier, Spektrum, Akad. Verl., München [u.a.], XX, 1388 S.
- TODT, W., ALTENBERGER, U. & VON RAUMER, J. (1995) U-Pb data on zircons for the thermal peak of metamorphism in the Variscan Odenwald, Germany. *Geologische Rundschau*, 84(3), 466-472.
- VDI-RICHTLINIE 4640 (Juni 2001) Blatt 3: Thermische Nutzung des Untergrundes - Unterirdische Thermische Energiespeicher, Düsseldorf, 42 S.
- VDI-RICHTLINIE 4640 (Juni 2010) Blatt 1: Thermische Nutzung des Untergrundes - Grundlagen, Genehmigungen, Umweltaspekte, Düsseldorf, 33 S.
- VERBAND BERATENDER INGENIEURE VBI (2010) Tiefe Geothermie - VBI-Leitfaden. *VBI-Schriftenreihe*, 21, 108 S.

- VINX, R. (2005) *Gesteinsbestimmung im Gelände*. Elsevier, München, X, 439 S.
- WALTER, R. (2007) *Geologie von Mitteleuropa*. Schweizerbart, Stuttgart, X, 511 S.
- WILL, T.M. & SCHMÄDICKE, E. (2001) A first find of retrogressed eclogites in the Odenwald Crystalline Complex, Mid-German Crystalline Rise, Germany: evidence for a so far unrecognised high-pressure metamorphism in the Central Variscides. *Lithos*, 59(3), 109-125.
- WILL, T.M. & SCHMÄDICKE, E. (2003) Isobaric cooling and anti-clockwise P-T paths in the Variscan Odenwald Crystalline Complex, Germany. *J Metamorph Geol*, 21(5), 469-480.
- WILLNER, A., MASSONNE, H. & KROHE, A. (1991) Tectono-thermal evolution of a part of a Variscan magmatic arc: The Odenwald in the Mid-German Crystalline Rise. *Geologische Rundschau*, 80(2), 369-389.
- WILSON, M. (1989) *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman, London {[u.a.], XVII, 466 S.
- WIMMENAUER, W. (1985) *Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine: 106 Tab.* Enke, Stuttgart, X, 382 S.

