



Masterarbeit

zum Erwerb des akademischen Grades eines
Master of Science in Earth Science (MSc)
der Studienrichtung Erdwissenschaften
Schwerpunkt Ingenieur Geologie

eingereicht am

Institut für Angewandte Geowissenschaften
Technische Universität Graz

von

Isabella Patricia Anelli-Monti, BSc

betreut von

Ao.Univ.-Prof. Dr.phil. Robert Scholger
Department Angewandte Geowissenschaften und Geophysik
Lehrstuhl Geophysik
Montanuniversität Leoben

Ao.Univ.-Prof. Dr.phil. Dietmar Klammer
Institut für Angewandte Geowissenschaften
Technische Universität Graz

Graz, im März 2014

Thema

**„Einsatz von geophysikalischen Verfahren zur
Abschätzung der Tiefe
der plastische Zone/Excavation Damage Zone
bei klassischem Vortrieb“**

Fallbeispiel: Steirischer Erzberg

EIDESSTATTLICHE ERKLÄRUNG

Ich erkläre an Eides statt, dass ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen/Hilfsmittel nicht benutzt, und die den benutzten Quellen wörtliche und inhaltlich entnommene Stellen als solche kenntlich gemacht habe.

Graz, am

(Unterschrift)

Danksagung

Für die Betreuung und Unterstützung von universitärer Seite möchte ich mich bei Herrn Ao.Univ.-Prof. Dr.phil. Robert Scholger und Herrn Ao.Univ.-Prof. Dr.phil. Dietmar Klammer herzlich bedanken. Danke für die Anregungen, Kritiken und freundliche Zusammenarbeit.

Dem Lehrstuhl für Geophysik der Montanuniversität Leoben danke ich für die Kooperation und Möglichkeit geophysikalische Feldmessungen und petrophysikalischen Laboruntersuchungen durchführen zu können. Ich bedanke mich bei Ass.Prof. Dipl.-Ing. Dr.mont Nina Gegenhuber und Maria Ochabauer für die Laborbetreuung. Für die Hilfe bei den Feldmessungen bedanke ich mich bei Herrn Ao.Univ.-Prof. Dr.phil. Robert Scholger, Herrn Dipl.Ing. Georg Wallach, Herrn Franz Pusterwallner und Yvonne Fleischhacker.

Weiters danke ich dem Lehrstuhl Subsurface Engineering der Montanuniversität Leoben, vor allem Herrn Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr.mont. Robert Galler für die Anregung der Arbeit und die finanzielle Unterstützung bei den Bohrungen. In diesem Sinne möchte ich mich auch bei Herrn Dipl.-Ing. Dr.mont., BSc. Gernot Gunter Gschwandtner für die Mithilfe bedanken.

Ich danke Herrn Ing. Rainer Morawetz, der Forschungsgruppe Geophysik und Geothermie des JOANNEUM RESEARCH in Leoben für die Georadarmessungen und Unterstützung bei der Auswertung.

Dem Institut für Erdwissenschaften der Karl-Franzens Universität Graz danke ich für die Hilfe bei der Dünnschliffherstellung.

Beim Institut für Felsmechanik und Tunnelbau der technischen Universität Graz möchte ich mich bei Herrn Ass.Prof. Dipl.-Ing. Dr.techn. Manfred Blümel und Herrn Anton Kaufmann für die Felsmechanischen Untersuchungen bedanken.

Ich danke Frau Ing. Judith Jernej und Frau Sylvia Perchthold des Instituts für Angewandte Geowissenschaften der technischen Universität Graz für die Hilfe bei der Durchführung der chemischen Analysen. Für die Betreuung bei der Auswertung der Analysen und Diskussionen danke ich Herrn MSc Andre Baldermann.

Schlussendlich gilt mein Danke Herrn Martin Strohmaier, meiner Familie sowie Studienkollegen für die geduldige und aufbauende Unterstützung während meiner Ausbildungszeit.

Zusammenfassung

Das Ziel dieser Masterarbeit war es den Einsatz von geophysikalischen Methoden zur Abschätzung der Mächtigkeit der Excavation Damage Zone (EDZ) bei konventionellem Vortrieb im Pressler Stollen am Steirischen Erzberg an drei Profilen zu untersuchen. Sowie die geophysikalischen Ergebnisse mit petrophysikalischen Labormessungen zu vergleichen und die Zone petrographisch zu beschreiben. Zusätzlich wurden felsmechanische Untersuchungen zur Gesteinscharakterisierung durchgeführt. Der ausgewählte Stollenabschnitt basiert auf den Daten der Machbarkeitsstudie „Research@ZaB - Forschung im Zentrum am Berg“ der Montanuniversität Leoben.

Die Profile wurden in zwei verschiedenen lithologischen Einheiten anhand des Söhligschnitts gewählt. Zwei Profile (1 und 2) befinden sich im Porphyroid und eines im Tonschiefer (3), wobei nicht der gesamte Profilabschnitt des Profil 1 geologisch kartiert ist und eine lithologische Zuordnung des Gesteins mit Hilfe von petrographischen und geochemischen Analysen versucht wurde. Der Stollenabschnitt ist ausgebaut, zeigt Risse und befindet sich im bergfeuchten Zustand.

An jedem Profil wurde eine Widerstandstomographie und Georadarmessungen mit unterschiedlichen Mittenfrequenz Antennen durchgeführt. Die Widerstandstomographie ergab eine Gliederung des Untergrundes in unterschiedliche spezifische elektrische Widerstandszonen. Die Radargamme zeigten Strukturen hinter dem Ausbau. Es wurde versucht mit Hilfe von Erkundungsbohrungen die geophysikalischen Messergebnisse abzugleichen. Zusätzlich wurden zur Gesteinsbeschreibung zwei Handstückproben im Stollen, mit bekanntem Gestein laut Söhligschnitt, genommen.

Für die Masterarbeit wurde das Profil 1 herangezogen, da hier ausreichend Kerngewinn für petrophysikalische und petrographische sowie felsmechanische Laboruntersuchungen festgestellt werden konnte. Zusätzlich wurden die Untersuchungen, ausgenommen felsmechanische, an den Handstückproben für Vergleichszwecke durchgeführt. Zur Mächtigkeitsabschätzung der plastischen Zone wurde versucht, mit den existierenden Daten, den Spannungsverlauf im Gebirge numerisch zu berechnen. Die Laboruntersuchungen zeigten eine Differenzierung der physikalischen und mineralogischen Eigenschaften innerhalb des Bohrkerns. Die Lithologische Zuordnung wurde mit vorhandener Literatur aus diesem Gebiet diskutiert.

Die Diskussion aller Daten ergab, dass hier mit den geophysikalischen Verfahren mineralogisch bedingte unterschiedliche Gesteinsschichten gemessen wurden und nicht Strukturen die vermutlich durch eine plastische Zone hervorgerufen wurden.

Abstract

The aim of this Master thesis was to study the use of geophysical methods for detecting the extent of the excavation damage zone (EDZ) under conventional heading on three sections in the “Pressler Stollen” gallery at the Styrian Erzberg. As well as to compare the geophysical results to petrophysical lab measurements and to describe the zone petrographic. In addition, rock-mechanical investigations were carried out to characterize the rock. The selected study area is based on data from the feasibility study "Research@ZaB - Forschung im Zentrum am Berg" of the Montanuniversity Leoben.

In consideration of the vertical section of the “Pressler Stollen” the profiles were chosen in two different lithological units. Two profiles (1 and 2) are in the Porphyroid and one in the slate (3). Not the whole profile section of profile 1 is mapped geologically and hence a lithological allocation of the rock was tried with the help of petrographic and geochemical analyses. The whole tunnel area is supported and in a humid state, it shows cracks in the lining.

In each of the profiles a resistivity tomography and ground penetration radar measurements with different center frequency antenna were carried out. The resistivity tomography proved an arrangement of the subsoil in different specific electric resistivity zones and the georadar measurement showed structures behind the lining. It was tried to compare the geophysical surveys results with investigation drillings. In addition for the rock description two hand piece samples with known rock, according to the vertical section, were taken on the sidewalls.

For the question of the master thesis only the profile 1 was considered, because here was enough drilling core for petrophysical and petrographic as well as rock-mechanical lab investigations. In addition the investigations, excluded rock-mechanical, were carried out in the hand piece to compare the test results to the drilling core ones. To get here an idea of the possible extent of the EDZ a numerical calculation with the existing data was tried. The petrophysic and petrographic investigations showed a differentiation of the physical and mineralogical properties within the drilling core. The lithological allocation was discussed with available literature from this area.

The discussion of all measurements results showed that the geophysical surveys measured mineralogical different rock strata and not structures eventually caused by a plastic zone.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Aufgabenstellung	2
3	Definition der plastischen Zone/Excavation Damage Zone.....	3
4	Untersuchungsgebiet	5
4.1	Geographische Lage.....	5
4.2	Geologischer Rahmen	5
4.2.1	Auftretende Lithologien am Erzberg – paläozoische Gesteinsabfolge	7
4.2.2	Tektonischer Bau des Steirischen Erzberges	11
4.3	Ausgewählter Gebirgsbereich für die Studie	13
4.3.1	Gebirgsarten, Gesteinskennwerte und Gebirgsverhalten	16
5	Methoden.....	18
5.1	Numerische Berechnung der plastischen Zone	18
5.1.1	Kennlinienverfahren.....	18
5.2	In situ geophysikalische Untersuchungen.....	20
5.2.1	Goelektrische Widerstandstomographie.....	20
5.2.2	GPR- Georadarmessung	24
5.2.3	Temperaturmessung	25
5.3	Laboruntersuchungen und Kennwertbestimmung	25
5.3.1	Geomechanische Tests	25
5.3.2	Petrophysikalische Untersuchungen	31
5.3.3	Petrographie	42
6	Probenentnahme und Bearbeitung.....	47
6.1	Handstückproben	47
6.2	Bohrkernentnahme	47
7	Ergebnisse und Interpretation	49
7.1	Spannungsverlauf im Gebirge.....	49
7.2	Goelektrische Widerstandstomographie	50
7.2.1	Messgerät	50

7.2.2	Messaufbau bzw. Arbeitsschritte	51
7.2.3	Digitale Datenauswertung	52
7.2.4	Inversionsmodelle der Profile	53
7.3	Georadar.....	55
7.3.1	Messgerät	56
7.3.2	Tabelle der gemessenen Abschnitte in Profil 1	56
7.3.3	Beschreibung der Feldmessung.....	57
7.3.4	Auswertung/Processing.....	57
7.3.5	Radargramme	58
7.4	Temperaturmessung	63
7.4.1	Profil 1.....	64
7.4.2	Profil 2.....	65
7.4.3	Profil 3.....	65
7.5	Bohrkernaufnahme.....	66
7.6	Geomechanische Tests.....	69
7.6.1	Schmidt'scher Rebound-Hammer	69
7.6.2	Einaxialer Druckversuch.....	70
7.6.3	Spaltzugversuch	75
7.6.4	Kompetenz/Sprödigkeit des Bohrkernmaterials	77
7.7	Petrophysikalische Untersuchungen	77
7.7.1	Dichte und Porosität	78
7.7.2	Wellengeschwindigkeiten v_p und v_s , Poisson's ratio und dynamisches E-Modul.....	82
7.7.3	Spezifischer elektrischer Widerstand.....	85
7.7.4	AMS Anisotropie der Magnetischen Suszeptibilität.....	88
7.7.5	NRM Natürlich Remanente Magnetisierung	93
7.8	Petrographische Untersuchungen.....	96
7.8.1	Qualitative Mineralogische Analyse	96
7.8.2	Quantitative Geochemische Analysen	103
7.8.3	Berechnung der Mineralphasen.....	109

7.8.4	Diskussion: Petrographische Zuordnung der Proben.....	111
8	Schlussfolgerung – Diskussion	120
8.1	Aussagekraft der geophysikalischen Methoden zur Bestimmung der EDZ unter den vorherrschenden Bedingungen	125
9	Literaturverzeichnis	126
10	Abbildungsverzeichnis	130
11	Tabellenverzeichnis	133

Anhang

Anhang A: Grundlagen.....	135
Anhang B: Messergebnisse der Handstückprobe AM01	146

1 Einleitung

Im Untertagebau kommt es durch den Tunnel- und Stollenvortrieb aufgrund der Einbringung von Energie und der Änderung des Spannungszustandes des an die Hohlraumoberfläche angrenzenden Gebirges zur Verringerung der Festigkeitsparameter. Dieser gestörte Bereich wird als die sogenannte Excavation Damage Zone (EDZ) beschrieben. Sie ist von der Veränderung der physikalischen, mechanischen und hydraulischen Eigenschaften des Gebirges gekennzeichnet. Aus bautechnischer Sicht sind ihre Mächtigkeit sowie die gesteinsmechanischen Parameter für die Bestimmung des nötigen Ausbaues, dessen Dimensionierung und den fortlaufenden Planungsablauf von entscheidender Bedeutung. Ihre Mächtigkeit ist vom vorliegenden Gestein, dem Gebirgsverhalten, dem Wasservorkommen und dem gewählten Vortriebsverfahren abhängig.

Die plastische Zone kann mit Hilfe von indirekten Aufschlussmethoden wie in situ-geophysikalischen Methoden und direkten Aufschlussmethoden wie petrographischen Laboruntersuchungen und geomechanischen Laboruntersuchungen erfasst werden.

2 Aufgabenstellung

Im Rahmen der Masterarbeit wird die EDZ eines Stollens am Steirischen Erzberg untersucht. Der Schwerpunkt in diesem Projekt wird auf geophysikalische Verfahren zur quantitativen Mächtigungsabschätzung der EDZ gelegt, sowie auf petrophysikalische Laboruntersuchungen an Bohrkernproben. Es wurden direkte und zwei indirekte Erkundungsmethoden, eine geoelektrische Widerstandstomographie und eine Georadar Messung an drei Profilen gewählt. Zusätzlich werden die Profile mit Bohrkernen mit Kerngewinn belegt und untersucht.

Zur Charakterisierung der EDZ werden die Ergebnisse der geophysikalischen Feldmessungen mit petrophysikalischen und geomechanischen Laboruntersuchungen korreliert und mit Hilfe petrographischer Analysen beschrieben.

Das Untersuchungsgebiet befindet sich am Steirischen Erzberg. Es wird ein Bereich des vorhandenen Stollensystems, das im Rahmen des Projektes „Zentrum am Berg“ als Versuchsstollen verwendet wird, untersucht. Die genaue Auswahl des zu untersuchenden Bereiches basiert auf den Daten der Machbarkeitsstudie „Research@ZaB - Forschung im Zentrum am Berg“. Im Rahmen des vorher genannten Projekts wurden bereits geschätzte geomechanische Parameter aufgenommen. Diese Parameter werden in der Masterarbeit zu numerischen Berechnung der plastischen Zone verwendet.

Die Masterarbeit im Rahmen des Zentrum am Berg - Research@ZaB wird in Kooperation mit dem Lehrstuhl für Angewandte Geophysik und dem Lehrstuhl für Subsurface Engineering der Montanuniversität Leoben, dem Institut für Angewandte Geowissenschaften der Technischen Universität Graz und Joanneum Research Leoben (Geophysik und Geothermie) durchgeführt.

Ziel der Masterarbeit ist es, die EDZ einerseits in situ-geophysikalisch zu untersuchen und andererseits petrophysikalisch und geotechnisch zu charakterisieren, sowie petrographisch zu beschreiben.

3 Definition der Excavation Damage Zone / plastischen Zone

Die Excavation Damage Zone (EDZ) bezeichnet den gestörten Gesteinsbereich im direkten Umfeld des Hohlraumausbruchs im Untertagebau. Der Vortrieb verursacht Mikro- und Makrorisse im umliegenden Gestein. Das Schädigungsausmaß ist, neben anderen Faktoren, vom Vortriebsverfahren, den Gesteinseigenschaften, dem Spannungszustand sowie der Hohlraumgeometrie abhängig. Die Kenntnis über die Mächtigkeit der EDZ ist aus bautechnischer Sicht für das Design und die Planung von Stützmaßnahmen bedeutend. Zur Erkundung und Abschätzung der Mächtigkeit der EDZ für die verschiedenen aufnehmenden Gesteine werden unterschiedliche Strategien und geophysikalische Methoden getestet (Schuster, Alheid and Böddener, 2001).

Die EDZ ist charakterisiert durch eine Veränderung der mechanischen, geochemischen und hydraulischen Parameter des Gesteins. Die dazu führenden Prozesse sind hauptsächlich die Bildung von Mikro- und Makrorissen und die plötzliche Reaktion des Gesteins auf Spannungsänderungen und -umlagerungen aufgrund der Hohlraumerstellung. Über die Änderung der physikalischen Parameter mit zunehmender Tiefe wird auf die Mächtigkeit der EDZ geschlossen (Schuster, Alheid and Böddener, 2001).

Im Allgemeinen kann die EDZ anhand der Gesteinseigenschaften in eine „Inner Damage Zone“ (IDZ) und eine „Outer Damage Zone“ (ODZ) differenziert werden. Diese Differenzierung kann durch die Eigenschaft der Ausbreitungsgeschwindigkeit der seismischen Wellen begründet werden (Abbildung 1). Die Bildung der IDZ wird der Sprenglast und der kurzzeitigen Entlastung der in situ-Spannung zugeordnet und ist von der Wahl des Vortriebsverfahrens beeinflusst. Sie ist durch eine deutlich ersichtliche Reduktion der akustischen Wellengeschwindigkeiten und eine schnellere Zunahme der hydraulischen Transmissivität als bei der ODZ charakterisiert. Die ODZ bildet sich aufgrund der Spannungsumverteilung und ist somit von der Orientierung des Spannungsregimes abhängig. Sie zeigt eine graduelle Verlangsamung der akustischen Wellengeschwindigkeit und Veränderung der Transmissivität. Die EDZ endet wenn die seismischen Geschwindigkeiten gleich der des ungestörten Gesteins sind. Im Ausmaß ist die IDZ mächtiger als die ODZ (Yan et al., 2010).

3 Definition der Excavation Damage Zone / plastischen Zone

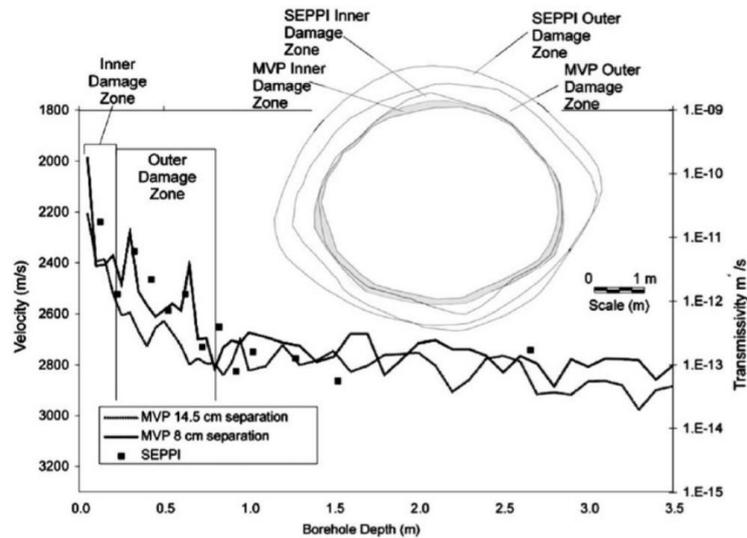


Abbildung 1: Charakterisierung der Inner und Outer Damage Zone über die Variation der Wellengeschwindigkeit mit zunehmender Bohrlochtiefe (Yan et al., 2010)

Methoden wie Verschiebungsmessungen, Bohrlochkameraüberwachung, Refraktionsseismische Messungen, Überbohrungen von gefüllten EDZ Rissen, etc., werden verwendet um die lokale Schädigungszone mit hoher Genauigkeit zu identifizieren. Für die Bestimmung der EDZ im größeren Ausmaß aber mit eingehender geringerer Auflösung werden seismische Tomographien und mikroseismisches Monitoring verwendet. Um die EDZ ausreichend zu beurteilen ist es von Vorteil mehrere einfache und kostengünstige Methoden anzuwenden und die Daten zu korrelieren, da sie sich nicht mit einer einzelnen Aufschlussmethode charakterisieren lässt (Cai and Kaiser, 2005).

4 Untersuchungsgebiet

Das Arbeitsgebiet befindet sich am Steirischen Erzberg. Der geeignete Untersuchungsbereich wurde anhand der bereits existierenden Daten der Machbarkeitsstudie „Research@ZaB - Forschung im Zentrum am Berg“ ausgewählt. Im Rahmen der oben genannten Studie wurde eine Kartierung des gesamten Stollenbereiches am Erzberg vorgenommen. Im Folgenden wird ein geologischer Überblick gegeben und die zu Verfügung gestellten Daten kurz beschrieben.

4.1 Geographische Lage

Der Steirische Erzberg mit einer Höhe von 1465 m liegt in einem Talkessel umschlossen von mehr als 2000 m hohen Gebirgen am Nordostrand der Eisenerzer Alpen (Abbildung 2). Die Stadt Eisenerz liegt am nördlichsten Fuße des Erzberges.

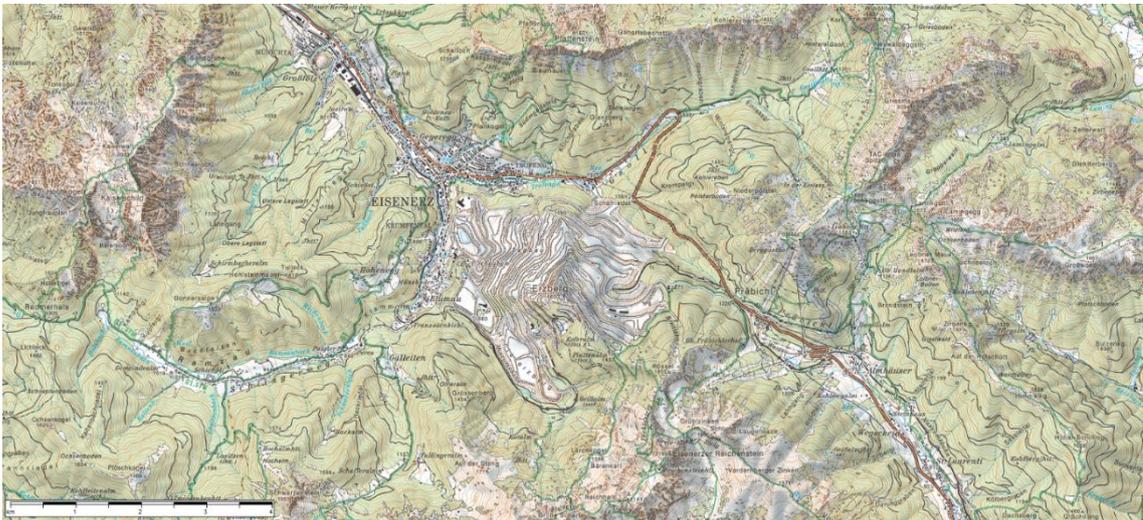


Abbildung 2: Geographische Lage des Steirischen Erzberges (AMap Fly 5.0)

Der Steirische Erzberg wird im Norden von den Ausläufern der Nördlichen Kalkalpen begrenzt. Im Osten befinden sich der Präbichelpass (123 m) und der Gerichtsgraben. Im Süden liegen die Eisenerzer Alpen. Westlich liegt das Krumpental, das von der Stadt Eisenerz nach Süden führt.