7 ANHANG

Anhang A – Geologische Karte des Böllstein Odenwaldes

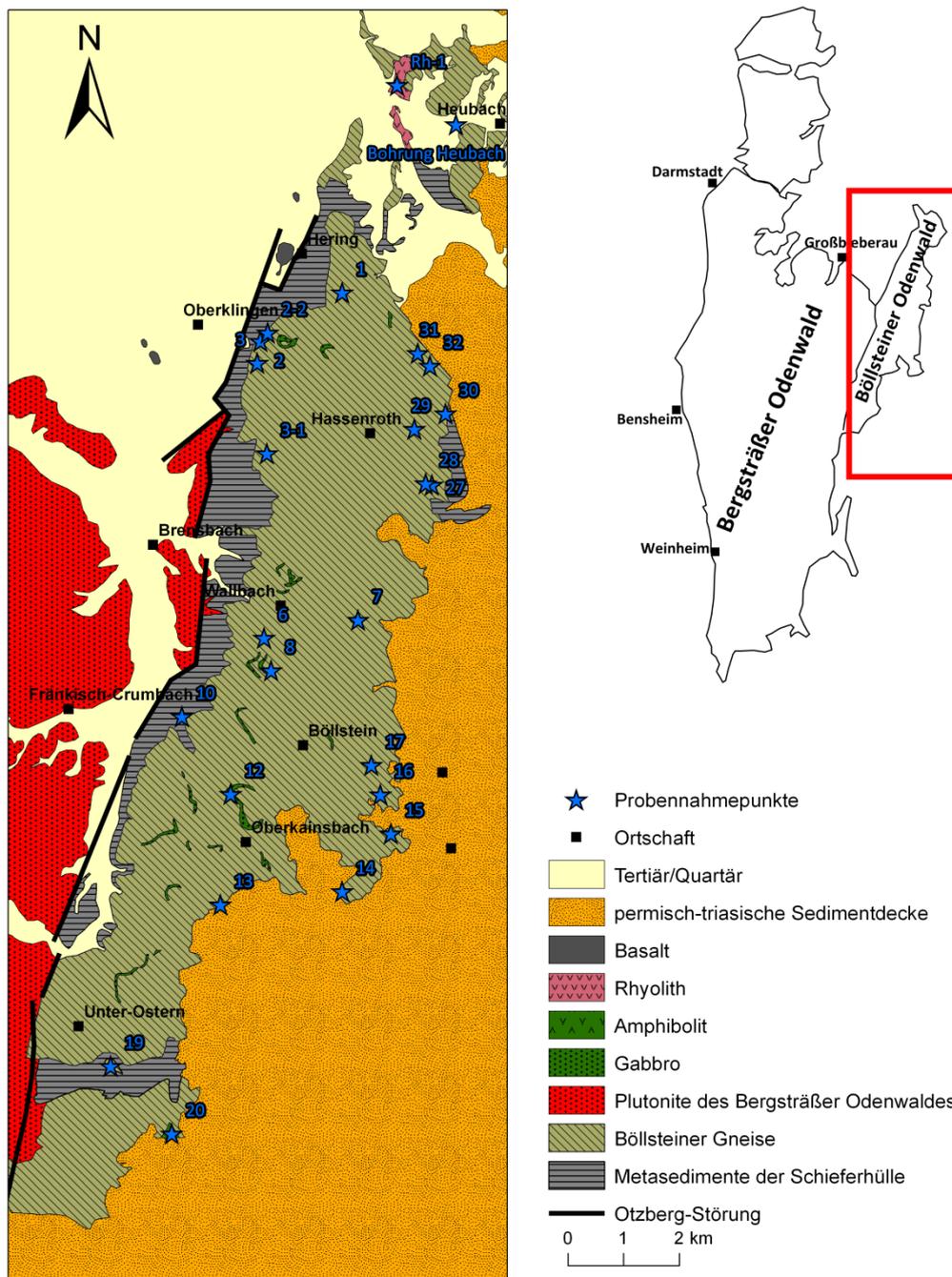


Abbildung 7.1: Geologische Übersichtskarte des Böllsteiner Odenwaldes (stark vereinfacht nach CHELIUS, 1897; CHELIUS & VOGEL, 1894; KLEMM, 1928) mit Probennahmepunkten.

Anhang B – Bohrprofil der tiefen Bohrung in Heubach

Teufenabschnitt: 0 bis 260 m u. GOK

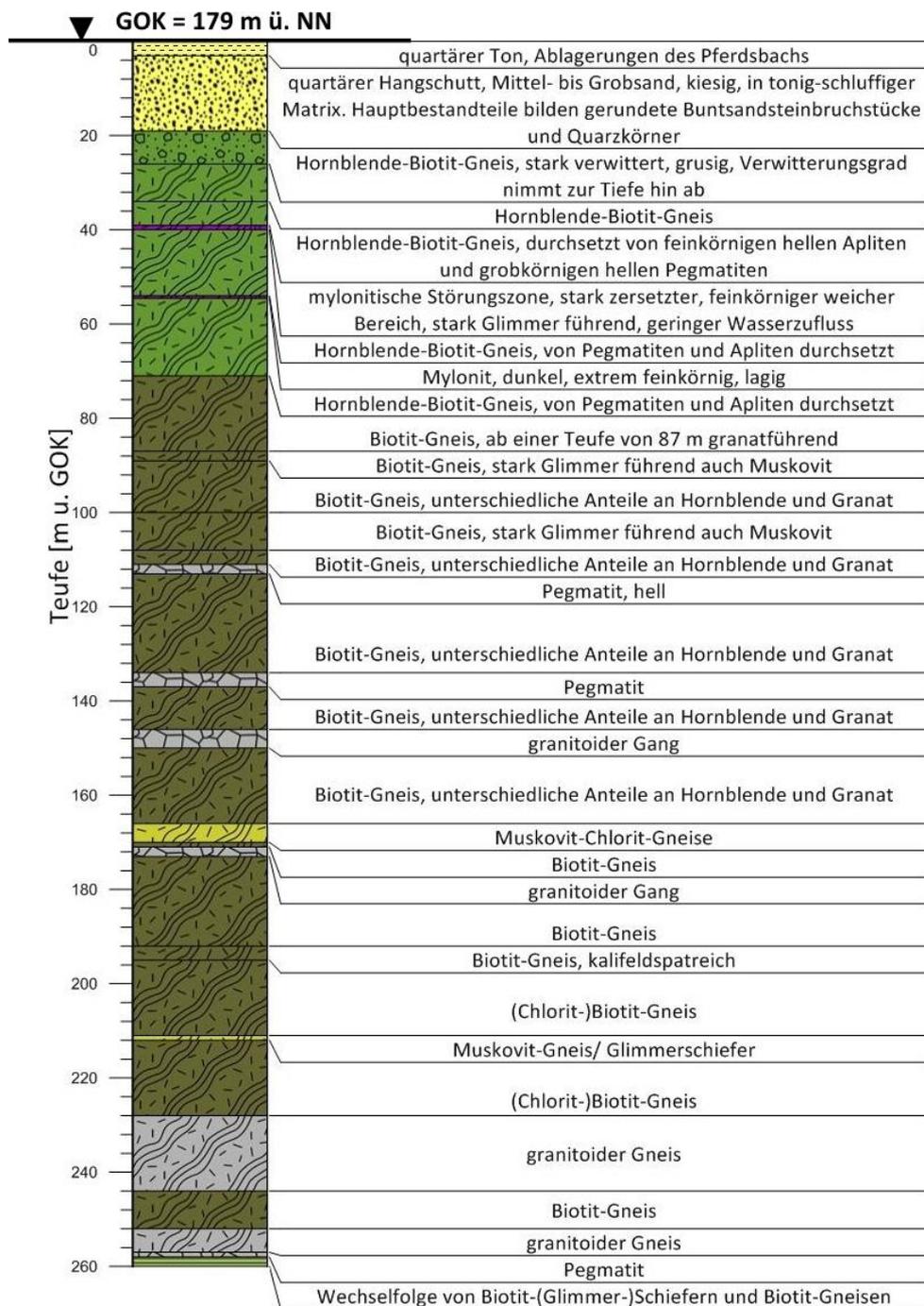


Abbildung 7.2: Bohrprofil der tiefen Bohrung in Heubach, Teufenabschnitt von 0 bis 260 m u. GOK (erstellt aus dem vorläufigen Schichtenverzeichnis nach HESSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT UND GEOLOGIE, 2012).

Teufenabschnitt: 260 bis 520 m u. GOK

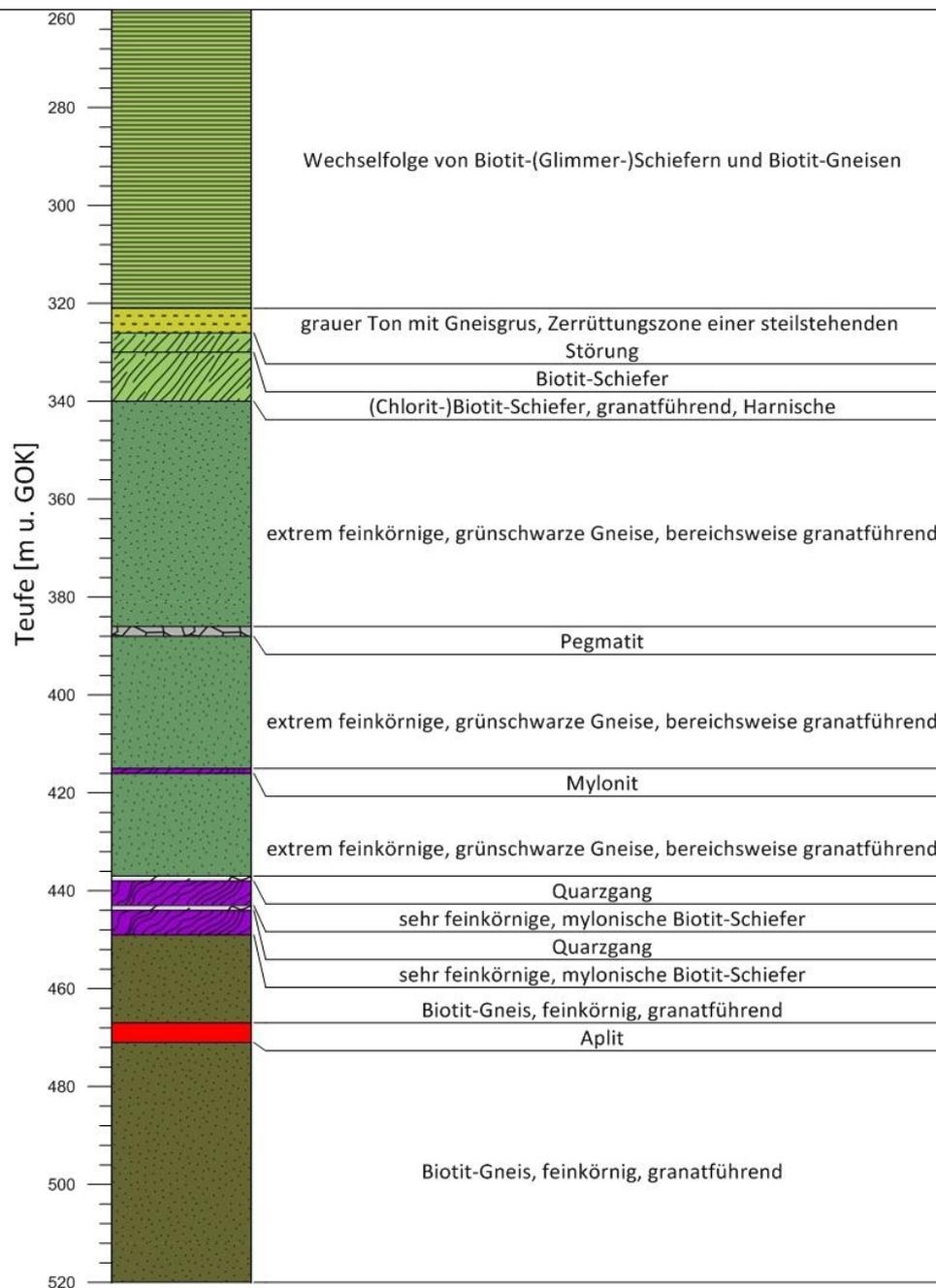


Abbildung 7.3: Bohrprofil der tiefen Bohrung in Heubach, Teufenabschnitt von 260 bis 520 m u. GOK (erstellt aus dem vorläufigen Schichtenverzeichnis nach HESSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT UND GEOLOGIE, 2012).