4.2 Geologischer Rahmen

Der Steirische Erzberg befindet sich in den Eisenerzer Alpen der Nördlichen Grauwackenzone in den Ostalpen (Abbildung 3). Die tektonische Prägung des Großraums um Eisenerz und die stratigraphische Gliederung des alt- bis jungpaläozoischen Schichtstapels am Steirischen Erzberg wurden von SCHÖNLAUB (1982) unter Verwendung seiner eigenen Aufzeichnungen und mikropaläontologischer Forschungsergebnisse von SCHÖNLAUB et al. (1980) zusammenfassend beschrieben.

4 Untersuchungsgebiet

Die Region des Erzberges eignet sich durch das Auftreten von Schichtfolgen vom Ordovizium bis zum Karbon und einer erosionsdiskordanten Überlagerung permoskythischer Sedimente günstig um variszische und alpidische tektonische Verformungen zu erfassen (Schulz, Vavtar and Dieber, 1997).

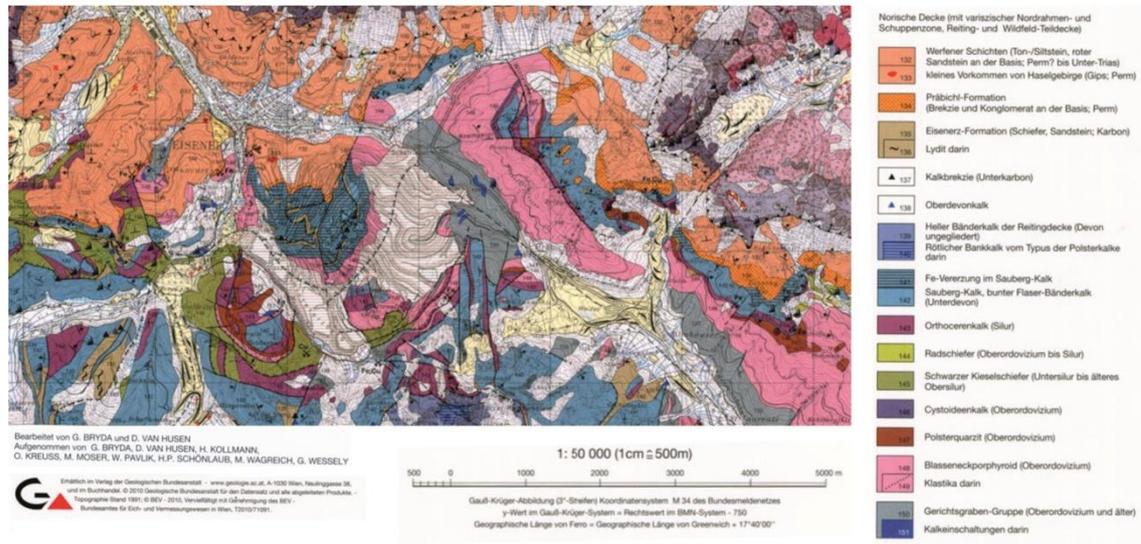


Abbildung 3: Geologische Karte Eisenerz (Geologische-Bundesanstalt, 2010)

Die Ostalpen verlaufen als Gebirge in west-östlicher Richtung, verschwinden im Wiener Becken im Osten und setzen sich in den Karpaten weiter fort (Tollmann, 1977). Der ostalpine Deckenstapel im Hangenden des Penninikums wird in ein unter- (UOA), mittel (MOA) und ein oberostalpin (OOA) Stockwerk gegliedert. Diese Gliederung ergibt sich aufgrund des unterschiedlichen Aufbaus der Einheiten, die während der alpidischen Gebirgsbildung von Süden nach Norden überschoben wurden (Flügel and Neubauer, 1984). Nach SCHMID et al. (2004) erfolgt eine neue Interpretation der Gliederung des oberostalpinen Deckensystems. Das Mittelostalpin wird mit dem Oberostalpin zum Austro-Alpinen-Deckensystem zusammengefasst. Der Deckenkomplex besteht aus dem Upper-Austro-Alpine als Cover, welches von den Nördlichen Kalkalpen und der Grauwackenzone gebildet wird, den Upper-Austro-Alpinen-Basement-Decken und den Lower-Austro-Alpinen-Decken. Diese Zusammenlegung basiert auf der Grundlage, dass die Alpen ein Produkt aus zwei Orogenen, einem kreidezeitlichen und einem tertiären, sind (Schmid et al., 2004).

Die Grauwackenzone stellt das nördlich der Zentralkette der Ostalpen erhaltene oberostalpine Paläozoikum dar. Sie erstreckt sich vom Wiener Becken bei Ternitz im Osten über den Raum der oberen Mürz, Liesing, Palten, Enns, Salzach zum Inn bis in die Region von Schwaz, während im Westen, westlich von Innsbruck, nur mehr vereinzelte Späne und Schuppen von äquivalenten der Grauwackenzone erhalten sind. Die Nördliche Grauwackenzone (NGZ) trennt die Zentralalpen von den Nördlichen

Kalkalpen (Tollmann, 1977). Aufgrund der geographischen Lage wird die Grauwackenzone bei Radstadt in zwei Teile geteilt: im Westen die Westliche- oder Kitzbühler NGZ und im Osten die Östliche- oder Steirische NGZ. Die NGZ formiert zusammen mit den Nördlichen Kalkalpen den von seinem primären Untergrund abgescherten oberostalpinen Deckenstapel (Tollmann, 1973). Die oberostalpine Deckenstapelung wurde alpidisch vor der Sedimentation der Gosau angelegt. Während des alpidischen Geschehens entwickelte sich die Grauwackenzone zu einer Decollement-Zone zwischen ihrer kristallinen Basis und dem kalkalpinen Deckengebirge mit starker Längung gegen NW angemessen dem Deckenschub (Flügel and Neubauer, 1984).

Die Steirische Grauwackenzone gehört dem oberostalpinen Deckenstockwerk an. Sie befindet sich im Liegenden der Nördlichen Kalkalpen und wird durch die „Norische Überschiebung“, eine alpidische Deckenbahn, in zwei Einheiten geteilt. Die hangende Norische Decke besteht vorwiegend aus altpaläozoischen Formationen, während die liegende Veitscher Decke karbonatische Schichtglieder beinhaltet. Die Interntektonik der Steirischen Grauwackenzone ist dagegen von einem variszischen Deckenbau charakterisiert, der von der Transgression der höher permischen Präbichlschichten diskordant übergriffen wird. Es ist nicht eindeutig, in wieweit die gelegentlich erscheinenden höher metamorphen Schollen zwischen beiden Hauptdecken die primäre Basis der Norischen Decke darstellen oder tektonische Schürflinge sind (Flügel and Neubauer, 1984). Der Norische Deckenstapel gliedert sich in drei tektonische Einheiten, folgend die Zeiritzkampel-Decke im Süden, die darauf liegende Wildfeld-Decke und zuoberst die hangende Reiting-Decke. Die beiden letzten angeführten Decken sind im Stirnbereich in zahlreiche Schuppen zerschert (Schönlaub, 1982). Die Veitscher Decke bildet SW angrenzend an die Eisenerzer Alpen bis in das Liesingtal einen Karbon-Gesteinsstreifen, der tektonisch auf „mittelostalpinen“ Permoskyth transportiert und ihrerseits vom Norischen Deckensystem mit den altpaläozoischen Serien überschoben worden ist (Metz, 1951).

4.2.1 Auftretende Lithologien am Erzberg – paläozoische Gesteinsabfolge

Im Folgenden wird die Paläozoische Gesteinsabfolge des Steirischen Erzberges näher beschrieben.

4.2.1.1 Ordovizium

4.2.1.1.1 Silbersbergsschichten, Gerichtsgrabengruppe, Kalwanger Gneiskonglomerat

Das Ordovizium wird allgemein als fossilleer bezeichnet, es treten nur vereinzelt Einschaltungen von Conodonten in einer Tonschieferserie mit Sandsteinlagen und Grünschieferpartien im Liegenden der Blasseneckporphyroidplatte auf (Tollmann,

1977). Die älteste Formation des Paläozoikums wird in der Östlichen Grauwackenzone durch die Silbersbergsschichten gebildet (Flügel and Neubauer, 1984).

Die Silbersbergserie umfasst eine ungefähr 300 m mächtige Folge von vorwiegend grauen, dünnblättrigen, oft feldspatreichen Karbonat-, Serizit- und Quarzphylliten mit Einschaltungen von Sandsteinen bis Quarziten, Metaquarzkonglomeraten, Grünschiefern, Lyditen und Porphyroiden. Die Gerichtsgrabengruppe im Eisenerzer Raum dürfte zum Teil den Silbersbergsschichten zeitlich entsprechen, die 400 m – 500 m mächtige Einheit besteht aus grauen phyllitischen Schiefer. Unter dem Porphyroid, mit einem Orthogneiskonglomerat (Kalwanger Gneiskonglomerat) an der Basis, westlich von Eisenerz liegen bis zu 1000 m mächtige epizonale Serizitschiefer, Metagrauwacken, sandige Schiefer, Quarzite, Grünschiefer und Glimmermarmore (Flügel and Neubauer, 1984).

4.2.1.1.2 Blasseneckporphyroid

Die Bildung des Blasseneckporphyroids geht auf einen kurzdauernden sauren Vulkanismus im tieferen Ashgill zurück. Der Porphyroid schwankt stark in seiner Mächtigkeit. Im Bereich der Lagerstätte weist er ca. 400 m auf, während er in der Typuslokalität über 1000 m Mächtigkeit erreicht (Flügel and Neubauer, 1984). Der Porphyroid zeigt innerhalb der Grauwackenzone eine starke Differenzierung, ausführliche Beschreibungen liegen beispielsweise von HEINISCH (1981) und SCHULZ et al. (1997) vor.

Die Hauptkomponenten des Porphyroids sind Quarz, Serizit, weiters kommen Feldspäte und Chlorit vor. Dem Chemismus zu Folge wird der Porphyroid als Quarzporphyr- Edukt angesehen (Tollmann, 1977). Der Chlorit ist auf die Biotitverwitterung zurückzuführen und für die grüne Färbung des Gesteins verantwortlich. Teilweise treten Einsprenglinge von mehrfach stark alteriertem Orthoklas, aber auch Plagioklas auf (Schulz, Vavtar and Dieber, 1997). Die Ausprägung der Schieferung im Gestein kann vereinzelt bis zur Bildung von graugrünem, feinblättrigen Schiefer führen. Es treten neben verschiedenen Ignimbrittypen mit wechselnden Anteilen von Lapilli, auch Aschen- und Glastuffe sowie Tuffite auf (Flügel and Neubauer, 1984).

4.2.1.1.3 Polsterquarzit

Der Polsterquarzit bildet die sedimentäre Auflage der Porphyroide und umfasst 60 m bis 80 m mächtige helle graue, kompakte und vorwiegend nur undeutlich gebankte Sandsteine bis Quarzite (Flügel and Neubauer, 1984). Über dem Polsterquarzit liegt ein Cystoideenkalk mit einer ungefähren Mächtigkeit von 15 m (Tollmann, 1977).

4.2.1.1.4 *Übergangsporphyrroid (Quarzsandiger, karbonatischer Chlorit-Serizit-Quarzit-Schiefer)*

Der Übergangsporphyrroid ist ein typisches detritisches Sediment, das am Erzberg als grau-grünes, makroskopisch geschichtetes teilweise auch verschiefertes Gestein ausgebildet ist. Er stellt das Aufarbeitungsprodukt des Quarzporphyres dar. Hauptkomponenten sind Quarz, Serizit, Chlorit, Calcit und weiters auch teilweise Plagioklas und Siderit (Schulz, Vavtar and Dieber, 1997).

SCHÖNLAUB (1982) bezeichnet den Übergangsporphyrroid als eine Formation mit einer Wechsellagerung von hellen-rötlichen Kalklagen und grünlichgrauen sandigen Lagen, die nach oben hin in Ankerite überlaufen. Die Kalke zeigen eine Conodontenfauna, die entsprechend der des Cystoideenkalks ist (Schönlaub, 1982).

4.2.1.1.5 *Grauwackenschiefer*

Die Schieferfolge befindet sich im Hangenden des Blassenecksporphyrroids und taucht tektonisch unter das Devon der Reitingdecke ab. Die ungefähre 1000 m mächtige Grauwackenschieferserie zeigt Vergesellschaftung mit basischen Vulkanitabkömmlingen, dunklen Kalken und Schwarzschiefer und wird sowohl dem Oberordovizium als auch dem Silur zugeordnet (Schönlaub, 1982).

4.2.1.2 *Silur*

Im Liegenden des Blasseneckporphyroids liegt die Radschieferserie, bestehend aus dunklem Tonschiefer und sandigem Schiefer (Tollmann, 1977). Infolge der Lage und dem Auftreten von erzführendem Kalk wird die Serie stratigraphisch auch im hohen Ordovizium eingestuft. Im Hangenden liegt die grafitische Kieselschieferserie. Dem Untersilur zugeordnet sind der Alaunschiefer, Lydit und Kalklagen. Die auftretenden Kalkabfolgen mit Orthocerenkalk, Eisenkalk und buntem Kalk werden der obersilurischen Entwicklung als zugehörig angesehen (Schulz, Vavtar and Dieber, 1997).

4.2.1.3 *Devon*

Die devonische Gesteinsentwicklung ist durch das Auftreten von Kalken gekennzeichnet. Diese zeigen eine breite Variation von weißen über graue, bläuliche, braune, bunte, mehr oder weniger gebankte bis zu flasrigen Kalktypen. Teilweise tritt im Devonkalk eine örtliche Siderit/Ankerit- Vererzung („Rohwand“) auf (Tollmann, 1977). Mit Hilfe der Conodontenbestimmungen von SCHÖNLAUB et al. (1980) wird die Kalkmarmorabfolge in unter-, mittel- und oberdevonische Lagen eingestuft. Die erzführende Kalkabfolge wurde tektonisch überschoben und in Hangend- und Liegend-

Scholle unterteilt. Der Liegend- Scholle zugehörig sind die Gesteinsschichten über dem Porphyroid bis einschließlich die Eisenerzer Schichten (Zwischenschiefer). Die Bewegungsbahn der tektonischen Überschiebung (Hangend- über Liegend- Scholle) liegt über dem Zwischenschiefer (Schulz, Vavtar and Dieber, 1997).

4.2.1.3.1 *Sauberger Kalk*

Dem Unterdevon werden vorwiegend Flaser- bis Bänderkalke, die wahrscheinlich vorwiegend Ablagerungen eines tieferen Schelfbereiches darstellen zugeordnet. Der ungefähr 300 m mächtige „Erzführende Kalk“ wird allgemein als „**Sauberg(er)kalk**“ bezeichnet. Diese feingeschichtete, bunte Serie tritt am *locus typicus* Steinbruch des Saubergs am Eisenerzer Erzberg und in seiner näheren Umgebung auf. Die stratigraphische Einstufung wurde mit Funden von Makrofaunen belegt (Tollmann, 1977). Am Erzberg stellt er eine ca. 115 m mächtige schwach metamorphe Serie dar (Flügel and Neubauer, 1984).

4.2.1.4 *Karbon*

Die Karbone Gesteinsentwicklung tritt überwiegend in der unteren Grauwackendecke und der Veitscher Decke auf (Tollmann, 1977). Im Bereich Erzberg ist sie nur in kleinen vereinzelt kalkigen Resedimenten zwischen den obersten Devonkalken und den Hangenden klastischen Eisenerzer Schichten verbreitet. Stratigraphische Conodontenanalysen der Brekzien zeigen unterschiedliche Alter der auftretenden Faunenelemente aus dem Oberdevon und Unterkarbon (Schönlaub, 1982).

4.2.1.4.1 *Eisenerzer Schichten (Zwischenschiefer)*

Die Eisenerzer Schichten bestehen vorwiegend aus grauen, teilweise graphitischen, sandigen Schiefen und dünnschichtigen bis blattigen, bräunlich- grauen Sandsteinen. Weiters treten hellgraue und schwarze Lydite und auch mehrfach seidig glänzende, zerbrechende Kieselschiefer bis kieselige Schiefer auf (Schönlaub, 1982). Die Hauptgemengteile sind generell Serizit, Chlorit, Quarz, Karbonat, Metaanthrazit und weiteres Pyrit, Hämatit und als Akzessorien Kupferkies, Zirkon, Turmalin. Die Bezeichnung „Zwischenschiefer“ geht auf die auffallenden farblich unterscheidbaren Schichten im Gefüge zurück, auf der basierend eine Teilung in Hangend- und Liegend-Scholle erfolgte. Die farblichen Variationen ergeben sich durch das Vorhandensein folgender Minerale: Metaanthrazit, verantwortlich für die grauschwarze, Chlorit für die grünliche und Hämatit für die rötliche Färbung der Schichten. Der Zwischenschiefer liegt als Karbonschiefer über den Devon-Kalkschiefern und bildet die mechanische Überschiebungsfläche zur darüber lagernden devonischen zweiten Kalkschieferfolge, der tektonischen Hangend- Scholle. In den Eisenerzer Alpen wird der Zwischenschiefer

im Rahmen der variszischen Gebirgsbildung als jüngstes variszisches Schichtglied angesehen (Schulz, Vavtar and Dieber, 1997).

4.2.1.5 Perm

Die Permische Schichtfolge liegt in Form der Präbichlschichten diskordant und transgressiv dem variszischen Unterbau der Norischen Decke auf und leitet im Hangenden in den alpidischen Zyklus der Nördlichen Kalkalpen über (Tollmann, 1977). Die Sedimente treten als Brekzien und Konglomerate hervor. Weiters werden die Werfener Schichten, welche die Lagerstätte diskordant überlagern, dem Permoskyth zugeordnet. Diese umfassen grünlich, violette glimmerreiche Sandsteine und Schiefer mit Gips-Einschaltungen. Der Mineralbestand beinhaltet überwiegend Serizit, helle Glimmer, unterschiedlich verwitterte dunkle Glimmer und Quarz, Quarzit, Dolomit. Es treten auch Calcit, Chlorit sowie Hämatit, Pyrit, Lepidokrokit und Goethit auf, Akzessorien sind Rutil, Leukoxen, Turmalin und Zirkon (Schulz, Vavtar and Dieber, 1997).

4.2.2 Tektonischer Bau des Steirischen Erzberges

Die Erkenntnisse nach HIRZBAUER et al. (1991) über das tektonische Gefüge der altpaläozoischen bis karbonischen, schwach metamorphen Schichtfolge und der transgressiv auflagernden permischen Schichten des Steirischen Erzberges schließen auf eine mehraktige Tektogenese. Der Erzberg ist von der älteren variszischen und der jüngeren alpidischen Orogenese betroffen. Es wurden vier tektonische sich überlagernde Formungspläne, je zwei variszische und alpidische Verformungen, mit Hilfe der Auswertung von Gefügedaten erarbeitet und nachgewiesen (variszisch: B1 = E-W (ev. WNW-ESE), B2 = N-S; alpidisch: B3 = NNE-SSW, B4 = WNW-ESE) (Hirzbauer et al., 1991).

In der variszischen Gebirgsbildung folgte eine Überschiebung von zwei nebeneinander liegenden Karbonatschollen, wobei die Tonschiefer als mechanische Überschiebungsfläche fungierten und somit zwischen Hangend- und Liegend- Scholle zu liegen kamen. Die Zwischenschiefer wurden teilweise ausgedünnt und es entstand ein interner Teildeckenbau. Der Schollenbau wird transgredierend von Werfener Schichten überlagert (Hirzbauer et al., 1991).

Der tektonische Bau des Erzberges (Abbildung 4) wird als Großmulde mit einer Flügelweite von etwa 1,7 km und mit N-fallender Achse beschrieben, welcher der alpidischen Orogenese zugeordnet wird. Im Zuge der Entstehung des Muldenbaus kam es zur Ausbildung von einigen Störungen. Dazu zählt der „Christof- Hauptverwurf“, eine Großstörung, die eine Scherkluff mit N-S-Streichen und einem durchschnittlichem

4 Untersuchungsgebiet

30° E-Einfallen aufweist. Die Kluft wirkt abschiebend und verursacht eine über 300 m mächtige Verwurfsweite, die zur Abschiebung des östlichen Teils der Synklinale mit den Anteilen der Liegend- und Hangend- Scholle nach Osten in die Tiefe führte (Schulz, Vavtar and Dieber, 1997). Die Christof Hauptverwerfung wird mit einer variszischen E-W Einengung in Beziehung gestellt (Hirzbauer et al., 1991).

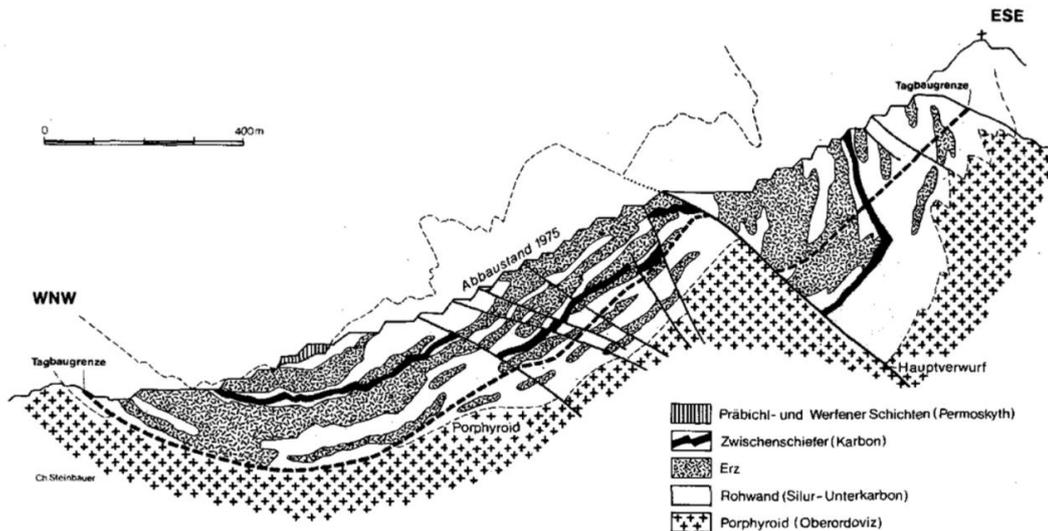


Abbildung 4: ESE-WNW Profil durch den Steirischer Erzberg. Liegend- und Hangendscholle der Lagerstätte sind durch den trennbaren Zwischenschieferhorizont (Unterkarbon) verfolgbar (Hirzbauer et al., 1991).

4.3 Ausgewählter Gebirgsbereich für die Studie

Der für die Studie ausgewählte Gebirgsbereich befindet sich im **Pressler Stollen** des Erzberges. Der Stollen verläuft mit einer Länge von 1530 m vom Südportal, dem Mundloch Bohrkernlager auf der Höhe Dreikönig 1084 m über Adria, Richtung Norden zum Portal Sprengmittellager (Höhe 1090 m ü. A.) der Firma MAXAM und weist eine maximale Überlagerung von 236 m auf (Montanuniversität Leoben, 2010). Ein Längenschnitt des Pressler Stollens ist nachfolgend in Abbildung 5 dargestellt. Im Rahmen dieser Arbeit werden drei Profile zu je 41,5 und 83 Meter aufgenommen (Tabelle 1). Der Zugang zum Pressler Stollen über das Nordportal ist nur durch das Gelände des Sprengmittellagers der Firma MAXAM möglich. Eine Stromversorgung für die Messungen wird von der VA Erzberg bereitgestellt.

Profil	Profilmeter	Tunnelmeter TM	Lithologie laut Söhligschnitt	Querschnitt
	[m]	[m]		
1a	41,5	1500 – 1458,5	Porphyroid	12,40m ²
1b	83	1500 – 1417	Porphyroid	r = 1,99m
2a	41,5	1348,4 – 1306,9	Porphyroid	12,10m ²
2b	83	1348,4 – 1265,4	Porphyroid	r = 1,96 ab 1279,1 TM 8,90m ² r = 1,68
3a	41,5	1100 – 1058,5	Tonschiefer	
3b	83	1100 – 1017	Tonschiefer	8,10m ² r = 1,61m

Tabelle 1: Profilbeschreibung

Anmerkungen:

Profil 1: Die Messung findet an linken Ulme (Richtung Osten) statt.

Auftretende Nischen: 27,20 – 27,80 m / 1472,8 – 1472,2 TM

72,80 – 73,60 m / 1627,2 – 1426,4 TM

Stollen verläuft Hangparallel und befindet sich anfangs im Hangschutt

„bauchige Ulme“ – Deformation des Kalottengewölbes, Längsspalten im Mauerwerk

Querschnittswechsel bei 73 m / 1427 TM

(westlich läuft eine zweite Stollenröhre zu)

Ausbau: Ortbeton

Wasser: tlw. tropfend von der Firste, etwas feucht aber im Wesentlichen trocken

Profil 2: Die Messung findet an der rechten Ulme (Bergseitig) statt.

Querschnittwechsel: 35,30 m / 1313,1 TM (minimal)

69,30 m / 1279,1 TM

Ausbauwechsel: 1348,4 – 1313,1 TM Ortbeton

1313,1 – 1265,4 TM Ziegel

Druckerscheinung im Mauerwerk – „bauchige Ulme“

Profil 3: Die Messung findet an der rechten Ulme (Bergseitig) statt.

Ausbauwechsel: 0 – 26,9 m / 1100 – 1073,1 TM Ziegel/Steinschichtung

26,9 – 57,3 m / 1073,1 - 1042,7 TM Ortbeton/Schalung

57,3 – 65,9 m / 1042,7 – 1034,1 TM kleinere Ziegel

(nachträglicher Stützausbau)

65,9 – 83 m / 1034,1 – 1017 TM Ziegel

Druckerscheinungen, nachträglicher Stützmitteleinbau teilweise ersichtlich

4.3.1 Gebirgsarten, Gesteinskennwerte und Gebirgsverhalten

In der Machbarkeitsstudie „Research@ZaB - Forschung im Zentrum am Berg“ wurden die auftretenden Lithologien verschiedenen Gebirgsarten (GA) zugeordnet. Es folgte eine Gliederung in 5 Gebirgsarten:

- GA 1: Ankerit/Siderit
- GA 2: Sauberger Kalk
- GA 3: Blassenecker Porphyroid
- GA 4: Phyllit/ Eisenerzer Schichten
- GA 5: Lehmiger Kies

Den einzelnen Gebirgsarten wurden Gesteinskennwerte zugewiesen, aus denen die Gebirgskennwerte abgeleitet wurden. Das Gebirgsverhalten wurde für durchschnittliche und pessimistisch angenommene Parameter berechnet. Im Folgenden wird die für diese Arbeit relevante Gebirgsart (Tabelle 2) kurz beschrieben (Montanuniversität Leoben, 2010).

4.3.1.1 Gebirgsart 3 (GA 3) Blassenecker Porphyroid

	GA3	
Lithologie	Blasseneckporphyroid	
Schieferung/Anisotropie	Anisotrop	
Kluftkörpergröße	6 - 20 cm, 20 - 60 cm	
TF-Beschaffenheit		
TF-Ausbisslänge		
Öffnung		
Gesteinskennwerte	Durchschnittliche Werte	Pessimistische Werte
UCS [MPa]	100	65
mi [-]	13	5
c [MPa]	15	10
ϕ [°]	35	30
E [GPa]	57,5	57,5
ν [-]	0,2	0,2
CAI [-]	3,2	3,2
Trennflächenkennwerte		
Reibungswinkel [°]	31	27
Restreibungswinkel [°]	29	25
Gebirgskennwerte		
GSI [-]	47,5	35
UCS [MPa]	25	16,25
c [MPa]	3,75	2,5
ϕ [°]	30	26
E [GPa]	5,75	5,75

... schattiert unterlegte Werte sind Schätzwerte

Tabelle 2: Gebirgsart 3

Dem Porphyroid wird im Profilbereich ein durchschnittlicher und pessimistischer Gebirgsverhaltenstyp 2 zugeordnet. Für genauere Informationen zu den jeweiligen Gebirgsverhaltenstypen siehe Anhang A.

5 Methoden

5.1 Numerische Berechnung der plastischen Zone

5.1.1 Kennlinienverfahren

Das Kennlinienverfahren ermöglicht die Berechnung des Gebirgs- und System-Verhaltens in der Planung von Hohlrumbauten. Es dient zur Ermittlung des Spannungsverlaufes im Gebirge und zur Berechnung der Gebirgskennlinie und der Verformungen am Hohlraumrand (Radialverschiebungsverlauf in Tunnelachsenrichtung). Das Verfahren beruht auf der Kombination von der Gebirgskennlinie (GKL), der Ausbaukennlinie (AKL) und der Radialverschiebung in Tunnelachsenrichtung (LDP). Ein Hohlraum ist mit Ausbau stabil wenn sich die AKL und GKL schneiden, dadurch stellt sich ein Kräftegleichgewicht der treibenden Kräfte des Gebirges und der stützenden Kräfte des Ausbaues ein. Schneiden sich die Kennlinien jedoch nicht, sind der Ausbaustützdruck und die Steifigkeit der Stützmittel unzureichend. Mit Hilfe des Kennlinienverfahrens soll der erforderliche Stützmittelbedarf und der Einbauort der Stützmittel abgeleitet werden.

Die **Gebirgskennlinie (GKL)** beschreibt die Reaktion des Gebirges auf die Vortriebsarbeiten. Sie beschreibt den Zusammenhang eines „fiktiven“ inneren Stützdruckes und der Radialverschiebungen am Hohlraumrand.

Die **Ausbaukennlinie (AKL)** beschreibt den Widerstand, den die Stützmaßnahmen gegen die Verformung aufbauen. Sie wird durch die Steifigkeit, maximal aufnehmbare Spannung und Dehnung erklärt. Die Stützmittelmodelle basieren auf verschiedenen Materialverhalten, als einfaches Modell wird ein ideal-elastisch linear-plastisches Materialverhalten angenommen. Die **Radialverschiebungen in Tunnelachsenrichtung (LDP, Longitudinal Displacement Profile)** zeigen Verschiebungsverteilungen in örtlichem bzw. zeitlichem Zusammenhang. Dazu wird das zweidimensionale System auf ein dreidimensionales erweitert. Die Tiefe der plastischen Zone wird in den neueren LDP Modellen im Verlauf mit einbezogen (Gwschandtner, 2010).

Im Rahmen dieser Arbeit wird der Spannungsverlauf des Gebirges mittels der vorhandenen Daten (Tabelle 3) aus der Studie „Machbarkeitsstudie - Zentrum am Berg“ (Montanuniversität Leoben, 2010) berechnet.

Gegeben			
Radius	r_0	2.77	[m]
Überlagerung	t	28.2	[m]
Wichte	γ	32	[kN/m ³]
Poissonzahl	ν	0.26	[-]
Reibungswinkel	φ	30	[°]
Kohäsion	c	3.8	[MPa]
Berechnet			
Seitendruckbeiwert	k	0.35	[-]
Druckfestigkeit	σ_{UCS}	13.16	[MPa]
Primärspannung	p_0	0.90	[MPa]

Tabelle 3: Parameter zur Berechnung des Spannungsverlaufs im Gebirge (Montanuniversität Leoben, 2010)

Die Druckfestigkeit σ_{UCS} [MPa] im Stollenbereich wurde wie folgt berechnet (Brady and Brown, 1993):

$$\sigma_{UCS} = \frac{2c \times \cos\left(\frac{\varphi\pi}{180}\right)}{1 - \sin\left(\frac{\varphi\pi}{180}\right)} \quad (5.1)$$

Der Seitendruckbeiwert k [-] errechnet sich über die Formel (Prinz and Strauss, 2011):

$$k = \frac{\nu}{1 - \nu} \quad (5.2)$$

Die Primärspannung p_0 wird für den Stollenbereich mit folgender Formel berechnet (Prinz and Strauss, 2011):

$$p_0 = \frac{t \times \gamma}{1000} \quad (5.3)$$

Aus den Berechnungen ergibt sich, dass der Primärspannungszustand geringer ist als die Gebirgsdruckfestigkeit ist, das bedeutet die Spannungen liegen im elastischen Bereich. Die Berechnung des allgemeinen Spannungszustands bei elastischen Materialverhalten für einen kreisförmigen Hohlraum erfolgt über die folgenden Formeln (Brady and Brown, 1993):

- Tangentialspannung in Firste und Sohle:

$$\sigma_{t,S\&F} = p_0 \times (3 \times k - 1) \quad (5.4)$$

- Tangentialspannung und Radialspannung an der Ulme:

$$\sigma_{t,U} = p_0 \times (3 - k) \quad (5.5)$$

$$\sigma_{r,U} = 0 \quad (5.6)$$

- Spannungsverteilung nach KIRSCH (1898) mit schematischer Abbildun: (Kirsch, 1898)

$$\sigma_r = \frac{p_0}{2} \times \left[(1+k) \times \left(1 - \frac{r_0^2}{r^2} \right) - (1-k) \times \left(1 - 4 \times \frac{r_0^2}{r^2} + 3 \times \frac{r_0^4}{r^4} \right) \times \cos(2\theta) \right] \quad (5.7)$$

$$\sigma_t = \frac{p_0}{2} \times \left[(1+k) \times \left(1 + \frac{r_0^2}{r^2} \right) + (1-k) \times \left(1 + 3 \times \frac{r_0^4}{r^4} \right) \times \cos(2\theta) \right] \quad (5.8)$$

$$\sigma_{rt} = \frac{p_0}{2} \times \left[(1-k) \times \left(1 + 2 \times \frac{r_0^2}{r^2} - 3 \times \frac{r_0^4}{r^4} \right) \times \sin(2\theta) \right] \quad (5.9)$$

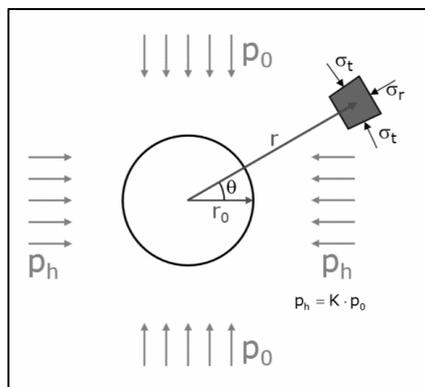


Abbildung 6: Spannungsverteilung
(Brady and Brown, 1993)

Mit:

- r_0 ... Ausbruchsradius [m]
- r ... Abstand von Hohlraumachse [m]
- k ... Seitendruckbeiwert [-]
- p_0 ... Primärspannungszustand [MPa]
- θ ... Winkel zwischen vertikaler Achse und Betrachtungspunkt [°]

5.2 In situ geophysikalische Untersuchungen

5.2.1 Geoelektrische Widerstandstomographie

Die Geoelektrische Tomographie liefert ein Abbild der Verteilung des spezifischen elektrischen Widerstandes innerhalb eines zu untersuchenden Objekts aus Messwerten, die an der Oberfläche des Objekts gewonnen werden. Bei den geoelektrischen Verfahren wird Gleichstrom oder niederfrequenter Wechselstrom verwendet. Inversionsverfahren verwenden die gemessenen Widerstandswerte und bestimmen die Widerstandsverteilung im Modellraum. Es werden Zonen unterschiedlicher elektrischer Leitfähigkeit dargestellt. Je tiefer die Strukturen bzw. die Schichten liegen, umso geringer ist die Auflösung. Die Methode gilt als grundsätzlich geeignet für die Erkennung gestörter Gesteinsbereiche. Die EDZ ist unter anderem durch einen hohen elektrischen Widerstand charakterisiert (Kearey et al., 2002).

Geoelektrische Widerstandstomographien kommen routinemäßig in den ingenieurgeologischen und hydrogeologischen Erkundungsprogrammen zur Untersuchung der nahen Oberflächengeologie zum Einsatz (Kearey et al., 2002).

5.2.1.1 Grundlagen

Bei einer geoelektrischen Messung wird mit Hilfe von Elektroden dem Untergrund ein elektrisches Feld induziert und die resultierende Potentialdifferenz ΔU [V] wird an zwischenliegenden Potentialsonden an der Oberfläche gemessen. Die Ausbreitung des eingepprägten Stroms wird durch die räumliche Verteilung der physikalischen Eigenschaften (elektrischer Widerstand, Dielektrizitätskonstante, magnetische Permeabilität) beeinflusst. Der elektrische Widerstand R [Ω] des Untergrundbereiches kann durch die Stärke des eingespeisten Stroms I [A] und der gemessenen Spannung U [V] an den Potentialsonden berechnet werden. Da der reale geologische Untergrund inhomogen ist, werden die scheinbaren spezifischen elektrischen Widerstände ρ [Ωm] für die jeweilige aktuelle Elektrodenkonfiguration aus der Potentialdifferenz, dem gemessenen Strom und einem Geometriefaktor bestimmt. Informationen über den Tiefenbau des Untergrundes erhält man durch Vergrößerung des Abstandes der Einspeise-Elektroden, in der Regel beträgt die Eindringtiefe ungefähr ein Viertel vom Elektrodenabstand abhängig von der gewählten geometrischen Messanordnung. Der bei den Messungen ermittelte elektrische Widerstand ist von der Porosität, dem Tongehalt und dem Wassergehalt, sowie der elektrischen Leitfähigkeit des Porenwassers abhängig (Prinz & Strauss, 2011). Auftretende Abweichungen der Potentialdifferenzen vom angenommenen homogenen Untergrund geben Aufschluss über die Form und die elektrischen Eigenschaften der oberflächennahen Inhomogenitäten (Kearey et al., 2002).

Der spezifische elektrische Widerstand eines Materials ist eine temperaturabhängige Materialkonstante und von der Atomdichte und der Anzahl der freien Elektronen abhängig. Sein Kehrwert bildet die elektrische Leitfähigkeit σ [Sm^{-1}]. Beide Kenngrößen (ρ und σ) sind konstante Materialkenngrößen der Substanz, aus der ein Leiter besteht und somit nicht von der angelegten elektrischen Spannung abhängig (Harten, 2012). Die Leitfähigkeit der Gesteine wird durch den Elektrolytgehalt in den Poren bestimmt, da die gesteinsbildenden Minerale außer Erze an sich Isolatoren sind und den Strom daher nicht leiten. Der elektrische Kontakt dieser gefüllten Poren untereinander hat einen wesentlichen Einfluss auf die Leitfähigkeit. Auf der Basis des Ohm'schen Gesetzes lässt sich für einen leitfähigen Zylinder mit dem Widerstand δR , der Länge δL und der Querschnittsfläche δA durch Anwendung der Formel 5.10 der spezifische elektrische Widerstand berechnen (Kearey et al., 2002).

$$\rho = \frac{\delta R \times \delta A}{\delta L} \quad (5.10)$$

5.2.1.2 Messanordnung

Zur Messung des spezifischen Widerstandes des Untergrundes wurden Mehrpunktverfahren entwickelt, die von der Oberfläche aus durchgeführt werden. Die geometrischen Messanordnungen werden je nach Aufgabenstellung gewählt. Allgemeine Anwendung finden die WENNER- oder SCHLUMBERGER- bzw. Dipol-Dipol-Konfiguration. Werden bei einer Messung mehr als vier Elektroden verwendet, spricht man von einer **Multielektrodenmessung**. Diese Methode liefert durch die Vielzahl der Messwerte eine **Tiefensondierung**, ein Bild der elektrischen Leitfähigkeitsverteilung in Abhängigkeit von der Tiefe des Untergrundes (Prinz and Strauss, 2011).

5.2.1.2.1 Messanordnung einer WENNER- Konfiguration

Bei der WENNER- Konfiguration sind die Einspeise-Elektroden [A, B] und die Potentialsonden [M, N] im gleichen Abstand a voneinander, in einer Linie angeordnet (Abbildung 7). Daraus ergibt sich bei der Berechnung des scheinbaren spezifischen Widerstandes ein Konfigurationsfaktor k von $2\pi a$. Die Berechnung folgt nach der Gliederung k - Konfigurationsfaktor, ΔV - Potentialdifferenz zwischen M und N und I - Strom zwischen A und B (Kearey et al., 2002):

$$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I} \quad (5.11)$$

Die Eindringtiefe z in den Untergrund ist abhängig vom Abstand der Elektroden, eine erste Näherung der Tiefe ist $\frac{1}{4}$ der Messanordnung. Der berechnete spezifische Widerstand wird dem Mittelpunkt der Anordnung zugeordnet (Kearey et al., 2002).

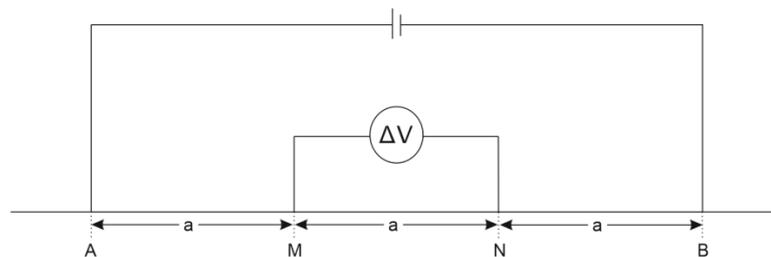


Abbildung 7: Wenner Konfiguration (Kearey et al., 2002)

5.2.1.3 Prinzip der 2D-Widerstandstomographie (=Widerstandssondierungskartierung)

Die Messwertaufnahme erfolgt über eine Multielektrodenauslage, es wird eine große Anzahl von Sonden-Elektroden-Kombinationen über einen prozessgesteuerten Messablauf abgearbeitet. Der Untergrund wird fortlaufend an dem Messprofil lateral

dicht abgetastet, durch Messüberlappungen in größeren Eindringtiefen wird eine gute Auflösung erzielt (Knödel, 2005).

Die Multielektrodenauslage entlang eines Profils erfolgt über Metallspieße, nicht korrektes einmessen der Spieße kann zu Messungenauigkeiten führen. Positionsfehler und unzureichende galvanische Ankopplung pflanzen sich in den Messwerten fort. Die Messanordnung der Spieße wird je nach Aufgabenstellung gewählt (geforderte Eindringtiefe, horizontale/vertikale Auflösung, Leistungsparameter der Apparatur) (Knödel, 2005).

Die lateralen Informationen erhält man durch die Verschiebung einer konstanten Elektrodenkonfiguration auf einem Profil, Aussagen über die Tiefen durch die Vergrößerung des Elektrodenabstandes. Die Rohdaten zeigen als erstes Model eine „Pseudosektion“, die Darstellung der scheinbaren Widerstände, sie zeigt eine qualitative Tiefenzuordnung der Messwerte, wobei die reale Tiefe ungefähr der Hälfte der Pseudosektionstiefe entspricht. Die Pseudosektion zeigt eine verzerrte Projektion der Realität und entspricht nicht einer geologischen Sektion. Zur Bestimmung der spezifischen Widerstandsverteilung des Untergrundes werden die Rohdaten rechnerisch invertiert und in Form eines Inversionsmodells dargestellt, dass durch Iterationen verbessert werden kann. Erst nach der 2D-Modellrechnung erhält man eine echte Tiefensektion, in der die spezifischen Widerstände topographisch angepasst (in Bezug auf Tiefen- und Horizontallage), quantitativ berechnet und dargestellt sind (Knödel, 2005).

Das Messprinzip einer Wenner Sondierung zeigt die Abbildung 8, im oberen Teil werden die Elektrodenabstände a der Elektroden (A, M, N, B) dargestellt. Sie werden um ein ganzzahliges Vielfaches der Metallspieße schrittweise erweitert. Über eine Messapparatur wird die Schaltung als Sonde oder Elektrode gesteuert. Als Ergebnis erhält man eine zweidimensionale Darstellung des scheinbaren elektrischen Widerstandes, die als „Pseudosektion“ bezeichnet wird. Der x -Koordinate werden die Einzelmessungen des jeweiligen Aufstellungszentrums zugeordnet und der z -Koordinate eine dem Elektrodenabstand entsprechenden Tiefe (sog. Pseudotiefe, hier mit Ebene bezeichnet) (Knödel, 2005).

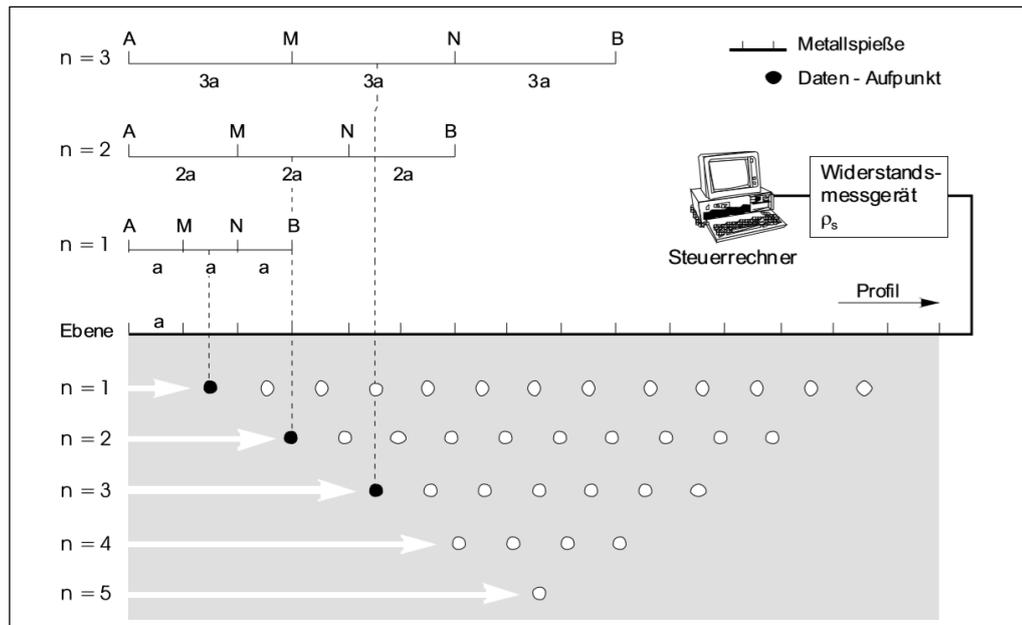


Abbildung 8: Wenner-Sondierungskartierung (Knödel, 2005)

5.2.2 GPR- Georadarmessung

Das Georadar GPR (Ground Penetrating Radar) ist ein elektromagnetisches Impulsreflexionsverfahren und ermöglicht die Darstellung von oberflächennahen Gesteinsstrukturen über die Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Welle. Die gesendeten hochfrequenten elektromagnetischen Wellen werden im Untergrund an den Grenzen unterschiedlicher Materialien teilweise reflektiert und teilweise transmittiert. Es wird die weg- bzw. tiefenabhängige Laufzeit sowie die Intensität der reflektierten Welle gemessen. Die Intensität der reflektierten Welle ist von den physikalischen Kenngrößen der Materialien bestimmt, je größer deren Kontraste umso stärker ist die Intensität. Die Dämpfung der Radar-Ausbreitungsgeschwindigkeit ist von der relativen Dielektrizitätskonstante ϵ_r [As/Vm] und der Leitfähigkeit des Untergrundes abhängig (Prinz and Strauss, 2011).