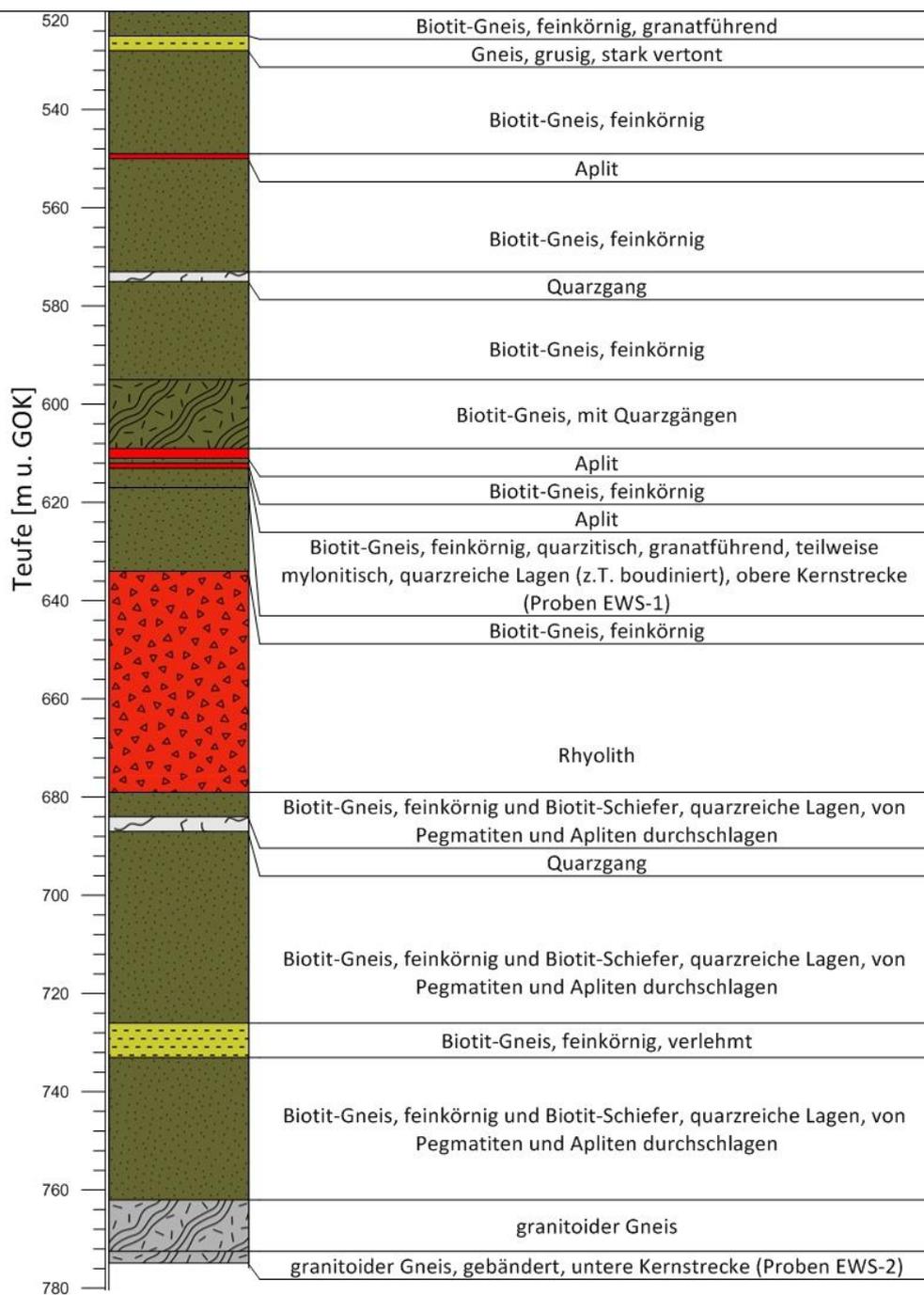
Teufenabschnitt: 520 bis 774,9 m u. GOK (Endteufe)


Abbildung 7.4: Bohrprofil der tiefen Bohrung in Heubach, Teufenabschnitt von 520 bis 774,9 m u. GOK (erstellt aus dem vorläufigen Schichtenverzeichnis nach HESSISCHES LANDESAMT FÜR UMWELT UND GEOLOGIE, 2012).

Anhang C – Tabellen der Messwerte

Tabelle 9: Messwerte der Reindichten, Rohdichten und Porositäten. Die Probenbezeichnung bezieht sich immer auf die Lokation, aus der die Probe stammt (z.B. Probe 7 = aus Lokation 7 stammend; EWS-1 = obere Kernstrecke der tiefen Bohrung in Heubach, EWS-2 = untere Kernstrecke der tiefen Bohrung in Heubach; KB-8 = Erkundungsbohrung Heubach).