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Welle (V) ist gegeben durch (Kearey et al., 2002):

$$V = \frac{1}{\sqrt{(\mu\epsilon)}} \quad (5.12)$$

μ ... magnetische Permeabilität

ϵ ... Dielektrizitätskonstante

5.2.3 Temperaturmessung

Der Temperverteilung im Gebirge entlang der Profile wird gemessen und Temperaturänderungen durch wasserführende Klüfte und Störungen zu erkunden. Die Temperaturbestimmung erfolgt mit einem digitalen Thermometer.

5.3 Laboruntersuchungen und Kennwertbestimmung

5.3.1 Geomechanische Tests

Die mechanischen Tests dienen zur Bestimmung verschiedener geotechnischer Kennwerte. Das Ziel dieser Untersuchungen ist die Bestimmung von Gebirgskennwerten als Grundlage für tunnelbautechnische Berechnungen zur Auswahl des Vortriebsverfahrens und zur Abschätzung von Art und Ausmaß der Sicherungsmittel sowie der zu erwartenden Verformungen.

5.3.1.1 Schmidt'scher Rebound-Hammer

Dieser Index Test dient zur Beurteilung der Gesteinsfestigkeit, es werden Rückprallwerte mit dem Schmidt'schen Beton- Prüfhammer ermittelt. Mit dem Index kann die einaxiale Druckfestigkeit abgeschätzt werden. Die Prüfung erfolgt zerstörungsfrei (Prinz and Strauss, 2011).

Mit einer definierten Energie schlägt ein Prüfhammer, hier vertikal, auf die zu prüfende Oberfläche des Kernstücks. Je nach elastischem Verhalten der Probe prallt der Schlagbolzen unterschiedlich stark zurück. Der Prall wird vom Gerät gemessen, dieser Rückprallwert ist ein Maß und Index für die Felsqualität. Mit diesem Wert kann man aus Umwertungskurven die Druckfestigkeit herauslesen (Prinz and Strauss, 2011). Im Rahmen der Masterarbeit wird ein Schmidt-Hammer Modell N (Messbereich von 10 bis 70 N/mm² Druckfestigkeit, Schlagenergie = 2,207Nm) der Technischen Universität Graz eingesetzt.

5.3.1.2 Einaxialer Druckversuch

Dieser Versuch dient zur labormäßigen Bestimmung der Druckfestigkeit und der Verformungseigenschaften von zylindrischen Gesteinsproben unter einem einaxialen Belastungszustand. Es können Parameter wie das Elastizitätsmodul (E-Modul) [N/mm²], das Verformungsmodul (V-Modul) [N/mm²], die Querdehnungszahl ν [-], die einaxiale Druckfestigkeit σ_{UCS} [N/mm²], die Bruchdehnung ε [-] und die Zerstörungsenergie E_z [J/m³] bestimmt werden. Anhand der Versuchsergebnisse erfolgt

die Charakterisierung und Klassifizierung von Festgesteinen sowie die Ableitung von Kennwerten für geotechnische Fragestellungen. Die einaxiale Gesteinsdruckfestigkeit wird zur Abschätzung der Gebirgsdruckfestigkeit herangezogen (Mutschler, 2004).

Versuchsablauf:

Ein zylindrischer Prüfkörper wird mit computergesteuerten Wegaufnehmern ausgestattet und in die Druckprüfmaschine eingespannt. Auf den Prüfkörper wird eine axial wirkende Druckbelastung ausgeübt. Diese kann entweder dehnungsgeregelt, Belastung mit konstanter Dehnungsrate, oder kraftgeregelt, Belastung mit konstanter Spannungsrate, erfolgen. Während des gesamten Versuches wird die Kraft und Deformation der Probe kontinuierlich gemessen, graphisch erfolgt zeitgleich eine Darstellung der Veränderungen über eine Spannungs- Dehnungs- Linie (Mutschler, 2004).

Die Belastung der Probe erfolgt in mehreren Be- und Entlastungszyklen um Kennwerte des elastischen Verhaltens des Gesteins bestimmen zu können. Die **Verformungsmoduln** werden aus den Arbeitslinien des Spannungs-Dehnungs-Diagramms als Sekantenmodul berechnet. Das V-Modul wird aus der Steigung des Erstbelastungsastes der Spannungs-Dehnungs-Linie und das E-Modul aus der Neigung der Verbindungslinie zwischen dem Maximal- und dem Minimaldruck des ersten Entlastungszyklus ermittelt. Die Erstbelastung erfolgt mit einer definierten steigenden Kraft bis 75 kN, anschließend folgt eine Entlastung bis auf 25 kN. Die folgende Wiederbelastung erfolgt mit einer konstanten Umfangsdehnungsrate ΔU von 0,03 mm/min bis das Bruchversagen eintritt. Nach dem Bruch wird in den Post-Failure Bereich, unter Einschaltung von Entlastungs- und Wiederbelastungszyklen, belastet um das Nachbruchverhalten festzustellen und das Gestein der Klasse I oder II zuzuordnen (Abbildung 9). Gesteine der Klasse I zeigen nach dem Bruch einen Abfall der Druckspannung eine Zunahme der Längsdehnung, Gesteine der Klasse II zeigen dagegen bei Druckspannungsabfall eine Abnahme der Längsdehnung, das heißt Energie wird freigesetzt und der Bruch geht ohne weitere Spannungssteigerung von statten (Mutschler, 2004).

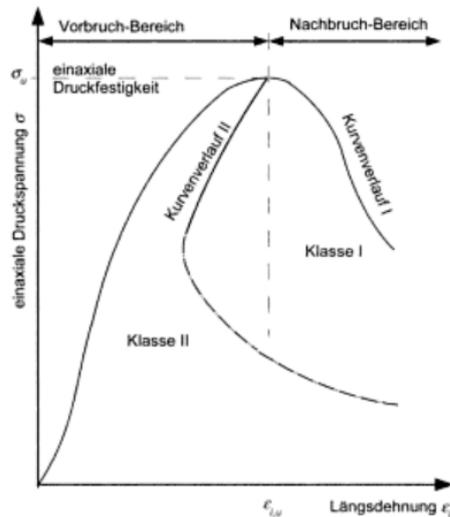


Abbildung 9: Einaxialer Druckversuch an Gesteinsproben (Soos and Engel, 2008)

Versuchsauswertung:

Die Änderung des Umfangs der Probe wird über einen Umfangsdehnungsaufnehmer (*circumferential Extensometer*) (Abbildung 10) gemessen und mit den folgenden Formeln berechnet (MTS Rock and Concrete Mechanics Testing Systems, Technical Description, 2001):

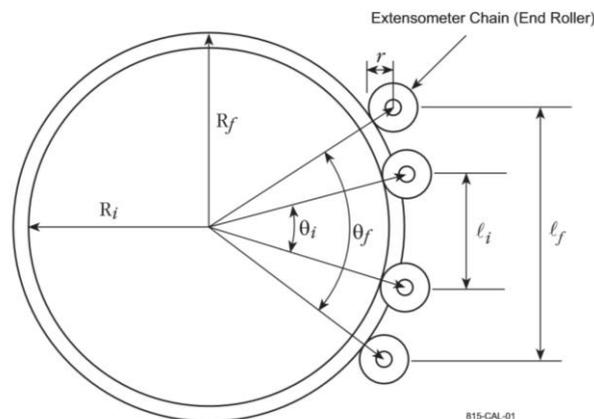


Abbildung 10: circumferential Extensometer

Abbildungsparameter:

- l_i ... Kettenlänge vor Messung [mm]
- l_f ... Kettenlänge nach Messung [mm]
- r ... Radius des Kettenrollers [mm]
- R_i ... Radius vor Messung [mm]
- R_f ... Radius nach Messung [mm]
- θ_i ... Kettenwinkel vor Messung [rad]
- θ_f ... Kettenwinkel nach Messung [rad]

Die Berechnung der Umfangsdehnung ε_c lautet:

$$\varepsilon_c = \left(\frac{\Delta C}{C_i} \right) \quad (5.13)$$

- ε_c ... Umfangdehnung [-]
 C ... Anfangsumfang der Probe [mm]
 ΔC ... Umfangsänderung der Probe [mm]

Die Umfangsänderung der Probe ΔC ergibt sich wie folgt:

$$\Delta C = \frac{\Delta l \pi}{\left(\sin \left(\frac{\theta_i}{2} \right) \right) + \left(\pi + \frac{\theta_i}{2} \right) \cos \left(\frac{\theta_i}{2} \right)} \quad (5.14)$$

Die unbekannt Parameter von Gleichung 5.14 werden wie folgt berechnet:

Kettenlängenänderung Δl [mm]:

$$\Delta l = l_f - l_i \quad (5.15)$$

Anfangswinkel der Kette θ_i [rad]:

$$\theta_i = 2\pi - \frac{l_c}{(R_i + r)} \quad (5.16)$$

- l_c ... Kettenlänge (bleibt konstant) [mm]

Die weiteren Parameter werden mit den folgenden Formeln ermittelt (Mutschler, 2004):

Die einaxiale Druckfestigkeit σ_{UCS} entspricht dem Höchstwert der einaxialen Spannung σ [N/mm²]:

$$\sigma = \frac{F}{A} \quad (5.17)$$

- F ... Prüfkraft [N]
 A ... Querschnittsfläche der Probe [mm²]

Das Verformungsmodul [N/mm²] wird wie folgt berechnet:

$$V = \frac{\Delta \sigma_{1loading}}{\Delta \varepsilon_{1loading}} \quad (5.18)$$

- $\Delta \sigma_{1loading}$... Spannungsbereich der Erstbelastung [N/mm²]
 $\Delta \varepsilon_{1loading}$... Dehnungsänderung der Erstbelastung [N/mm²]

Das Elastizitätsmodul [N/mm²] berechnet sich mit folgender Gleichung:

$$E = \frac{\sigma}{\varepsilon} = \frac{\Delta\sigma_{unloading}}{\Delta\varepsilon_{unloading}} = \frac{\sigma_0 - \sigma_u}{\varepsilon_{l0} - \varepsilon_{lu}} \quad (5.19)$$

σ	... Spannung [N/mm ²]
$\Delta\sigma_{unloading}$... Spannungsänderung bei Entlastung [N/mm ²]
σ_0	... Spannung bei Entlastung [N/mm ²]
σ_u	... Anfangsspannung [N/mm ²]
ε	... Dehnung [-]
$\Delta\varepsilon_{unloading}$... Dehnungsänderung bei Entlastung [-]
ε_{l0}	... Längsdehnung bei Entlastung [-]
ε_{lu}	... Anfangslängsdehnung [-]

Die Querdehnungszahl ν [-] ergibt sich wie folgt:

$$\nu = -\frac{\varepsilon_q}{\varepsilon_l} \quad (5.20)$$

ε_q	... Querdehnung [-]
ε_l	... Längsdehnung [-]

Die Zerstörungsenergie E_z [J/m³] lässt sich über das Flächenintegral unter der Diagrammkurve berechnen.

5.3.1.3 Spaltzugversuch

Der Spaltzugversuch ist ein Verfahren zur indirekten Bestimmung der einaxialen Zugfestigkeit von Gesteinsproben. Ein zylindrischer Prüfkörper wird mit einer diametral wirkenden Druckkraft bis zum Zugbruch belastet. Der Bruch tritt ein wenn die Zugspannung den Wert der Gesteinszugfestigkeit erreicht. Die Spaltzugfestigkeit steigt mit zunehmender Druckfestigkeit. Der Versuch liefert für jeden Prüfkörper eine Bruchlast F [kN]. Über das Verhältnis der Gesteinsdruckfestigkeit zu Spaltzugfestigkeit kann die Kompetenz/Sprödigkeit eines Gesteins abgeleitet werden (Pahl, 1985).

Versuchsablauf:

Die Versuchsdurchführung erfolgt in einer hydraulischen Prüfeinrichtung an kreiszylindrischen Prüfkörpern mit einer Länge l [mm], die mindestens dem halben und höchstens dem ganzen Durchmesser d [mm] entspricht. Vor Versuchsbeginn erfolgt eine Typeneinordnung der Gesteinsproben nach Schichtungsrichtung und

Schichtungsgrad, da die Festigkeitsanisotropie zu berücksichtigen ist. Die Lastplatten bringen steigend Kraft mittig auf den Prüfkörper auf (Abbildung 11). Die Spannungsverteilung (Abbildung 12) im Schnitt durch die Belastungsebene zeigt, dass die Vertikalspannung σ_V eine Druckspannung und die Horizontalspannung σ_H , über ca. 70% des Prüfkörperdurchmessers, eine gleichmäßig verteilte Zugspannung ist. In den Krafteinleitungszonen ist σ_H eine Druckspannung (Pahl, 1985).

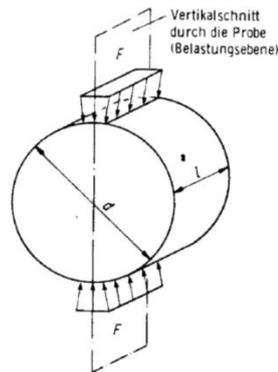


Abbildung 11: Schemaskizze des Spaltzugversuches (Pahl, 1985)

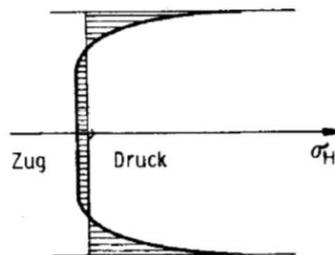


Abbildung 12: Horizontalspannungsverlauf in einem Vertikalschnitt durch den Prüfkörper (Pahl, 1985)

Versuchsauswertung:

Auf der Grundlage der Elastizitätstheorie kann die Zugfestigkeit σ_z [N/mm²] des Gesteins aus der Bruchlast und den Prüfkörperabmessungen mittels folgender Formel ermittelt werden (Prinz and Strauss, 2011):

$$\sigma_z = \left(\frac{2 \times F}{\pi \times d \times l} \right) \quad (5.21)$$

- F ... Bruchkraft [N]
- d ... Probendurchmesser [mm]
- l ... Probenlänge [mm]

5.3.2 Petrophysikalische Untersuchungen

Im Rahmen der Untersuchungen werden verschiedene physikalische Eigenschaften der Gesteine bestimmt.

Petrophysikalische Labormessungen an Bohrkernmaterial geben die Grundlage für die Interpretation der geophysikalischen Feldmessungen und ermöglichen direkte und indirekte Rückschlüsse auf den mechanischen Zustand der Gesteine.

Für die gesamten petrophysikalischen Untersuchungen werden Zylinderproben, mit einem ungefähren Durchmesser von 25 mm und einer Höhe von 22 mm verwendet. Die genauen Abmessungen je Probe werden mit einer elektronischen Schiebelehre bestimmt.

5.3.2.1 Dichte

Die Dichte ρ ist definiert als Masse m durch Volumen V und wird mit der SI-Einheit kg/m^3 angegeben (Harten, 2012).

$$\rho = \frac{m}{V} \quad (5.22)$$

Das Gestein ist ein heterogenes Gemisch und besteht aus einem Dreiphasensystem, der festen Phase (Minerale), der flüssigen Phase (in den Porenräumen auftretende Fluide, z.B. Erdöl, Wasser) und der gasförmigen Phase (Luft, Porengas) (Boley, 2011). Es werden unterschiedliche Dichten bezogen auf die Gesteinskomponenten definiert (Schön, 1996):

- ρ_{bulk} ...mittlere Dichte bezogen auf das Gesteinsvolumen, inklusive Poren etc.
- ρ_i ...Dichte einer individuellen Gesteinskomponente i
- ρ_m ...mittlere Dichte der festen Matrix: Matrixdichte, Korndichte (ohne Poren)
- ρ_p ...mittlere Dichte des Porenfluids (z.B. Wasser oder Luft)

Die Dichte eines Minerals ist von der Elementzusammensetzung, der internen Bindung und der Struktur abhängig. Die Dichte des Porenfluids wird von der chemischen Zusammensetzung (inklusive der löslichen Komponenten), Druck und Temperatur bestimmt (Schön, 1996).

Für die Trockendichtebestimmung der Proben wird zunächst das Volumen der Probe durch Abmessung der Länge und des Durchmessers berechnet und die Masse (m_{trocken}) mit Hilfe einer Waage bestimmt. Die Trockendichte ergibt sich durch Division der Trockenmasse durch das berechnete Volumen (Knödel, 2005).

Die Bestimmung der Korndichte ρ_s und des Kornvolumens V_p erfolgt über das Helium-Pyknometer. Die Korndichte wird definiert als Masse der Festsubstanz (m_p) dividiert durch das Volumen der Festsubstanz (V_p) in kg/m^3 . Das Pyknometer wird verwendet um das Volumen des Feststoffes zu bestimmen und weiters damit die Korndichte zu berechnen (Knödel, 2005).

Das physikalische Prinzip beruht auf dem Boyle-Mariotte'schen Gesetz ($p \times V = \text{const.}$, bei $T = \text{const.}$), welches als Abwandlung des idealen Gasgesetzes zur Bestimmung des Volumens des Feststoffanteils angewandt wird (Schubert, 2003). Die Messung der Probe erfolgt in einer luftdicht verschlossenen Probenzylinderkammer. Für einen bestimmten Zeitraum während der Messung wird die Luft in der Kammer durch ein inertes, ideales Gas, hier Helium, ersetzt. Es wird die Gasverdrängung, welche durch den eingebrachten Probenkörper bewirkt wird, bestimmt. Genauere Informationen zum Messvorgang des verwendeten Ultrapyknometers 1000 der Firma Quantachrome sind der Bedienungsanleitung zu entnehmen.

Die Korndichte $\rho_{s,P}$ wird wie folgt berechnet (Knödel, 2005):

$$\rho_{s,P} = \frac{m_p}{V_p} \quad (5.23)$$

$\rho_{s,P}$... Korndichte Pyknometermessung

m_p ... Probentrockenmasse

V_p ... Kornvolumen der Probe

5.3.2.2 Porosität

Die Porosität Φ ist definiert als der Quotient aus dem Volumen der Poren und dem Gesamtvolumen (Prinz and Strauss, 2011). Sie beschreibt den Hohlraumanteil in einem Gestein ohne genetische Zuordnung oder Differenzierung der Poren nach ihrer Form, Größe, Verteilung und Verbindung untereinander. Es wird zwischen der Gesamtporosität und nutzbaren/effektiven Porosität unterschieden. Die Gesamtporosität beinhaltet alle mit Gas oder Flüssigkeiten gefüllten Hohlräume. Die effektive Porosität umfasst den Anteil des Porenraums der miteinander verbunden ist und dem Transport von Fluiden und Gassen zu Verfügung steht (Knödel, 2005). Sie wird mit Hilfe einer Tauchwägung nach dem Archimedes Prinzip ermittelt. Die Proben werden trocken [m_{trocken}], wassergesättigt [$m_{\text{wasserges.}}$] und unter Auftrieb in Wasser [m_{Auftrieb}] gemessen. Für die Trockenwägung werden die Proben zuerst über Nacht (ungefähr 12 Stunden) bei 105°C getrocknet, nach der Messung werden diese für weitere 12 Stunden in einer Lösung, mit der Zusammensetzung 1 g NaCl in 1l destillierten Wasser gesättigt um $m_{\text{wasserges.}}$ zu ermitteln. Anschließend folgt die Messung der Masse unter Auftrieb über

einen eingetauchten Messzylinder in einem Wasserbehälter. Um Messabweichungen zu minimieren werden alle Messungen drei Mal wiederholt und aus den Daten der Mittelwert gebildet.

Versuchstechnisch wird die Porosität n des Festgesteins mit dem Helium- oder Pulverpyknometer bestimmt oder wie folgt nach dem Prinzip von Archimedes ermittelt (Prinz and Strauss, 2011):

$$n_{Gest.} = \frac{m_{wasserges.} - m_{trocken}}{m_{wasserges.} - m_{Auftrieb}} \quad (5.24)$$

Die Heliumporosität Φ_{Helium} wird im Labor über die Korndichte am Ultrapyknometer 1000 der Firma Quantachrome Instruments bestimmt. Sie errechnet sich laut der Gleichung (5.25) über die Trockendichte ρ_{trocken} :

$$\Phi_{\text{Helium}} = \left(1 - \frac{\rho_{\text{trocken}}}{\rho_s}\right) \times 100 \text{ [%]} \quad (5.25)$$

In Bezug auf den Porenraum von Gesteinen lassen sich drei Formen der Porosität unterscheiden: *Interpartikel-* oder *Zwickel-Porosität*, bedingt durch den Porenraum zwischen Komponenten, *Kluftporosität*, bedingt durch Klüfte und Spalten, und die *Lösungsporosität*, die durch die Lösung von Komponenten entstanden ist (Grotzinger, Siever and Jordan, 2008).

5.3.2.3 Akustische Untersuchungen: v_s, v_p – Wellengeschwindigkeit

Die akustischen Untersuchungen bedienen sich der Ausbreitung von seismischen Wellen. Die Grundlage dafür bildet als physikalisches Fundament die Elastizitätstheorie, auf der die mathematische Beschreibung der seismischen Wellenausbreitung aufbaut. Die Elastizitätstheorie befasst sich mit der Verformung eines Körpers durch eine auf dessen Oberfläche einwirkende Kraft (Kearey et al., 2002).

Seismische Wellen sind nicht- dispersiv, das heißt alle frequenzabhängigen Komponenten in einer Schwingungsbahn durchlaufen jedes Material mit derselben Geschwindigkeit, abhängig von dem Elastizitätsmodul und der Dichte des Materials. Es wird zwischen zwei Gruppen von seismischen Wellen unterschieden: *Raumwellen* und *Oberflächenwellen*, im Zuge dieser Masterarbeit werden nur Raumwellen behandelt. Die Raumwellen werden in Kompressionswellen longitudinal (v_p , primär) oder P-Wellen, schwingen parallel zur Ausbreitungsrichtung und den Scherwellen transversal (v_s , sekundär) oder S-Wellen, schwingen quer zur Ausbreitungsrichtung, unterteilt (Kearey et al., 2002).

Für die Beschreibung der Ausbreitungsgeschwindigkeiten der v_s und v_p Wellen werden folgende Parameter verwendet (Schön, 1996):

- young's Modulus E : Verhältnis von Stress / Strain im uniaxialen stress state
- Compressional wave modulus M : Verhältnis von Stress / Strain im uniaxialen strain state
- bulk compressional modulus k : Verhältnis von hydrostatischem stress / volumetrischem strain
- Shear Modulus μ : Verhältnis shear strain / shear stress
- Poissonzahl ν : definiert als negatives Verhältnis von lateralem strain / axial strain im uniaxialen stress state
- Dichte ρ : hier als bulk density (Bodendichte)

$$v_p = \left[\frac{M}{\rho} \right]^{\frac{1}{2}} = \left[\frac{E}{\rho} \times \frac{1 - \nu}{(1 + \nu) \times (1 - 2\nu)} \right]^{\frac{1}{2}} = \left[\frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \right]^{\frac{1}{2}} = \left[\frac{k + \left(\frac{4}{3}\right)\mu}{\rho} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (5.26)$$

$$v_s = \left[\frac{\mu}{\rho} \right]^{\frac{1}{2}} = \left[\frac{E}{\rho} \times \frac{1}{2 \times (1 + \nu)} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (5.27)$$

Die elastischen Parameter ν , μ , M , E_{dyn} , λ und k werden wie folgt mit den Wellengeschwindigkeiten und der bulk density berechnet (Schön, 1996):

$$\nu = \frac{1 (v_p \div v_s)^2 - 2}{2 (v_p \div v_s)^2 - 1} \quad (5.28)$$

$$\mu = \rho \times v_s^2 \quad (5.29)$$

$$M = \rho \times v_p^2 \quad (5.30)$$

$$E_{dyn} = \rho \times v_p^2 \frac{(1 + \nu)(1 - 2\nu)}{1 - \nu} = \rho \times v_s^2 \frac{3 \times v_p^2 - 4 \times v_s^2}{v_p^2 - v_s^2} \quad (5.31)$$

$$\lambda = \rho (v_p^2 - 2 \times v_s^2) \quad (5.32)$$

$$k = \rho \left(v_p^2 - \frac{4}{3} \times v_s^2 \right) \quad (5.33)$$

Im Gestein ist die Ausbreitungsgeschwindigkeit der seismischen Wellen von den elastischen Eigenschaften der gesteinsbildenden Minerale, deren Kontakt, Zementation und Bindung, sowie der Porosität, der Sättigung, den Druck- und Temperaturbedingungen und der Porenfüllung abhängig. In anisotropen Materialien

zeigt sich ein direkter Zusammenhang der Parameter. Mit zunehmendem Druck und Verheilung der Klüfte, Risse und Porenräume steigt die Geschwindigkeit. Bei zunehmender Temperatur ändern sich die elastischen Eigenschaften der gesteinsbildenden Minerale, es tritt einer Veränderung der Porenfüllung und Kornzusammensetzung auf, infolgedessen kommt es zu einer Verlangsamung der Durchdringungsgeschwindigkeit.

In magmatischen und metamorphen Gesteinen ist die Ausbreitungsgeschwindigkeit wesentlich von den Klüften, Rissen und Poren, deren Anisotropie, Druck und Temperatur beeinflusst. Für die Sedimentgesteine sind die Faktoren Porosität und Matrix ausschlaggebend (Schön, 1996). In der folgenden Abbildung 13 sind die Wellengeschwindigkeiten einiger Gesteine dargestellt.

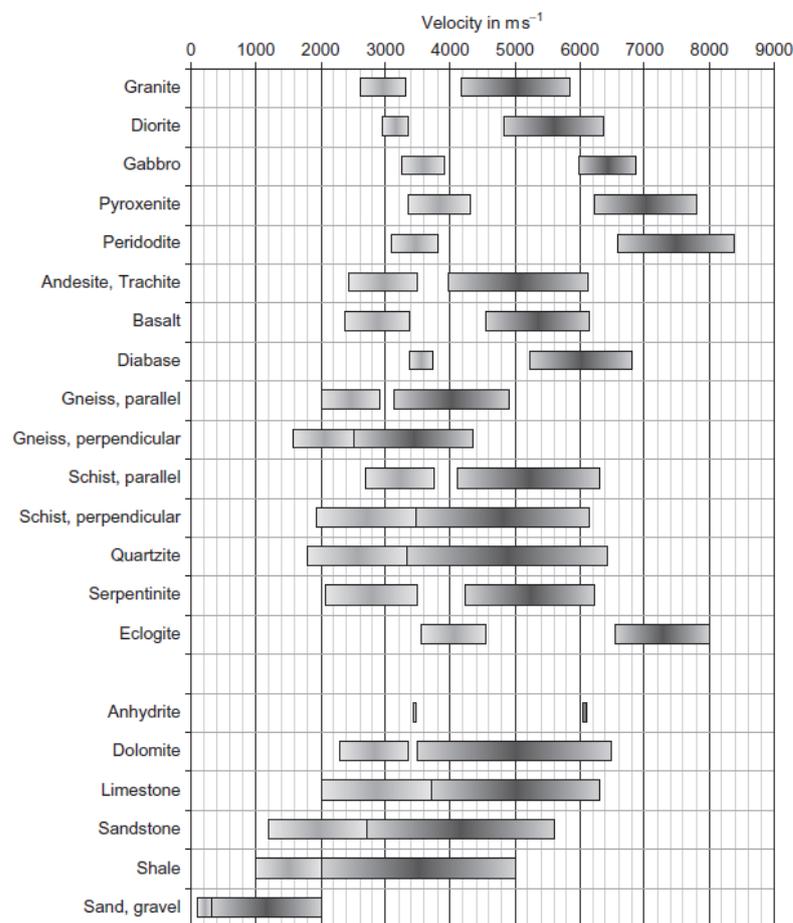


Abbildung 13: Kennwerte der Wellengeschwindigkeiten für verschiedene Gesteine: v_s (niedrigere Werte) und v_p (höhere Werte) (Schön, 2011)

Flüssigkeiten haben einen stärkeren Einfluss auf die Ausbreitungsgeschwindigkeit der v_p -Welle und einen geringen auf die der v_s -Welle, das heißt die Geschwindigkeit der v_p -Wellen ist im wassergesättigten Medium schneller als im trockenen und die v_s -Wellen verhalten sich genau umgekehrt (Mavko and Mukerji, 1998).

5.3.2.4 Elektrische Untersuchungen: spezifische elektrische Widerstandsmessung

Materialien werden anhand ihrer elektrischen Leitfähigkeitseigenschaften als Leiter, Halbleiter und Isolatoren (Nicht-Leiter) bezeichnet. Die meisten gesteinsbildende Minerale, Öl und Gas sind Isolatoren im Gegensatz zu wässrigen Lösungen, welche leitend sind. Die elektrische Leitfähigkeit ist von der Ionenkonzentration, der Ladungszahl der Ionen und der Temperatur abhängig. Ton, Alterationen, Lösungsprozesse, Verwerfungen, Salzwasserintrusionen, Scherung und Verwitterung setzen den Widerstand von Gesteinen herab. Karbonat- Ausfällungen und Silifizierung erhöhen den elektrischen Widerstand. Der spezifische elektrische Widerstand ρ_o der Gesteine ist von vielen Faktoren abhängig wie von der Lithologie, der Porosität, der Porenraumbildung und -verteilung, dem Porenfluid und dem Tongehalt (Schön, 1996).

Der spezifische elektrische Widerstand der Porenflüssigkeit ρ_w verringert sich mit zunehmender Salinität und steigender Temperatur. Archie (1942) beschreibt mit Hilfe einer empirischen Beziehung, der Archie Gleichung den Zusammenhang zwischen der Leitfähigkeit der Porenflüssigkeit, dem Sättigungsgrad des Porenraumes und der Porosität. Diese Berechnung ist nicht anwendbar wenn andere leitende Komponenten, wie Tone, Erze oder Graphite präsent sind (Schön, 1996).

Die Archie Gleichung zur Beschreibung der Leitfähigkeit gesättigter und teilgesättigter tonfreier Sedimente lautet (Knödel, 2005) :

$$\sigma_o = \frac{\Phi^m}{a} \times \sigma_w \times S^n \quad (5.34)$$

oder in der gebräuchlicheren Form für den spezifischen elektrischen Widerstand:

$$\rho_o = \frac{a}{\Phi^m} \times \rho_w \times S^{-n} = F \times \rho_w \times S^{-n} \quad (5.35)$$

σ_o	... elektrische Leitfähigkeit des Sediments [S/m]
ρ_o	... spezifischer elektrischer Widerstand des Sediments [Ω m]
σ_w	... elektrolytische Leitfähigkeit des Porenwassers [S/m]
ρ_w	... spezifischer elektrischer Widerstand des Porenwassers [Ω m]
Φ	... effektive Porosität [-]
m	... Zementationsexponent [-]
a	... Proportionalitätsfaktor [-]
S	... Sättigungsgrad [-]
n	... Sättigungsexponent [-]
F	... Formationswiderstandsfaktor (Formationsfaktor) [-]

Für die Berechnung sind der Zementationsexponent m und der Faktor a des Formationsfaktors F empirisch zu ermitteln, die Werte schwanken zwischen $1,3 < m < 2,4$ und $0,5 < a < 1$. Der Exponent m nimmt durchschnittlich mit dem Verfestigungsgrad der Sedimente zu, a wird häufig zur Vereinfachung mit dem Wert 1 angenommen, n wird meist mit ungefähr 2 angesetzt. Der Sättigungsgrad S ist bei vollständiger Wassersättigung 1. Ist das Gestein nur teilgesättigt tritt aufgrund des isolierenden Einflusses der Luft als Porenfüllung eine Verringerung der Leitfähigkeit auf (Knödel, 2005).

5.3.2.5 *Magnetische Untersuchungen*

5.3.2.5.1 *AMS-Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität*

Mit Hilfe der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität können Gefügeuntersuchungen an Gesteinen durchgeführt werden. Die magnetische Textur eines Gesteins wird nicht nur durch Form und Kristallstruktur der magnetischen Körner bestimmt, sondern auch durch die Anordnung magnetischer Domains innerhalb ferromagnetischer Körner. Solche Einregelungen werden durch geologischen Stress unmittelbar beeinflusst (Schön, 2011).

Es wird zwischen zwei Arten von Magnetismus unterschieden:

- 1) Induzierter Magnetismus, tritt auf wenn ein externes magnetisches Feld an ein Material mit magnetischer Suszeptibilität angelegt wird.
- 2) Remanenter Magnetismus, besteht unabhängig von der Präsenz eines extern angelegten Feldes und tritt bei ferri- und ferromagnetischen Substanzen, welche durch ein spontanes magnetisches Moment charakterisiert sind, auf.

Im Fall des induzierten Magnetismus charakterisiert die magnetische Suszeptibilität die Magnetisierbarkeit von Materie in einem externen magnetischen Feld (Schön, 2011). Die magnetische Suszeptibilität χ ist definiert als das Verhältnis der Stärke eines induzierten Feldes M (Magnetisierung) zu dem von außen angelegten Magnetfeld H (magnetische Feldstärke) (Schön, 1996):

$$\chi = \frac{M}{H} \quad (5.36)$$

Je nach Vorzeichen und Größe der Suszeptibilität gestattet diese eine Unterteilung der Stoffe in folgende Kategorien (Schön, 1996):

- 1) **Diamagnetika**: Weisen eine geringe negative Suszeptibilität (ca. 10^{-5} SI) auf und diese ist temperaturunabhängig. Die induzierte Magnetisierung ist beim Anlegen eines externen Magnetfeldes entgegengesetzt. Sie spielen bei der

Magnetisierung der Gesteine eine untergeordnete Rolle. Diamagnetische Minerale sind z.B. SiO_2 , CaCO_3 , NaCl .

- 2) **Paramagnetika:** Weisen eine positive Suszeptibilität (ca. 10^{-5} bis 10^{-2} SI) auf und diese ist temperaturabhängig. Die magnetischen Momente richten sich in einem Magnetfeld entsprechend aus, da Atome mit einem spontanen magnetischen Moment vorhanden sind. Paramagnetische Minerale enthalten Spuren oder wesentliche Anteile von Fe, Co, Ni, Mn, Cu, V, Cr, usw. Typische paramagnetische Minerale sind: Olivin, Pyroxene, Hornblende, Biotit, Granate.
- 3) **Ferro, Ferri- und Antiferromagnetika:** Weisen eine positive Suszeptibilität auf und diese ist temperaturabhängig. Diese sind positiv und temperaturabhängig. Die Ferromagnetika beinhalten geordnete magnetische Momente. Ferromagnetische Substanzen sind z.B. Fe, Co, Ni und zeigen eine um Zehnerpotenzen höhere und von der Feldstärke abhängige Suszeptibilität. Wichtige Minerale sind: Magnetit, Hämatit, Titanomagnetit, Magnetkies.
Bei antiferromagnetischen Substanzen sind die ferromagnetischen Momente paarweise antiparallel geordnet und gleich groß, daher ergibt sich eine Auslöschung der Magnetisierung. Typische Minerale sind FeS , MnO , Cr_2O_3 .
Ein ferrimagnetischer Stoff liegt dann vor, wenn sich die antiparallelen angeordneten ferromagnetischen Bereiche der Antiferromagnetika nicht völlig aufheben (Schön, 1996).

Die Messung der Anisotropie der Magnetischen Suszeptibilität (Richtungsabhängigkeit) ermöglicht die Bestimmung und Charakterisierung der Texturen und Strukturen (engl. petrofabrics) im Gestein. Ein magnetisch anisotropes Verhalten zeigt sich in einer Abhängigkeit der induzierten Magnetisierung von der Orientierung des Erregerfeldes. Die Anisotropie ist von zwei Einflussfaktoren abhängig: von der Anisotropie der Partikel selbst und deren Anordnung in der Gesamtheit. Mit Hilfe eines Tensors 2.Ordnung, sowie einem Rotationsellipsoid (Abbildung 14) kann die Orientierung und Variation einerseits beschrieben und andererseits visuell dargestellt werden. Die längste Achse des Ellipsoids stellt die Richtung der stärksten Magnetisierbarkeit und die kürzeste Achse die Richtung der schwächsten Magnetisierbarkeit dar (Tarling and Hrouda, 1993).

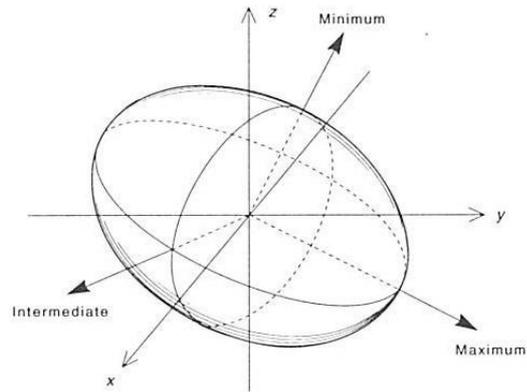


Abbildung 14: Das Suszeptibilitäts-Ellipsoid mit den Hauptachsen $k_{Maximum}$, $k_{Intermediate}$ und $k_{Minimum}$ des Anisotropietensors (Tarling and Hrouda, 1993)

Die magnetische Anisotropie wird über die Messung der Suszeptibilität in 15 Richtungen bestimmt (Abbildung 15). Die Messung erfolgt an einer orientierten Probe (Abbildung 16) an der die Stärke der jeweiligen Magnetisierung in den verschiedenen Raumrichtungen, abhängig von einem externen Feld, gemessen wird. Aus den Messdaten können des Weiteren Informationen über die Verteilung sowie die Einregelung der Minerale und das Kristallgitter abgeleitet werden (Tarling and Hrouda, 1993).



Abbildung 15: Manuelle Messung der Suszeptibilität in 15 Richtungen mit der Kappabridge MFK 1 von Agico Inc. (Advanced Geoscience Instruments Co., 2009)

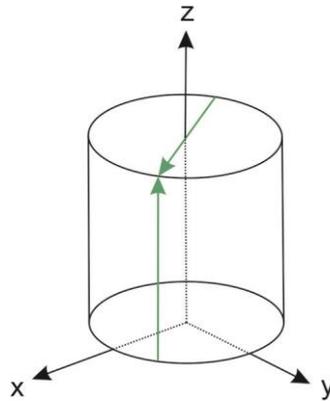


Abbildung 16: Probenorientierung: Zylinder ca. 25 mm Durchmesser und 21 mm Höhe. Die grünen Pfeile legen die x-Richtung und die z-Richtung der Probe fest.

Die Inklination und Deklination der Hauptachsen des Suszeptibilitäts-Ellipsoides werden in einer stereographischen Projektion (Abbildung 17) dargestellt. Anhand der Verteilung der Achsen kann auf ein prolates, oblates oder isotropes Gefüge geschlossen werden (Tarling and Hrouda, 1993).

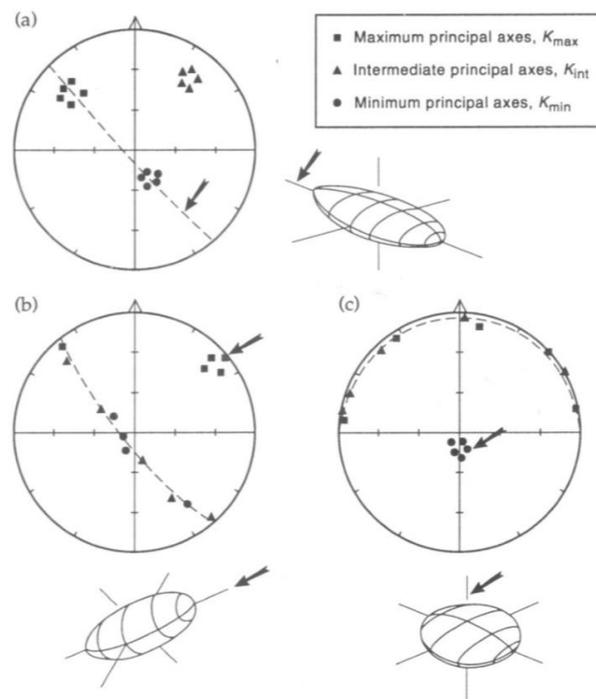


Abbildung 17: AMS-Gefügeellipsoide. Dargestellt sind in stereographischer Projektion Richtungen der Hauptachsen des Ellipsoids: Suszeptibilitätsachse k_1 (k_{max}) als Quadrat, k_2 (k_{int}) als Dreieck und k_3 (k_{min}) als Kreis. (a) triaxiales Ellipsoid: Hauptachsen bilden Cluster aus; (b) prolates Gefüge: k_1 bildet ein Cluster und k_2, k_3 streuen 90° dazu entlang eines Großkreises; (c) oblates Gefüge: k_3 bildet ein Cluster und k_1, k_2 streuen 90° dazu entlang eines Großkreises (Tarling and Hrouda, 1993).

Die Anisotropie wird mit Hilfe des T-P' Diagramms (Abbildung 18) nach Jelinek (1981) und des L-F Diagramms (Abbildung 19) nach Balsley und Buddington (1960) graphisch dargestellt.

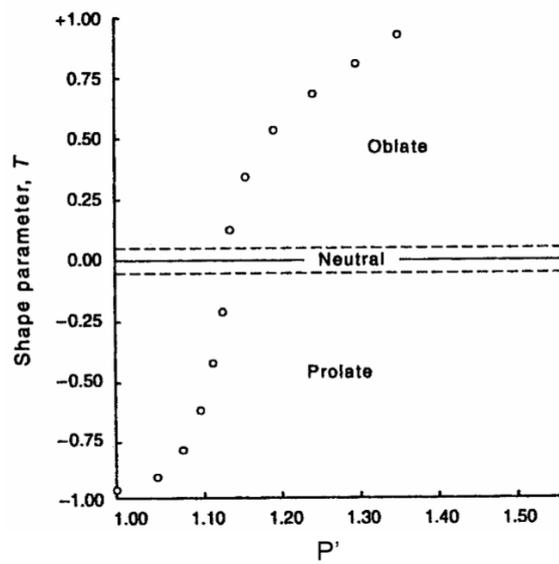


Abbildung 18: Das T-P' Diagramm nach Jelinek (1981) mit Formfaktor T und korrigiertem Anisotropiegrad P' (Tarling and Hrouda, 1993)

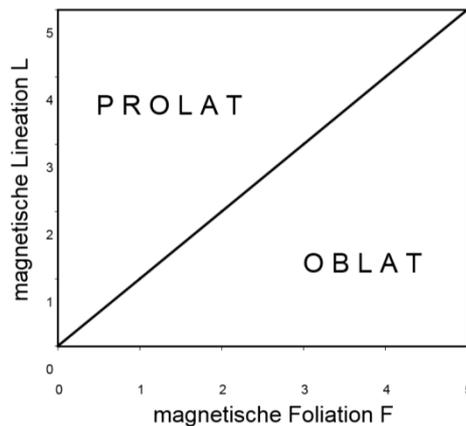


Abbildung 19: L-F Diagramm nach Balsley und Buddington (1960) zur Darstellung von magnetischer Lineation in Abhängigkeit von der magnetischen Foliation.

5.3.2.5.2 Natürliche Remanente Magnetisierung

Eine natürliche remanente Magnetisierung (NRM) kommt durch einen geringen Anteil an ferro(i)magnetischen Mineralen zustande. Sie ist von den geologischen Prozessen während der Gesteinsbildung und von der nachfolgenden Gesteinsgeschichte abhängig. Für die Entstehung der NRM sind verschiedene physikalische und physiko-chemische Effekte verantwortlich (Soffel, 1991).

Die Parameter der NRM geben Hinweise auf die Art und Konzentration magnetischer Minerale im Gestein und ermöglichen die Erkennung von Mineralumwandlungen, die

durch physikalische, chemische und biologische Prozesse hervorgerufen werden (Soffel, 1991).

In Gesteinen wird zum Zeitpunkt ihrer Entstehung oder Ablagerung die Richtung des Erdmagnetfeldes gespeichert, diese Magnetisierungsrichtung wird als Paläomagnetismus bezeichnet. Dieser kann mit Hilfe der NRM bestimmt werden (Tauxe, 1998).

Die Messung der NRM erfolgt über ein Cryogen-Magnetometer (*superconducting quantum interference device* oder kurz *SQUID*). Es besteht aus einem supraleitenden Ring der in der Mitte aufgetrennt und so in zwei Ringe unterteilt wird (Abbildung 20). Zwischen den zwei Ringen wird ein Josephson Kontakt eingebaut, womit man sich den Josephson-Effekt zu nutzen macht. Es wird ein Gleichstrom an den Ringteilen angelegt, wodurch eine elektrische Spannung abfällt die man messen kann. Ändert sich nun das Magnetfeld von außen, durch beispielsweise ein anderes Gestein, ändert sich der Strom im inneren des Leiters und damit auch der Spannungsabfall, diese Änderung wird gemessen (Tauxe, 1998).