Probe	petrographische Einteilung	Reindichte [g/cm ³]	Rohdichte [g/cm ³]	Porosität [%]
7	Amphibolith	3,050 ± 0,010	3,027 ± 0,004	0,8 ± 0,3
20	Amphibolith	2,834 ± 0,004	2,844 ± 0,015	< 0,2
8,2	Bändergneis	2,618 ± 0,001	2,613 ± 0,001	0,2 ± 0,1
12	Bändergneis	2,640 ± 0,002	2,557 ± 0,004	3,2 ± 0,2
15,2	Bändergneis	2,630 ± 0,001	¹⁾	< 0,2
28	Bändergneis	2,629 ± 0,001	2,579 ± 0,003	1,9 ± 0,1
29	Bändergneis	2,646 ± 0,001	2,556 ± 0,001	3,4 ± 0,1
15 s	Bändergneis	2,650 ± 0,003	2,650 ± 0,005	< 0,2
EWS 2	Bändergneis	2,626 ± 0,001	2,622 ± 0,002	0,2 ± 0,1
2,2	biotitarmer Gneis	2,632 ± 0,001	2,546 ± 0,002	3,2 ± 0,1
6	biotitarmer Gneis	2,630 ± 0,001	2,628 ± 0,006	0,1 ± 0,2
10	biotitarmer Gneis	2,623 ± 0,003	2,592 ± 0,012	1,2 ± 0,5
14	biotitarmer Gneis	2,607 ± 0,001	2,606 ± 0,001	< 0,2
17,2	biotitarmer Gneis	2,613 ± 0,001	2,591 ± 0,006	0,9 ± 0,2
19	biotitarmer Gneis	2,611 ± 0,001	2,586 ± 0,004	1,0 ± 0,1
27	biotitarmer Gneis	2,642 ± 0,001	2,592 ± 0,003	1,9 ± 0,1
8 s	biotitarmer Gneis	2,619 ± 0,002	2,606 ± 0,002	0,5 ± 0,1
3	Biotit-Gneis	2,660 ± 0,001	2,621 ± 0,002	1,5 ± 0,1
8	Biotit-Gneis	2,619 ± 0,001	¹⁾	< 0,2
15	Biotit-Gneis	2,619 ± 0,001	2,549 ± 0,001	2,7 ± 0,1
16	Biotit-Gneis	2,636 ± 0,002	2,624 ± 0,001	0,5 ± 0,1
17,1	Biotit-Gneis	2,622 ± 0,001	2,529 ± 0,001	3,5 ± 0,1
17,3	Biotit-Gneis	2,624 ± 0,003	2,623 ± 0,005	0,1 ± 0,2
29,1	Biotit-Gneis	2,630 ± 0,003	2,513 ± 0,002	4,5 ± 0,1
3 s	Biotit-Gneis	2,628 ± 0,002	2,603 ± 0,005	1,0 ± 0,2
KB-8 6	Biotit-Gneis	2,704 ± 0,003	2,694 ± 0,005	0,4 ± 0,2
KB-8 7	Biotit-Gneis	2,695 ± 0,003	¹⁾	< 0,2
KB-8 8	Biotit-Gneis	2,748 ± 0,003	2,733 ± 0,002	0,5 ± 0,1
13	Biotit-Hornblende-Gneis	2,947 ± 0,001	2,936 ± 0,005	0,4 ± 0,2
26	Biotit-Hornblende-Gneis	2,747 ± 0,008	2,753 ± 0,025	< 0,2
KB-8 1	Biotit-Hornblende-Gneis	2,776 ± 0,001	2,766 ± 0,006	0,4 ± 0,2
KB-8 2	Biotit-Hornblende-Gneis	2,773 ± 0,001	¹⁾	< 0,2
KB-8 3	Biotit-Hornblende-Gneis	2,771 ± 0,003	2,769 ± 0,001	0,1 ± 0,1
KB-8 4	Biotit-Hornblende-Gneis	2,779 ± 0,001	2,767 ± 0,002	0,5 ± 0,1
KB-8 5	Biotit-Hornblende-Gneis	2,752 ± 0,001	¹⁾	< 0,2
EWS 1	granatführender Biotit-Gneis	2,740 ± 0,010	¹⁾	< 0,2
1	geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis	2,612 ± 0,005	2,603 ± 0,012	0,3 ± 0,5
2	geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis	2,628 ± 0,001	2,608 ± 0,003	0,8 ± 0,1
3,1	geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis	2,607 ± 0,002	¹⁾	< 0,2
30	geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis	2,640 ± 0,001	2,498 ± 0,002	5,3 ± 0,1
31	geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis	2,634 ± 0,001	2,543 ± 0,001	3,4 ± 0,1
32	geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis	2,634 ± 0,003	2,539 ± 0,002	3,6 ± 0,1
Rh-1	Rhyolith	2,612 ± 0,002	2,467 ± 0,001	5,5 ± 0,1

Tabelle 10: Gesteinspermeabilitäten der gemessenen Proben.

Probe	petrographische Einteilung	Permeabilität [m ²]			
		Anzahl Messpunkte	Median	Min	Max
7	Amphibolith	10	1,14E-16 ± 8,64E-17	1,36E-17	2,46E-15
20	Amphibolith	28	6,11E-17 ± 6,67E-17	7,81E-18	3,00E-16
12	Bändergneis	16	2,98E-17 ± 3,28E-17	9,98E-19	2,44E-16
6	biotitarmer Gneis	18	4,72E-17 ± 3,98E-17	1,20E-17	1,78E-15
14	biotitarmer Gneis	23	9,10E-17 ± 6,76E-17	2,33E-18	2,40E-16
17,2	biotitarmer Gneis	22	2,53E-17 ± 9,53E-18	1,05E-17	1,12E-16
19	biotitarmer Gneis	21	1,93E-17 ± 2,52E-17	6,68E-19	1,47E-16
3	Biotit-Gneis	31	1,10E-16 ± 1,23E-16	7,42E-18	7,68E-14
8	Biotit-Gneis	32	7,07E-17 ± 6,34E-17	2,90E-18	4,05E-16
15	Biotit-Gneis	53	2,91E-16 ± 3,69E-16	2,14E-17	1,68E-13
16	Biotit-Gneis	38	1,26E-16 ± 1,04E-16	8,72E-18	1,34E-15
17,1	Biotit-Gneis	47	8,40E-17 ± 7,88E-17	9,82E-18	1,31E-15
13	Biotit-Hornblende-Gneis	24	1,39E-17 ± 1,77E-17	7,85E-18	3,84E-15
26	Biotit-Hornblende-Gneis	34	2,98E-17 ± 3,16E-17	2,05E-18	4,74E-15
1	geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis	45	1,11E-16 ± 1,07E-16	2,07E-17	1,74E-14
2	geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis	28	6,11E-17 ± 6,44E-17	7,47E-18	2,31E-15
3,1	geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis	33	7,80E-17 ± 8,44E-17	4,26E-18	1,38E-15
Gesamt		502	7,62E-17 ± 8,12E-17	6,68E-19	7,68E-14

Tabelle 11: Mit dem Thermal Conductivity Scanner bestimmte Wärme- und Temperaturleitfähigkeiten der Proben. Bei der angegebenen Anzahl handelt es sich um die vom Messgerät aufgezeichneten Einzelmesswerte, die in die Berechnung der Mittelwerte einfließen. Bei mit * gekennzeichneten Werten wurde der Probenmittelwert aus den Mittelwerten einzelner Messspuren bestimmt. Diese wurden dabei mit der jeweiligen Messspurlänge gewichtet.