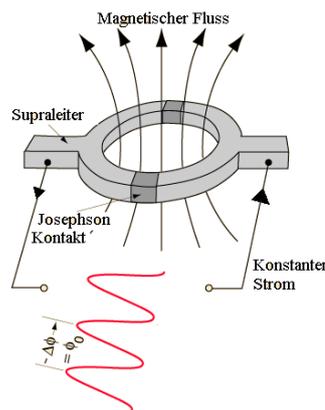


Abbildung 20: Aufbau eines SQUIDs (Clarke and Braginski, 2004)

5.3.3 Petrographie

Zur petrographischen Beschreibung des Gesteins werden Dünnschliffe untersucht, sowie röntgenographische und chemische Analysen durchgeführt. Es wird vermehrt darauf geachtet ob Auffälligkeiten die in Zusammenhang mit der Excavation Damage Zone stehen könnten zu erkennen sind und ob die Ergebnisse mit den petrophysikalischen Daten korrelieren.

Der Blasseneckporphyroid am Steierischen Erzberg wurde unter anderem von HEINISCH (1981), FLAJS & SCHÖNLAUB (1976), SCHÖNLAUB (1982) und Schulz et al. (1997) untersucht, es liegen zahlreiche Daten zur Stratigraphie, Petrographie und Geochemie vor.

Der Porphyroidvulkanismus kann anhand der aufgenommenen stratigraphischen Profile von FLAJS & SCHÖNLAUB (1976) in der näheren Umgebung des Steirischen Erzberges am Polster gut eingegrenzt werden. Die Abbildung 21 zeigt eine Stratigraphische Korrelation im Ostteil der Nördlichen Grauwackenzone. Die Profile Eisenerz Polster Süd, Ost, Erzberg Liegendenscholle und Wildfeld-Lange Teichen-Ratschengraben nach FLAJS & SCHÖNLAUB (1976), SCHÖNLAUB (1979) sind vereinfacht und im Maßstab verändert dargestellt. Die Profile sind von HEINISCH (1981) im Bereich der Porphyroide durch Aufnahmen ergänzt und das Profil Blasseneck entworfen (Heinisch, 1981).

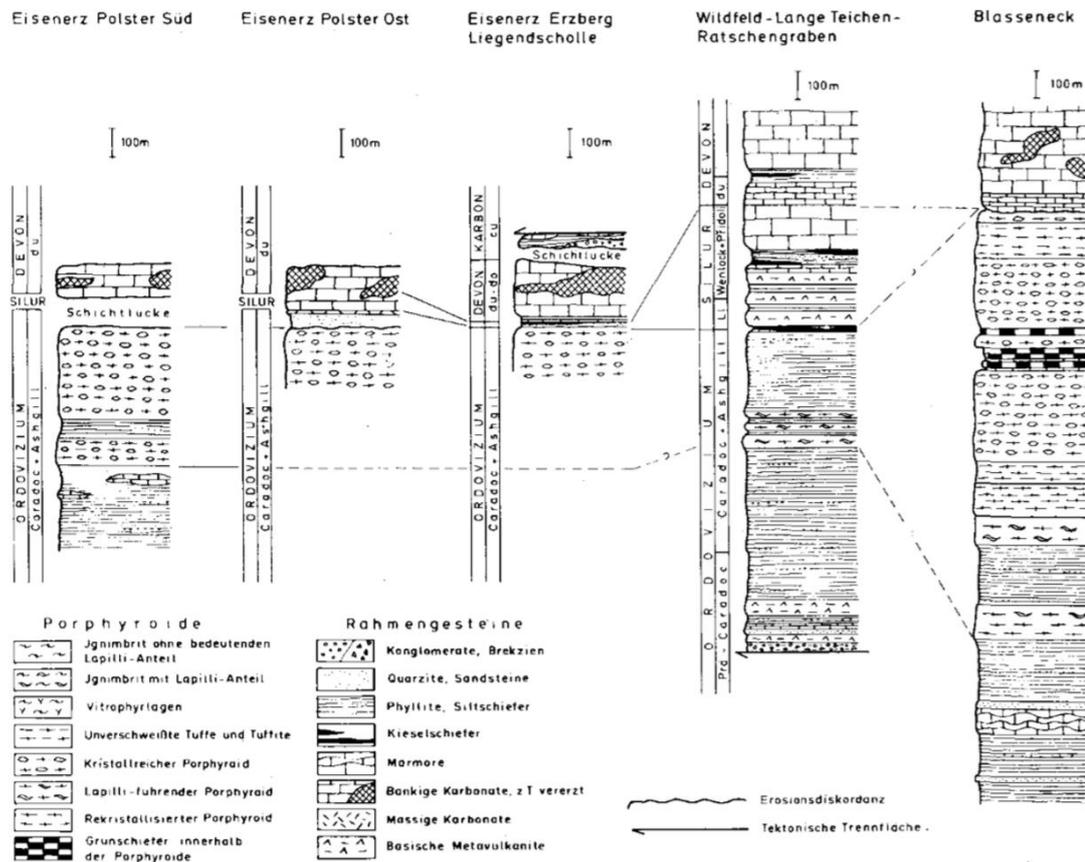


Abbildung 21: Stratigraphische Korrelation im Ostteil der Nördlichen Grauwackenzone (Heinisch, 1981).

Die Gerichtsgraben-Gruppe (siehe 4.2.1.1.1) bildet die Unterlage der Porphyroide. Der NO-Teil des Polsters, der Polsterquarzit fixiert das Ende des Vulkanismus. Er lässt sich zusammen mit dem überlagernden Cystoideenkalk in dieselbe Conodontenzone wie die Kalkeinschaltungen der Gerichtsgraben-Gruppe zuordnen. Dadurch wird ein kurzes vulkanisches Ereignis vermutet (Heinisch, 1981).

Das Gebiet Eisenerz – Polster beschreibt HEINISCH (1981) mit einem großen homogenen, kristallreichen Porphyroidkörper und erörtert diesen mit Wahrscheinlichkeit als ehemals kristallreichen Ignimbrit.

Der Porphyroid am Erzberg wird als Sonderentwicklung beschrieben und zeigt im Chemismus eine Rhyodazit-Dazit- Vormacht mit hohen Gehalten an Fe, K, und Ca. Eine Calcium- Metasomatose, mit im Extremfall lokal vollständigem Ersatz der silikatischen Matrix durch Karbonat, ist für den Raum Eisenerz kennzeichnend. Dieses Auftreten lässt auf einen nach oder bei der Bildung der Erzlagerstätte Stoffaustauschvorgang schließen. Es handelt sich um einen unterschiedlich verschieferten und rekristallisierten Porphyroid. Die folgende Tabelle 4 gibt einen Überblick über die Variationsbreite des Chemismus der gesamten Grauwackenzone von 255 analysierten Porphyroidproben (Heinisch, 1981).

Variable	Mittelwert	Standard- abweichung	Minimum	Maximum	Schiefe
Haupt- und Nebenelemente					
	‰	‰	‰	‰	
SiO ₂	71,19	5,39	53,05	83,98	- 0,54
Al ₂ O ₃	14,89	1,79	9,05	20,71	0,23
∑Fe ₂ O ₃	3,41	2,03	0,41	12,38	1,21
MnO	0,05	0,04	0,01	0,23	1,56
MgO	1,30	1,01	0,01	6,22	1,77
CaO	1,36	1,25	0,04	7,02	1,56
Na ₂ O	2,64	1,30	0,01	7,52	0,30
K ₂ O	4,28	1,85	0,41	10,74	0,59
TiO ₂	0,44	0,29	0,03	1,40	0,56
P ₂ O ₅	0,19	0,12	0,01	0,66	0,75
Spurenelemente					
	ppm	ppm	ppm	ppm	
V	50	36	1	168	0,70
Cr	30	37	1	226	1,92
Ni	25	10	2	56	0,42
Cu	21	9	3	61	1,12
Zn	46	28	1	262	2,44
Ga	20	3	6	31	- 0,90
Pb	23	10	6	85	2,58
Rb	153	46	37	295	- 0,01
Sr	130	145	1	932	2,37
Y	47	6	31	67	0,13
Zr	249	49	45	415	0,32

Tabelle 4: Chemismus der Grauwackenzone von 255 Porphyroidproben (Heinisch, 1981)

Die nach SCHULZ et. al (1997) untersuchten Porphyroidproben des Steierischen Erzberges zeigen ein dunkel graugrünes Gestein mit feinporphyrischem Gefüge und makroskopisch angedeuteter Schieferung. Im mikroskopischen Bild dominieren Serizit und Quarz, dieser zum Teil in sehr feinkörniger Ausbildung. Die Grundmasse ist wegen der starken Alteration infolge der Metamorphose schwer zu beurteilen. Feldspäte sind

aufgrund der Zersetzung selten feststellbar und der helle Glimmer ist meist mit Chlorit vergesellschaftet. Das Auftreten des Chlorits ist auf die Biotitverwitterung zurückzuführen. Die Bildung der Serizitaggregate wird auf die zersetzten Feldspäte der Grundmasse rückgeschlossen. Als Akzessorien sind Zirkon, Turmalin, Apatit und Rutil zu finden (Schulz, Vavtar and Dieber, 1997).

5.3.3.1 Röntgenfluoreszenzanalyse

Die Probenvorbereitungen und die Messdurchführungen der röntgenographischen Analyse werden nach dem verfahrenstechnischen Standard durchgeführt. Es werden Schmelztabletten zur Hauptelementbestimmung und Presstabletten zur Spurenelementbestimmung hergestellt.

Die Messung erfolgt mit dem Gerät PW 2404 X-Ray Spectrometer der Firma Philips.

5.3.3.2 Röntgendiffraktometrie

Die Röntgendiffraktometrie wird mit dem Gerät X'Pert Pro der Firma Panalytical an der Technischen Universität Graz durchgeführt. Es werden die einzelnen Mineralphasen bestimmt und eventuelle prozentuale Gewichtsprozent, im Vergleich der Proben zueinander, ausgerechnet.

Die Proben werden mit 10 Gewichtsprozent Zincit (ZnO) vermengt um die Verschiebungen der Diffraktometerauslässe („Peaks“) aufgrund der Probenpräparation näherungsweise zu korrigieren. Dies ist möglich da der Gewichtsprozentanteil von Zincit bekannt ist. Zincit ist eine hoch kristalline Phase und zeigt deutlich die charakteristischen Peaks im Diffraktogramm.

Die Auswertung erfolgt mit dem Programm X'Perts Highscore Plus.

Die Messung erfolgt unter den folgenden Bedingungen:

- Konfiguration: Reflection-Transmission Spinner Stage
- Start Position [$^{\circ}2\theta$]: 3,98418
- End Position [$^{\circ}2\theta$]: 84,96818
- Messschritte [$^{\circ}2\theta$]: 0,008
- Messdauer pro Schritt [s]: 40,0005
- Scan Axe: Gonio
- Scan Typ: kontinuierlich
- Länge des Linear Detektors [$^{\circ}2\theta$]: 2,122
- Spannung [kV]: 40
- Stromstärke [mA]: 40
- Bestrahlte Länge [mm]: 10
- Proben Länge [mm]: 10

- Empfänger Schlitz Größe (Receiving slit size) [mm]: 0,1
- Goniometer Radius [mm]: 240
- Strahlung: K-Alpha1 [Å]: 1,78901
K-Alpha2 [Å]: 1,7929
K-Beta [Å]: 1,62083
K-A2/K.A1 Verhältnis: 0,5

6 Probenentnahme und Bearbeitung

Für die Laboruntersuchungen wurden Bohrkern und zwei Handstückproben entnommen.

Aus den Bohrkernen und den Handstücken wurden für die Laboruntersuchungen weitere Proben erstellt. Die angeforderte Probengröße für die petrophysikalischen und paläomagnetischen Tests beträgt eine Durchmesser von 25 mm und eine Länge von ca. 22 mm. Der Probenzuschnitt erfolgte im Bohrstand unter Verwendung einer Bohrkernmaschine mit Bohrkopfdurchmesser von 25 mm und einer Diamantblatt-Nass-Schleifsäge.

6.1 Handstückproben

Die Handstücke wurden je in angetroffenen Nischen an der westlichen Ulme nahe den Profilen 2 und 3 genommen (Tabelle 5). In Abbildung 22 und Abbildung 23 sind Fotos der Handstücke, nach Probenentnahme für die Laboruntersuchungen, abgebildet.

Handstückbezeichnung	Entnahmeort	Lithologie	Trennfläche KF
AM01	TM 1017	Tonschiefer	178/90
AM02	TM 1258	Porphyroid	248/90

Tabelle 5: Auflistung Handstückproben



Abbildung 22: Probe AM01



Abbildung 23: Probe AM02

6.2 Bohrkernentnahme

Nach den Ergebnissen der Widerstandstomographie wurden insgesamt 6 Kernbohrungen im Pressler Stollen mit einer Teufe von jeweils maximal 25 m in Auftrag gegeben. Die Bohrungen wurden von der Firma VA-Erzberg (Bohrmeister Penz) im Zeitraum vom 29. Juli bis 8. August 2013 als Kernbohrungen mit einem Bohrkerndurchmesser von 44 mm durchgeführt. Wegen Wasserverlust,

Bohrlocheinbrüchen und Bohrkronenverlust konnte die geplante Teufe von 25 m in keinem Fall erreicht werden. Aufgrund von Zeitmangel wurden nur 4 der vorgesehenen 6 Bohrungen durchgeführt, wobei es bei Bohrung 3 nach 5 m Teufe zu einem Bohrkronenverlust kam. Daher wurde ein halber Meter versetzt eine neue Bohrung 3a abgeteuft, die ersten 5 m wurden mit einer Vollbohrkrone durchgeführt und die restlichen 1,37 m mit Kerngewinn. Im Rahmen der Bohrarbeiten wurden vier Bohrkerne mit einer Gesamtlänge von 23,69 m genommen (Tabelle 6).

Bohrlochnr.	Standort	Teufe [m]	Anmerkung
BL1	Horizontalbohrung in der östlichen Ulme bei TM 1472	7,45	
BL2	Horizontalbohrung in der westlichen Ulme bei TM 1328	6,37	
BL3	Horizontalbohrung in der westlichen Ulme bei TM 1062	5,00	
BL3a	Horizontalbohrung in der westlichen Ulme bei TM 1062,5	6,37	vordere 5m als Vollbohrung
BL4	Schrägbohrung in der westlichen Ulme bei TM 1062	3,50	Schrägbohrung 33°

Tabelle 6: Auflistung der Bohrungen

Der Kern BL1 wurde für weitere Untersuchungen herangezogen und geologisch unter Berücksichtigung folgender Parameter aufgenommen:

- Lithologie
- Trennflächen: SF = Schieferung, K = Kluft, H = Harnischfläche
- RQD: prozentueller Anteil an Kernen mit einer Länge ≥ 10 cm pro Laufmeter, der Auskunft über die Felsqualität gibt
- Zerlegungsgrad im Fels, bzw. Lagerungsdichte und Konsistenz in Böden
- Verwitterungsgrad (nur für kristalline Gesteine)
- Gesteinsfestigkeit (Kern mit Hammer anschlagen)

Die Daten wurden mit der Software Rockware-Logger geplottet.

7 Ergebnisse und Interpretation

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der durchgeführten Untersuchungen dargestellt und interpretiert. Im Rahmen der Arbeit wurden die petrophysikalischen und petrographischen sowie felsmechanischen Untersuchungen nur an den Proben der Bohrung BL1 im Profil 1 durchgeführt. Zusätzlich wurden auch die Handstückproben AM01 und AM02, ausgenommen felsmechanisch, untersucht. Wobei die Daten der Handstückprobe AM01 des Tonschiefers als Anhang B beiliegen, da im Sinne der petrographischen Beschreibung nur das Handstück AM02 des Porphyroids relevant war.

Die Bohrung BL1 befindet sich laut Literatur im Porphyroid, die petrographische Analyse (Kapitel 7.8) hat ergeben, dass es sich hier um einen Porphyroid mit Signatur des Übergangsporphyroid handelt. Der Bohrkern BL1 wird weiterhin als Porphyroid angeführt, da sich diese Erkenntnis erst am Schluss der Arbeit ergeben hat.

7.1 Spannungsverlauf im Gebirge

In der Abbildung 24 ist der Spannungsverlauf an der Ulme dargestellt. Die vertikale Linie stellt dabei den Abstand zur Tunnelachse dar. Die verwendeten Formeln für die empirische Berechnung sind dem Kapitel 5.1.1 zu entnehmen. Die Spannungen am Hohlraumrand befinden sich im elastischen Bereich und werden nach der Elastizitätstheorie berechnet. Für die Berechnung wird angenommen, dass sich das Gebirge homogen und isotrop verhält.

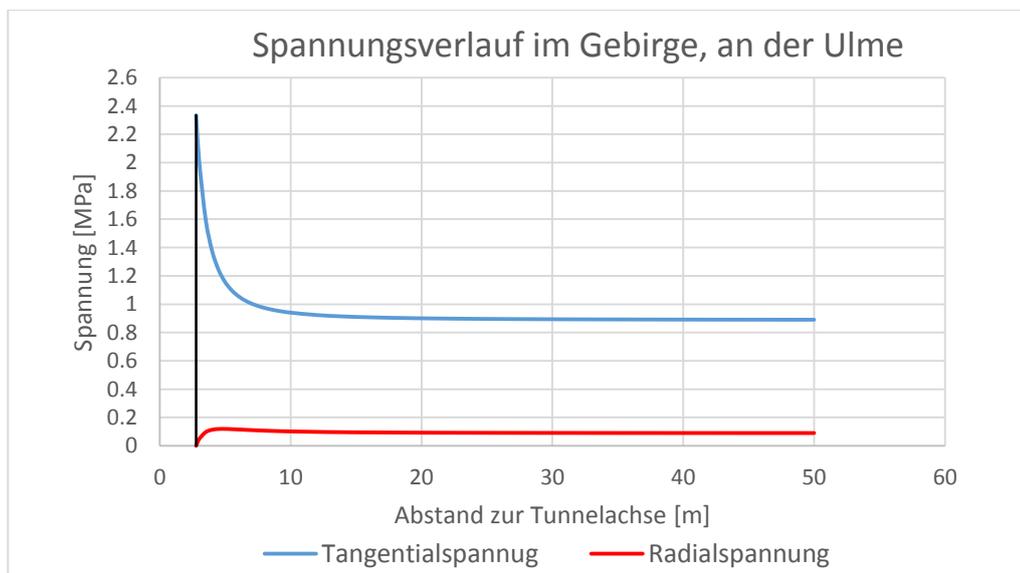


Abbildung 24: Spannungsverlauf an der Ulme

7.2 Geoelektrische Widerstandstomographie

Eine Widerstandstomographie an 3 Profilen (1a-3a, 1b-3b) mit je 84 Elektroden nach Messkonfiguration Wenner wurde im Pressler Stollen durchgeführt (Abbildung 25). Die Messkonfiguration wurde gewählt, da diese auf laterale Inhomogenitäten gering empfindlich ist. Es wurde je Profil eine Messung „a“ mit einem Elektrodenabstand von 0,5 m über die Länge von 41,5 m und eine Messung „b“ mit einem Elektrodenabstand von 1 m über die Länge von 83 m ausgeführt. Bei der Messung a kommt die Beschaffenheit des Ausbaues durch die kleinere Auflösung zur Geltung.

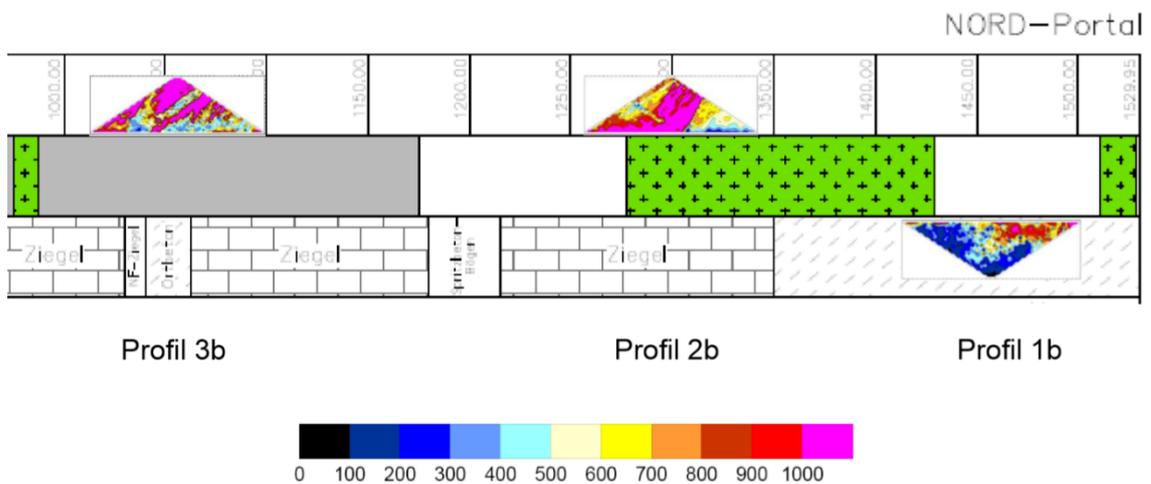


Abbildung 25: Lage der Profile im Söhlingschnitt des Pressler Stollens

7.2.1 Messgerät

Für die Messungen im Projekt wurde ein STING R1 Earth Resistivity Meter der Firma AGI Advanced Geosciences Inc (USA) verwendet (Abbildung 26). Das Gerät STING R1 ist ein „state-of-the-art“ tragbares Widerstandmessgerät mit einer Speichereinheit. Nähere Produktinformation sind direkt der Produkthomepage <http://www.agiusa.com/sting.shtml> zu entnehmen.



Abbildung 26: STING R1 Earth Resistivity Meter (AGI Advanced Geosciences, Inc, 2011)

Die Messdaten wurden mit den folgenden Programmen analysiert und ausgewertet:

- **SURFER**
Surfer ist eine „Powerful Contouring, Gridding, and 3D Surface Mapping Software“ für Naturwissenschaftler und Ingenieure. Es wird zur Darstellung des scheinbaren Widerstandes verwendet.
- **SUR_ZOOY**
Diese Software erstellt für jeden Datensatz eine Tiefensondierungskurve basierend auf den SURFER-Grids.
- **ATOSWIFT**
Das Programm ATOSWIFT passt an die vorher erstellten Sondierungskurven die Modellkurven an. Mit Hilfe dieser Daten wird ein Schichtmodell erstellt. Die graphische Darstellung erfolgt mit der Software **SUR_ZOOY_TOPO Grid**.

Die Tomographie wurde mit Mitarbeitern des Lehrstuhls Angewandte Geophysik der Montanuniversität Leoben durchgeführt.