Probe	Petrographische Einteilung	Wärmeleitfähigkeit [W/(m·K)]				Temperaturleitfähigkeit
		Anzahl	Mittelwert	Min	Max	[10 ⁻⁶ m ² /s] Mittelwert
7	Amphibolith	560	1,96 ± 0,16	1,25	2,66	0,90 ± 0,27
20	Amphibolith	480	1,97 ± 0,18	1,80	2,14	0,99 ± 0,08
8,2	Bändergneis	602	3,32 ± 0,16	2,87	3,83	1,55 ± 0,10
12	Bändergneis	852	2,66 ± 0,16	2,09	3,27	1,33 ± 0,21
15,2	Bändergneis	176	2,57 ± 0,27	2,30	3,04	1,41 ± 0,10
28	Bändergneis	183	3,24 ± 0,07	2,68	4,45	1,57 ± 0,03
29	Bändergneis	190	2,22 ± 0,13	1,84	2,52	1,20 ± 0,08
15 s	Bändergneis	338	2,82 ± 0,14	2,51	3,14	1,39 ± 0,03
EWS 2	Bändergneis	1483	3,24 ± 0,20	2,30	4,04	1,42 ± 0,02
2,2	biotitarmer Gneis	184	2,57 ± 0,22	2,09	3,04	1,39 ± 0,10
6	biotitarmer Gneis	561	2,41 ± 0,24	1,92	2,69	1,61 ± 0,10
10	biotitarmer Gneis	488	2,74 ± 0,22	2,37	3,01	1,26 ± 0,21
14	biotitarmer Gneis	469	2,60 ± 0,26	1,81	3,12	1,67 ± 0,32
17,2	biotitarmer Gneis	827	2,85 ± 0,15	2,50	3,53	1,63 ± 0,05
19	biotitarmer Gneis	461	2,48 ± 0,16	2,09	2,96	1,57 ± 0,08
27	biotitarmer Gneis	255	2,79 ± 0,18	2,41	3,23	1,55 ± 0,14
8 s	biotitarmer Gneis	405	2,95 ± 0,12	2,42	3,85	1,33 ± 0,26
3	Biotit-Gneis	1030	2,34 ± 0,12	2,04	2,86	1,56 ± 0,11
8	Biotit-Gneis	1058	2,73 ± 0,28	2,32	3,11	1,61 ± 0,26
15	Biotit-Gneis	1098	2,17 ± 0,15	1,73	3,08	1,39 ± 0,14
16	Biotit-Gneis	1736	2,19 ± 0,22	1,63	2,57	1,06 ± 0,38
17,1	Biotit-Gneis	1699	2,43 ± 0,14	1,91	2,95	1,43 ± 0,09
17,3	Biotit-Gneis	151	2,98 ± 0,15	2,78	3,20	1,44 ± 0,10
29,1	Biotit-Gneis	108	2,70 ± 0,18	2,38	3,24	1,22 ± 0,02
3 s	Biotit-Gneis	161	2,91 ± 0,17	2,52	3,50	1,45 ± 0,13
KB-8 6	Biotit-Gneis	5*	2,79 ± 0,15	2,30	3,33	1,52 ± 0,08
KB-8 7	Biotit-Gneis	4*	2,66 ± 0,07	2,21	2,96	1,30 ± 0,03
KB-8 8	Biotit-Gneis	3*	2,57 ± 0,10	1,92	3,07	1,34 ± 0,10
13	Biotit-Hornblende-Gneis	736	1,98 ± 0,13	1,63	2,27	1,07 ± 0,11
26	Biotit-Hornblende-Gneis	862	1,75 ± 0,08	1,48	2,14	0,97 ± 0,08
KB-8 1	Biotit-Hornblende-Gneis	4*	2,04 ± 0,08	1,67	2,44	1,00 ± 0,05
KB-8 2	Biotit-Hornblende-Gneis	3*	2,45 ± 0,07	1,83	2,83	1,24 ± 0,12
KB-8 3	Biotit-Hornblende-Gneis	3*	2,49 ± 0,08	2,16	3,04	1,35 ± 0,05
KB-8 4	Biotit-Hornblende-Gneis	3*	2,56 ± 0,07	2,09	2,98	1,17 ± 0,11
KB-8 5	Biotit-Hornblende-Gneis	4*	2,50 ± 0,07	2,00	3,30	1,38 ± 0,03
1	geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis	802	2,57 ± 0,13	2,11	2,99	1,58 ± 0,10
2	geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis	930	2,39 ± 0,31	1,56	3,41	1,54 ± 0,20
3,1	geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis	645	2,38 ± 0,23	1,75	2,77	1,51 ± 0,15
30	geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis	221	2,16 ± 0,49	1,80	2,40	1,23 ± 0,01
31	geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis	362	2,12 ± 0,17	1,81	2,43	1,02 ± 0,07
32	geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis	313	2,24 ± 0,16	1,92	2,47	0,94 ± 0,04
EWS 1	granatführender Biotit-Gneis	2591	3,73 ± 0,37	2,44	5,29	1,69 ± 0,16
Rh-1	Rhyolith	194	2,43 ± 0,08	2,26	2,58	1,39 ± 0,10

Tabelle 12: aus Dichten, Wärme- und Temperaturleitfähigkeiten errechneten Wärmekapazitäten.

Probe	petrographische Einteilung	spez. Wärmekapazität [J/(Kg·K)]
7	Amphibolith	722 ± 281
20	Amphibolith	689 ± 125
8,2	Bändergneis	818 ± 91
12	Bändergneis	785 ± 173
15,2	Bändergneis	693 ± 123
28	Bändergneis	798 ± 33
29	Bändergneis	724 ± 93
15 s	Bändergneis	763 ± 54
EWS 2	Bändergneis	869 ± 67
2,2	biotitarmer Gneis	724 ± 113
6	biotitarmer Gneis	569 ± 94
10	biotitarmer Gneis	836 ± 208
14	biotitarmer Gneis	596 ± 172
17,2	biotitarmer Gneis	674 ± 57
19	biotitarmer Gneis	610 ± 69
27	biotitarmer Gneis	692 ± 106
8 s	biotitarmer Gneis	849 ± 201
3	Biotit-Gneis	572 ± 69
8	Biotit-Gneis	648 ± 173
15	Biotit-Gneis	614 ± 103
16	Biotit-Gneis	782 ± 361
17,1	Biotit-Gneis	670 ± 80
17,3	Biotit-Gneis	787 ± 95
29,1	Biotit-Gneis	879 ± 74
3 s	Biotit-Gneis	772 ± 118
KB-8 6	Biotit-Gneis	679 ± 75
KB-8 7	Biotit-Gneis	761 ± 40
KB-8 8	Biotit-Gneis	703 ± 82
13	Biotit-Hornblende-Gneis	627 ± 102
26	Biotit-Hornblende-Gneis	659 ± 87
KB-8 1	Biotit-Hornblende-Gneis	737 ± 65
KB-8 2	Biotit-Hornblende-Gneis	713 ± 87
KB-8 3	Biotit-Hornblende-Gneis	664 ± 44
KB-8 4	Biotit-Hornblende-Gneis	791 ± 96
KB-8 5	Biotit-Hornblende-Gneis	661 ± 34
EWS 1	feinkörniger, dunkler, granatführender Biotit-	808 ± 158
1	geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis	624 ± 74
2	geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis	594 ± 159
3,1	geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis	602 ± 120
30	geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis	701 ± 168
31	geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis	818 ± 124
32	geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis	941 ± 103
Rh-1	Rhyolith	710 ± 76

Tabelle 13: Ergebnisse des einaxialen Druckversuchs. Die Probennummern beziehen sich immer auf die Lokation, an der eine Probe entnommen wurde. In der Spalte "Trennfläche" ist gekennzeichnet, wenn das Versagen der Probe entlang einer vorgezeichneten Trennfläche (Kluft oder Foliationsfläche) stattfand. Zusätzlich ist der Winkel ($\pm 10^\circ$) zwischen der vertikal wirkenden Hauptspannung σ_1 und der Foliation S_1 angegeben.

Probe	petrographische Einteilung	Einaxiale Druckfestigkeit [MN/m ²]	Trennfläche	Winkel σ_1 zu S_1 [°]
20 b	Amphibolith	167,3		75
20 a	Amphibolith	173,1		90
13 d	Biotit-Hornblende-Gneis	69,9	ja	90
26 b	Biotit-Hornblende-Gneis	117,3		90
13 a	Biotit-Hornblende-Gneis	274,7		90
1 a	geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis	69,1	ja	85
3.1 a	geschieferter Biotit-(Muskovit-)Gneis	249,8		90
3 b	Biotit-Gneis	111,4	ja	90
15 a	Biotit-Gneis	112,7	ja	35
16 a	Biotit-Gneis	120,0	ja	30
16 d	Biotit-Gneis	126,0		70
17 a	Biotit-Gneis	130,9	ja	90
17 b	Biotit-Gneis	156,3	ja	0
17 d	Biotit-Gneis	161,8	ja	75
16 a	Biotit-Gneis	163,4	ja	90
16 c	Biotit-Gneis	179,2		80
17 c	Biotit-Gneis	240,3		10
6 a	biotitarmer Gneis	156,3	ja	20
19 a	biotitarmer Gneis	185,5		90
6 b	biotitarmer Gneis	208,6		30
14 a	biotitarmer Gneis	240,3		50
17.2 b	biotitarmer Gneis	260,7		70
12 a	Bändergneis	232,6		30