7.2.2 Messaufbau bzw. Arbeitsschritte

Im Gelände (Abbildung 27 und Abbildung 28):

- 1) Bohrung von Löchern mit einer Schlagbohrmaschine entlang der Profile, mit einem Durchmesser von 5 mm, im Abstand von 0,5 m und 1 m voneinander
- 2) Ausspülen der Löcher mit Wasser um elektrische Leitfähigkeit zu verbessern
- 3) Setzen der Elektrodenspieße mit einem Hammer
- 4) Montage der Elektroden auf den Metallspießen
- 5) Anschluss der Elektroden am Messgerät und Konfiguration der Messung
- 6) Einstellung der Messrahmenbedingungen und Testmessung zur Feststellung der Funktionsfähigkeit aller Elektroden
- 7) Messdurchführung (Dauer ungefähr 4Stunden)

Um geringe elektrische Übergangswiderstände zwischen den Elektroden und den Ulmen zu gewährleisten, werden mit einer Schlagbohrmaschine Befestigungslöcher für die Metallelektroden vorgebohrt und die Kontakte vor den Messungen mit Wasser aus dem Stollen benetzt.



Abbildung 27: Elektrodenmontage in den Ulmen von links oben nach rechts unten: Bohren der Befestigungslöcher, benetzen der Löcher mit Stollenwasser, anbringen der Elektrodenspitze, Positionierung der Elektroden auf den Metallspießen.



Abbildung 28: Messaufbau der Multielektrodengeoelektrik (links) und Messgerät mit Tropfwasserschutz (rechts)

7.2.3 Digitale Datenauswertung

- 1) Korrektur der Rohdaten um unrealistische Messwerte zu korrigieren
- 2) Darstellung der Summenwiderstände und Pseudosektionen im SURFER erfolgt mit Hilfe eines erstellten Begrenzungsfiles für das Grid (*.bln)
- 3) Contouring und Gridding (Krigging Method) der Rohdaten, sowie Erstellung von Tiefensondierungskurven mit dem Programm SUR_ZOOY
- 4) Inversion und Anpassung der Sondierungskurven an einen Modellraum mit ATOSWIFT und auslesen der *.lyr Dateien zur Erstellung des Schichtmodells
- 5) Graphische Darstellung im SUR_ZOOY_TOPO sowie Grid einlesen und Definition des Farbschemas zur optimalen Datendarstellung

Die händische Korrektur der Rohdaten ist von entscheidender Bedeutung um Messfehler und Ausreißer zu minimieren und somit die Dateninterpretation zu optimieren. Es werden Werte die Null oder negativ sind korrigiert.

7.2.4 Inversionsmodelle der Profile

7.2.4.1 Profil 1

Position: in der östlichen Ulme bei TM 1500 – TM 1417 nahe Nordportal

Gestein lt. Söhlgschnitt: Porphyroid

Das Inversionsmodell zeigt im nördlichen Abschnitt (Profil 1a) direkt an der Ulme eine niederohmige Zone in der Größenordnung von ca. 0,5 m. Darauf folgt eine Zone mit 600–700 Ωm bis in eine Teufe von ungefähr 2 m und dahinter ein hochohmiger Bereich (Abbildung 29). Diese Verteilung könnte auf den Betonausbau und eine EDZ hinweisen. Die südliche Hälfte in Profil 1b zeigt nur niedrige Widerstände in allen Eindringtiefen, die wir mit der Geoelektrik erreicht haben (bis 14 Meter). Der Stollen verläuft in diesem Bereich hangparallel in der Nähe der Halde.

Im Profil 1 ist nach dem Ergebnis der Widerstandstomographie eine Bohrung bei TM 1472 zweckmäßig, die alle auftretenden Formationen durchteuft.

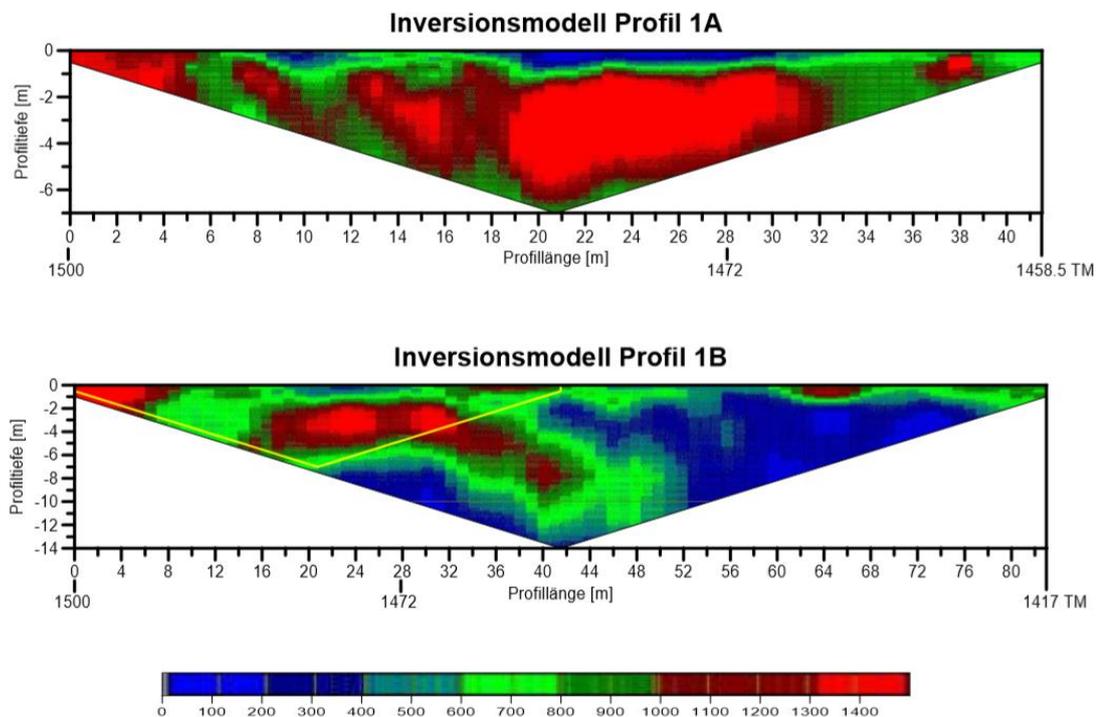


Abbildung 29: Inversionsmodelle für den spezifischen elektrischen Widerstand (in Ωm) für Profil 1a (oben) und Profil 1b (unten). Das gelbe Dreieck in Profil 1b bezeichnet den Inversionsbereich des Profils 1a. Vorschlag für Bohrung bei TM 1472.

7.2.4.2 Profil 2

Position: in der westlichen Ulme bei TM 1348,4 – 1265,4

Gestein lt. Söhlgschnitt: Porphyroid

Das Inversionsmodell zeigt eine niederohmige Zone im Ulmenbereich bis zu einer Tiefe von 1 m. Darauf folgt eine Zone bis $700 \Omega\text{m}$ mit einer Mächtigkeit von 0,5 m und dahinter wieder ein hochohmiger Bereich (Abbildung 30). Ungefähr in der Mitte des Profils 2b ist eine sprunghafte Veränderung der Widerstandswerte zu beobachten, die auf eine Störung oder einen Wechsel der Lithologie hinweist.

Aufgrund der elektrischen Widerstandsverteilung ist eine Bohrung bei TM 1328 sinnvoll. Ergänzend wäre eine Bohrung bei TM 1308 zweckmäßig.

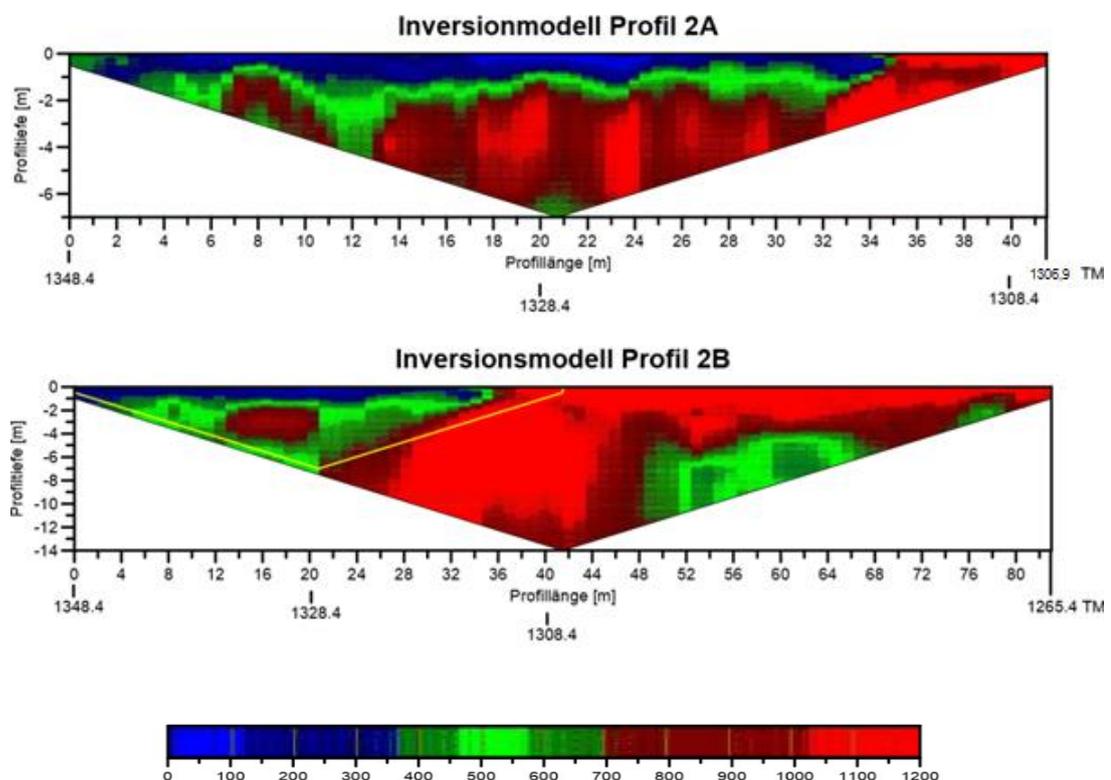


Abbildung 30: Inversionsmodelle für den spezifischen elektrischen Widerstand (in Ωm) für Profil 2a (oben) und Profil 2b (unten). Das gelbe Dreieck in Profil 2b bezeichnet den Inversionsbereich des Profils 2a. Vorschlag für Bohrung bei TM 1328 und TM 1308.

7.2.4.3 Profil 3

Position: in der westlichen Ulme bei TM 1100 – 1017 im doppelröhrigen Abschnitt

Gestein lt. Söhlgschnitt: Schiefer; Tonschiefer mit quarzitischen Einschaltungen

Das Inversionsmodell zeigt im Ulmenbereich stark variierende Widerstandswerte, die möglicherweise auf einen massiveren Ausbau zurückzuführen sind (Abbildung 3). Dahinter folgt vor allem im nördlichen Abschnitt eine niederohmige Zone bis zu einer Tiefe von ca. 6 m.

Für die Interpretation der Widerstandstomographie wären Bohrungen bei TM 1062 und TM 1028 wertvoll.

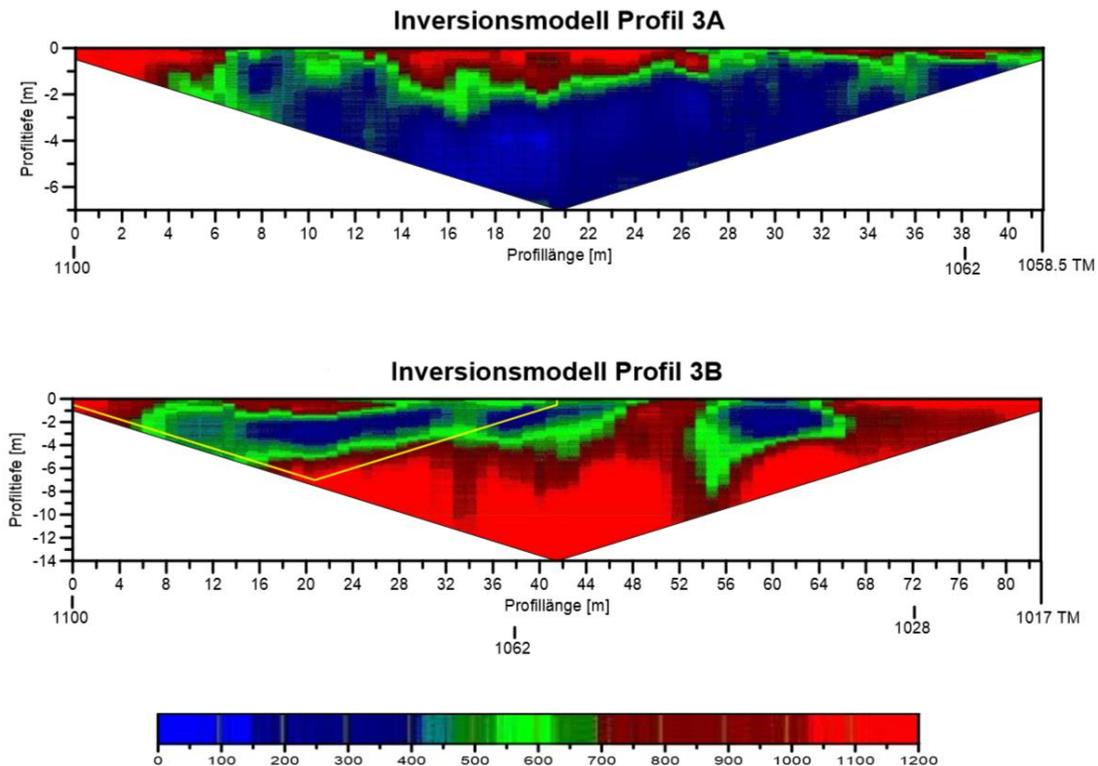


Abbildung 31: Inversionsmodelle für den spezifischen elektrischen Widerstand (in Ωm) für Profil 3a (oben) und Profil 3b (unten). Das gelbe Dreieck in Profil 3b bezeichnet den Inversionsbereich des Profils 3a. Vorschlag für Bohrung bei TM 1062 und TM 1028.

7.3 Georadar

Die Georadarmessungen wurden von der Forschungsgruppe Geophysik und Geothermie des JOANNEUM RESEARCH unter der Leitung von Ing. Morawetz durchgeführt. Ziel dieser Testmessung war die Anwendbarkeit des Georadar und der Vergleich von Georadarmessungen mit Multielektrodengeophysik unter den Bedingungen am Erzberg zu testen. In weiterer Folge wurde die Auflösung der verschiedenen Antennen und deren Eindringtiefe untersucht.

Die Feldmessung wurde am 22.08.2013 an Teilstrecken der 3 Profile im Pressler Stollen nach den Bohrungen durchgeführt. Im Rahmen der Masterarbeit werden nur die Messungen im Profil 1a behandelt. Es wurden Antennen mit einer Mittenfrequenz von

200, 270, 400 und 900MHz verwendet. Auf der rechten Seite von Abbildung 32 ist eine 270 MHz Antenne, links eine 900 MHz Antenne abgebildet.



Abbildung 32: Georadarmmessung bei unterschiedlichen Mittenfrequenzen

7.3.1 Messgerät

Es wurde ein Messsystem des Typs SIR 3000 der Firma GSSI mit monostatischen Antennen unterschiedlicher Mittenfrequenzen eingesetzt. Das Gerät wird netzunabhängig mit Batterie betrieben, es besitzt ein Farbdisplay zur sofortigen Darstellung und somit zur Kontrolle der registrierten Daten. Die Eckdaten des Messgerätes sind:

- Datenformat: Radan (.dzt)
- Registrierdauer: 0 – 8000n/s
- Samples per Scan: 256, 512, 1024, 2048, 4096, 8192
- Aufnahmemodus: time dependent, survey wheel, point mode
- Gain: manual or automatic, 1 – 5 gain points (-20 bis +80 dB)
- Filter: Vertical: Low Pass und High Pass IIR und FIR
Horizontal: Stacking, Background removal

7.3.2 Tabelle der gemessenen Abschnitte in Profil 1

Die gemessenen Abschnitte mit Angabe der verwendeten Antenne sind der Tabelle 7 zu entnehmen.

GPR-Messung Erzberg		
File	Antenne	Profil 1
	[MHz]	[m]
1	400	0 - 40
2	400	40 - 80
3	400	80 - 40
4	400	40 - 0
5	400	25 - 35
6	400	25 - 35
7	400	25 - 35
8	270	25 - 30
9	270	25 - 30
10	270	0 - 30
11	900	0 - 80
12	900	25 - 35
13	900	25 - 30
14	200	25 - 30
15	200	30 - 25

Tabelle 7: Auflistung der gemessenen Abschnitte in Profil 1 mit den unterschiedlichen Antennen vom 22.08.2013

7.3.3 Beschreibung der Feldmessung

Die Grundbedingungen für die Messung waren einheitlich gegeben. Visuell konnte an der Messoberfläche, an der Ulme, kein wesentlicher Unterschied in Rauigkeit, Feuchte (bergfeucht) und Oberflächenbelag festgestellt werden. Um bei der späteren Auswertung laterale Ungenauigkeiten bei der Messung auszugleichen, wurden in regelmäßigen Abständen sogenannte Marker (elektronisch mit den eigentlichen Daten aufgenommene Markierungen) gesetzt. Die Messhöhe betrug durchschnittliche 1,6 m an der Ulme, diese orientierte sich an den vorhandenen Metallhacken, die Mehrzahl der Messprofile wurde oberhalb der Haken registriert.

Bei der Feldmessung wurden folgende Messparameter eingestellt:

- Registrierdauer (abhängig von der Antennenfrequenz): 90 bis 200 ns
- Timemodus mit 50 bzw. 64 scans/s
- Auflösung 16 bit
- 1024 bzw. 512 samples/scan

7.3.4 Auswertung/Processing

Die Auswertung der Rohdaten erfolgte mit der Software Reflex-Win Version 7.2.2 (Sandmeier Software, Karlsruhe) nach den unten angeführten Schritten:

- Importieren der Rohdaten
- Trace Interpolation
- Move Starttime
- Background Removal
- Gain: Energy decay

- Bandpassfrequency Filter

Die Tiefenumrechnung resultierte aus der Analyse von Diffraktionshyperbeln und der daraus abgeleiteten Ausbreitungsgeschwindigkeit der elektromagnetischen Signale. In einer ersten Annäherung wurde eine durchschnittliche Geschwindigkeit mit 0,08 m/ns ermittelt. Die Umrechnung in Tiefen liefert allerdings keine exakten Werte, da sich die Geschwindigkeit lateral und vertikal ändern kann. Die 2-Weg-Zeit – das ist jene Zeit, die ein Signal von der Oberfläche zum Reflektor und wieder zurück an die Oberfläche benötigt – wird direkt gemessen und kann damit exakt angegeben werden.

Weitere Details zum Processing sind in der Forschungsgruppe Geophysik und Geothermie des JOANNEUM RESEARCH in Leoben dokumentiert.

7.3.5 Radargramme

Einige der aus den Rohdaten der Messung berechneten Radargramme sowie das Inversionsmodell der Widerstandstomographie sind in der nachfolgenden Abbildung 34 dargestellt. Das Inversionsmodell wurde mit einer anderen Software, die das JOANNEUM RESEARCH verwendet, erneut ausgewertet. Die Radargramme zeigen über die gesamte Profillänge Bereiche mit deutlich ausgeprägten Reflexionen (A) und Bereiche mit schwächeren Reflexionen (B). Generell ist aus den Testmessungen abzuleiten, dass sich Bodenradarmessungen – unter den gegebenen Bedingungen – gut eignen um Strukturen (mit hoher Auflösung) hinter dem Ausbau zu erkunden. Die Grundlage für weitere Untersuchungen ist somit gegeben.

Beschreibungen von Auffälligkeiten in den Radargrammen (Abbildung 34):

- Radargramm der 900 MHz Antenne:

Dieses Radargramm zeigt einen auffallenden Reflektor (R) bei 30 ns 2-Weg-Laufzeit (insbesondere zwischen Profilmeter 18 bis 30) der einen Bereich mit deutlichen Reflexionen von einem Bereich mit Geräterauschen (im Noise) trennt. Die maximale Eindringtiefe (ET) liegt etwa bei 1,8 m und die minimale bei etwa 1 m.

- Radargramm der 400 MHz Antenne:

Auf den ersten 10 Profilmeter treten einige Diffraktionshyperbeln auf, deren Scheitelpunkte bei einer 2-Weg-Laufzeit von 12 ns liegen (siehe Abbildung 34 Pfeile). Dies entspricht einer durchschnittlichen Tiefe von etwa 0,5 m. Direkt neben der Bohrung BL1 bei 27,9 m ist ein sogenanntes „ringing“ (r), das sich durch wiederholende Reflexionen und mit der Tiefe zunehmenden Amplituden zeigt, zu beobachten. Die maximale Eindringtiefe liegt etwa bei 3,2 m und die minimale bei einer Eindringtiefe von ca. 2 m.

- Radargramm der 270MHz Antenne:

Das Radargramm zeigt verschiedene Bereiche der Eindringtiefe, bis ca. Profilmeter 18,5 beträgt die Eindringtiefe rund 3,7 m, nachfolgend bis Profilmeter 30 ungefähr 2,8 m. Im Profilverlauf treten lateral und vertikal gleichverlaufende Strukturen (MF) auf die nicht auf reelle Strukturen im Untergrund, sondern auf die Messdurchführung zurückzuführen ist. Dabei handelt es sich um einen kurzen Antennenstillstand durch Oberflächenunebenheiten.

- Radargramm der 200 MHz Antenne:

Das Radargramm (Abbildung 33) zeigt, dass die Messung mit dieser Antenne deutliche Strukturen liefert und eine Eindringtiefe von ungefähr 3,5 m erreicht. Die Antenne wurde aufgrund ihres hohen Eigengewichts allerdings nur für einen kurzen Profilabschnitt von 5 m eingesetzt. Im Vergleich zur 270 MHz Antenne ist keine wesentlich bessere Eindringtiefe erkennbar.