Anhang D – Beispiele für Inhomogenitätseinflüsse auf Wärmeleitfähigkeiten

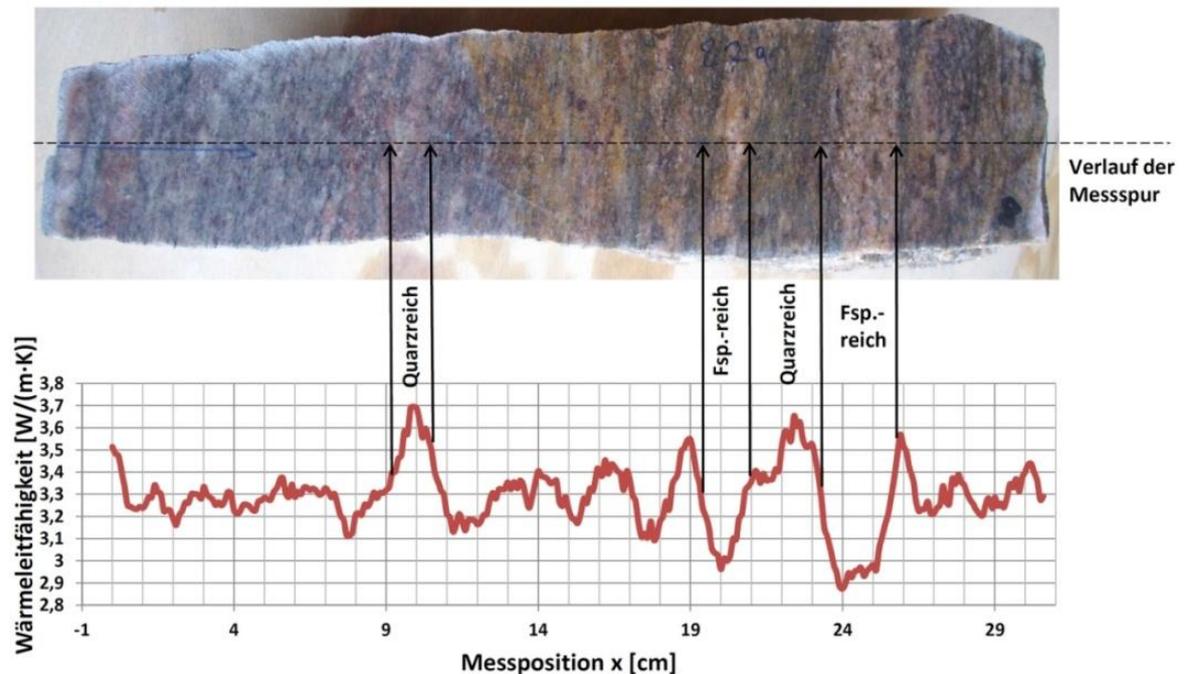


Abbildung 7.5: Wärmeleitfähigkeiten entlang einer Messspur eines Bändergneises, Probe 8.2. Im relativ homogenen Bereich zwischen $x=0$ und $x=8$ cm mit geringer Streuung der Wärmeleitfähigkeit, erhöhte Wärmeleitfähigkeiten im quarzreichen Bereich bei $x=11$ cm, ab $x=14$ cm inhomogener Bereich mit Wechsel aus hellen, feldspatreichen, quarzarmen Lagen mit geringerer Wärmeleitfähigkeit und dunkelgrülichen, quarzreichereren Lagen mit erhöhter Wärmeleitfähigkeit.

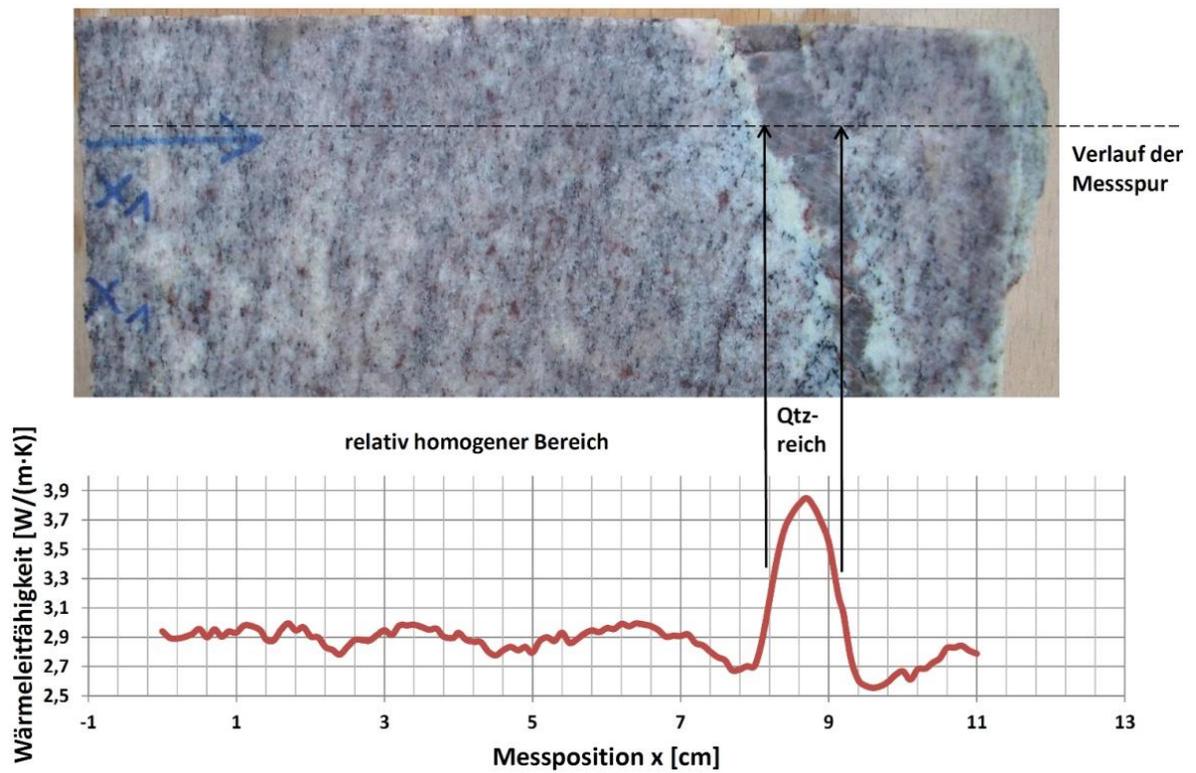


Abbildung 7.6: Wärmeleitfähigkeiten entlang einer Messspur eines biotitarmsen Gneises, Probe 8s. Relativ homogenes Gestein, geringe Schwankung der Wärmeleitfähigkeit, zwischen $x = 8$ und $x = 10$ cm liegt ein Quarzband, das eine deutliche Erhöhung der Wärmeleitfähigkeit in diesem Bereich verursacht.

Anhang D – CD-Rom mit Rohdaten der Messungen