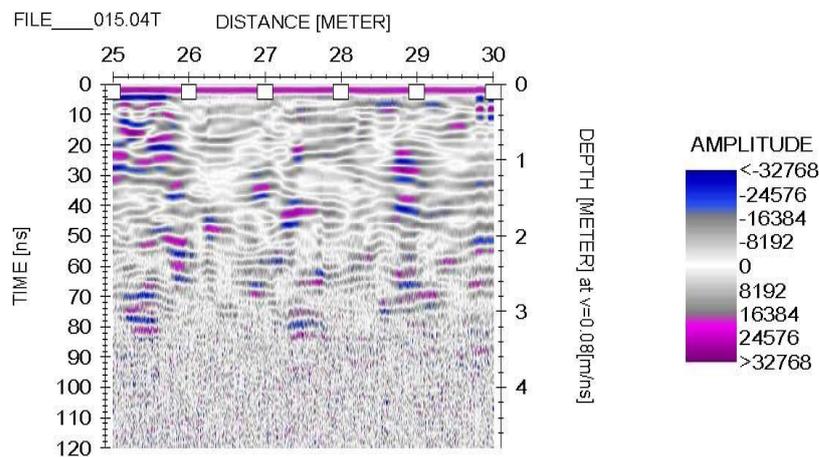


Abbildung 33: 200 MHz Antenne, Profilmeter 25 bis 30

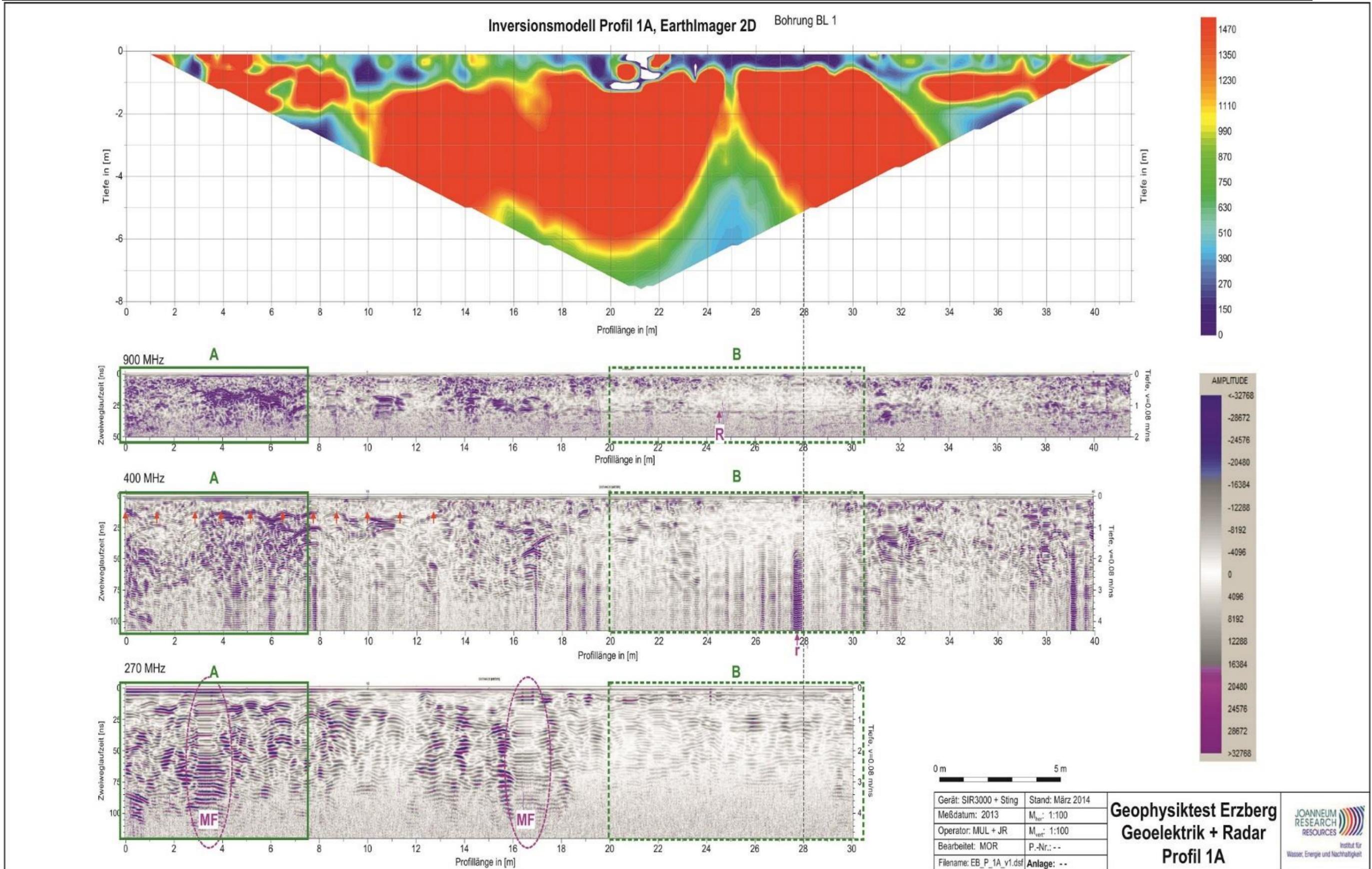


Abbildung 34: Inversionsmodell und Radargramme des Profil 1a

7.3.5.1 Vorläufige Interpretation der Radargramme

Alle Radargramme sind sich in ihrem Erscheinungsbild sehr ähnlich, das bedeutet dass Bereiche mit starken und schwachen Reflexionen in jedem Radargramm auf den gleichen Profimetern zu finden sind. Die erzielten Eindringtiefen sind, wie zu erwarten, bei den Antennen mit der niedrigsten Frequenz am größten. Die Tiefenskalierung ist in der Abbildung 34 bei allen Frequenzen zu Vergleichszwecken im Maßstab 1:100. Für die 900 MHz Antenne wäre ein größerer Tiefenmaßstab (eventuell 1:75 oder 1:50) zu empfehlen.

Die sich ungefähr in gleichem Abstand wiederholenden Diffraktionshyperbeln (rote Pfeile, Abbildung 34) in einer Tiefe von ca. 0,5 m – sie sind am Besten im Radargramm der 400 MHz Antenne erkennbar – können als Teil des Stollenausbaues interpretiert werden.

Metallische Komponenten könnten die Ursache für das „ringing“ (r) neben der Bohrung BL1 sein. Aus der Fotodokumentation (Abbildung 35) ist links unter der Messstelle eine Nische mit möglichen metallischen Komponenten ersichtlich.



Abbildung 35: Nische bei Bohrung BL1

Die charakteristischen Bereiche mit starker Reflexionen, beispielhaft Abschnitt A (Abbildung 34), zeigen hohe Eindringtiefen bis zu 3,8 m im Radargramm der 270 MHz Antenne und werden als Stollenabschnitte mit gering dämpfendem Gestein angesehen. Im Inversionsmodell (Abbildung 34) sind von etwa 0 – 8 m kaum niedrige spezifische Widerstände (blaue Signatur) an der Oberfläche zu erkennen. Dieser Gesteinsbereich besitzt einen hohe elektrische Leitfähigkeit bzw. einen niedrigen spezifischen elektrischen Widerstand.

In den Bereichen mit weniger stark ausgeprägten Reflexionen, beispielhaft Abschnitt B (Abbildung 34), sind – zumindest oberflächennahe – Gesteine (oder auch der Ausbau) mit hoher elektrischer Leitfähigkeit als Ursache für die schwach ausgeprägten Reflexionen zu sehen. Die niedrigen Widerstände an der Oberfläche (Inversionsmodell

Abbildung 34, blaue Signatur) im Profilbereich 18 m bis 30 m könnten möglicherweise durch den Stollenausbau verursacht sein. Diese Systematik ist bei allen Radargrammen zu beobachten. Im Radargramm der 900 MHz Antenne (Abbildung 34) bei ca. 30 ns 2-Weg-Laufzeit ist ein deutlicher Reflektor (R) erkennbar, unter diesem ist nur mehr sogenanntes Geräterauschen (Noise) sichtbar. Beim gegenwärtigen Wissensstand ist diese deutliche Grenze noch nicht zu interpretieren.

Im Radargramm der 400 MHz Antenne ist bei genauer Betrachtung kurz vor Profilmeter 55 eine Anomalie in Form einer starken lokalen Dämpfung, ab der Oberfläche, erkennbar, diese ist auf einen Riss im Ausbau zurückzuführen, welche in der Abbildung 36 ersichtlich ist.

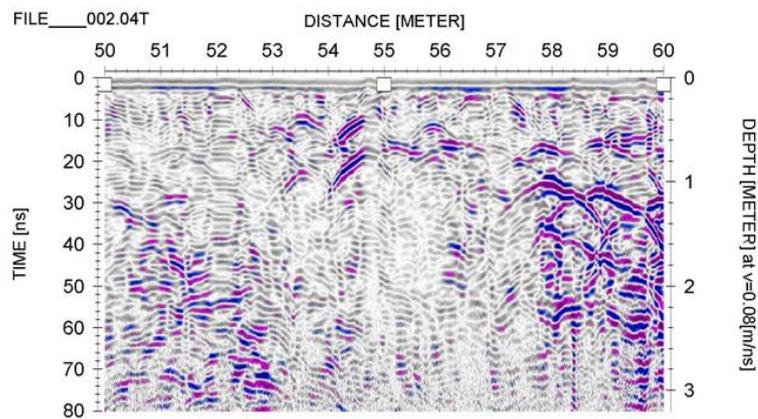


Abbildung 36: Rissbildung im Profil 1 bei Meter 55

Im Bereich Profilmeter 58 bis 61 (Abbildung 37) sind starke Reflexionen erkennbar, deren Ursachen unklar ist. Mögliche Ursachen sind eine Störung oder auch starke

Klüftigkeit (eventuell auch ein kleinerer Hohlraum). Um den Grund für diese starken Reflexionen abzuklären wäre eine Bohrung an dieser Stelle sinnvoll.

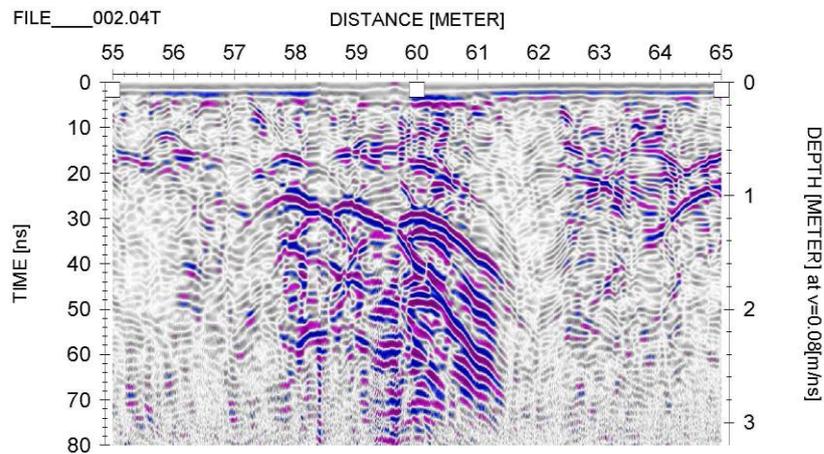


Abbildung 37: Radargramm Profilmeter 55 bis 65 m

Im Bereich der Bohrung B1 sind im Radargramm keine besonderen Reflexionen erkennbar. Die Bohrkernanalyse zeigt hier einen Hohlraum der in keinem der Radargramme ersichtlich ist. Eine mögliche Interpretation ist, dass der in der Bohrung detektierte Hohlraum nur sehr lokal ausgeprägt ist und mit den Radarprofilen nicht erfassbar war. Auch in diesem Bereich könnte eine zusätzliche flache Bohrung Sicherheit für die Interpretation geben.

Zusammenfassend liefern die Radarmessungen sehr gute Ergebnisse bis in eine Tiefe von über 4 m. Die verschiedenen Antennen zeigen die gleiche Charakteristik hinsichtlich des lateralen Verlaufs der Eindringtiefe. Die Ergebnisse korrelieren gut mit den Ergebnissen der Geoelektrik. Die Radarmessungen weisen ein hohes Potential für eine Beschreibung des Festgesteins und des Stollenausbaus hinsichtlich der Klüftigkeit, eventueller Kluffüllungen, Gesteinswechsel, etc. auf. Derzeit ist ohne weiterführende Forschungen die Interpretation der Radargramme noch unsicher. Zusätzliche Bohrungen an ausgesuchten Positionen, Mikrogeoelektrik, Bohrlochmessungen mit akustischen und optischen Verfahren sowie Bohrlochradar sind denkbare Ansätze.

7.4 Temperaturmessung

Die Temperaturmessung wurde mit Hilfe eines digitalen Thermometers *FLUKE 76 True RMS Multimeter* (Abbildung 38) der Montanuniversität Leoben an jedem Elektrodenspießloch der 3 Profile durchgeführt und in einem Notizbuch aufgeschrieben.



Abbildung 38: digitales Thermometer

Die Temperaturmessungen wurden im August durchgeführt. Die Temperatur [°C] wurde in den vorgebohrten Löchern (126 Stück) der Elektrodenspieße gemessen, durch die unterschiedlichen Löcherabstände (Profil a von 0,5 m und Profil b 1 m) ergibt sich eine ungleiche Messdatendichte. Die Temperaturverteilungen der einzelnen Profile sind im folgenden Abschnitt dargestellt. Die Diagramme zeigen eine Temperaturabnahme mit fortlaufenden Profilmeter, dies lässt sich durch die Entfernung vom Mundloch und die geothermischen Bedingungen erklären.

7.4.1 Profil 1

Die Messung wurde um 10:30 Uhr durchgeführt. Lufttemperatur an der Ulme betrug 7 °C. Die Temperaturverteilung (Abbildung 39) zeigt einen vom Portal abnehmenden Temperaturtrend mit 7,8 °C am Profilanfang bis 6,7 °C am Profilende.

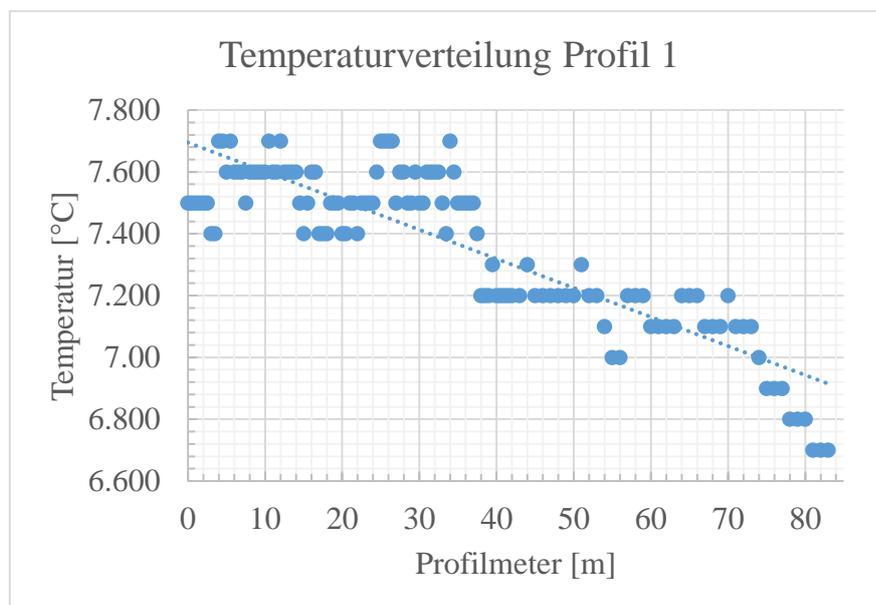


Abbildung 39: Temperaturverteilung Profil 1

7.4.2 Profil 2

Die Temperaturmessung wurde um 14:15 Uhr durchgeführt. Das Wasser im Sohlenbereich hatte eine Temperatur von 5,6 °C, die Lufttemperatur an der Ulme betrug 7,2 °C. Das Temperaturprofil (Abbildung 40) zeigt einen abnehmenden Trend Richtung Profilmende, es tritt eine Abkühlung von 0,4 °C auf.

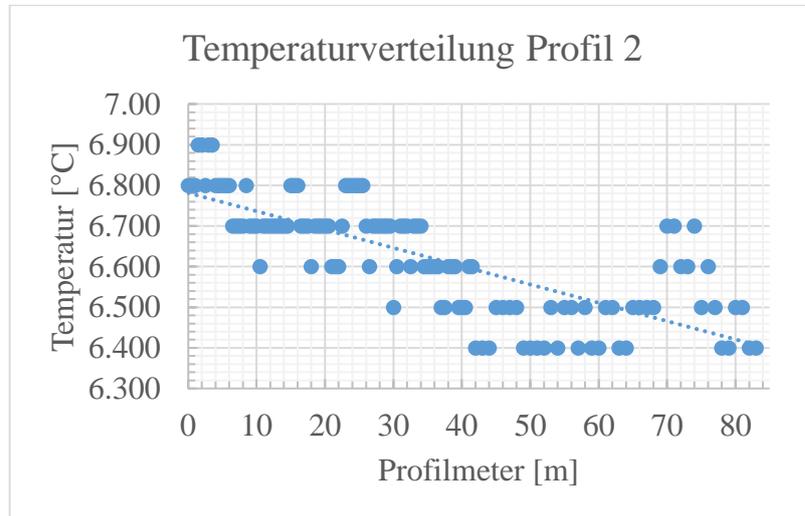


Abbildung 40: Temperaturverteilung Profil 2

7.4.3 Profil 3

Die Messung der Temperatur im Profil 3 wurde um 13:30 Uhr vorgenommen, die Lufttemperatur betrug 6,7 °C und Wassertemperatur im Sohlenbereich 5,9°C. Die Temperaturverteilung (Abbildung 41) zeigt Schwankungen von 6,4 °C bis 5,9 °C, diese können auf den wechselnden Ausbau und auf unterschiedliche Klüftigkeit zurückzuführen sein.

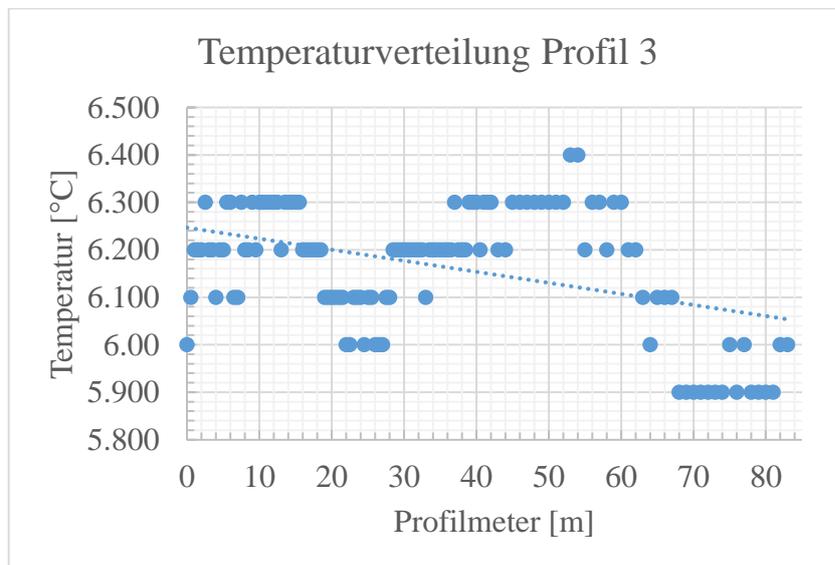


Abbildung 41: Temperaturverteilung Profil 3

7.5 Bohrkernaufnahme

Der Bohrkern BL1 (Abbildung 42) wurde nach den Kriterien (Siehe 6.2) aufgenommen und die Daten mit der Software Rockware 5.1 graphisch dargestellt.



Abbildung 42: Bohrkernkiste BL1

Die Abbildung 43 zeigt den Bohrlochlog, die dazugehörige Legende ist in Abbildung 44 angeführt. Die Bohrung beinhaltet überwiegend Bohrklein, dies ist aus dem Zerlegungsgrad (Spalte 8) und den RQD Werten (Spalte 7) ersichtlich. Der Betonausbau wurde in den ersten 0,78 Metern erbohrt, darauf folgte ein Hohlraum bis Bohrteufe 1,47 m. Gesteinsmaterial wurde von 1,47 m bis 7,45 m abgeteuft. Der Bohrkern, ab 1,47 m, weist Schieferungs- und Klufflächen auf, im Mittel ergeben sich eine Schieferungsfläche mit einem Winkel von etwa 10° und eine Klufflächenschar von ungefähr 40° und 70° .

7 Ergebnisse und Interpretation

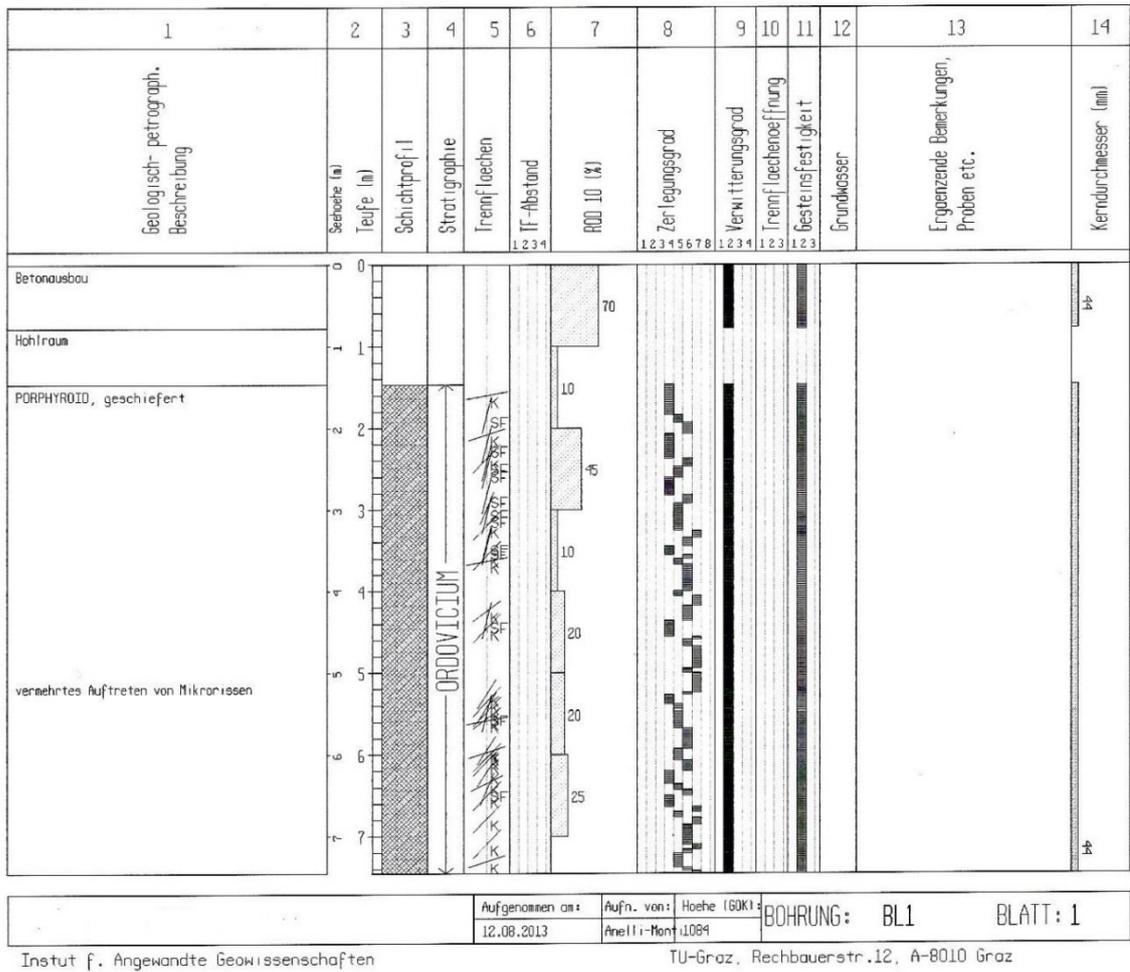


Abbildung 43: Bohrkernlog BL1

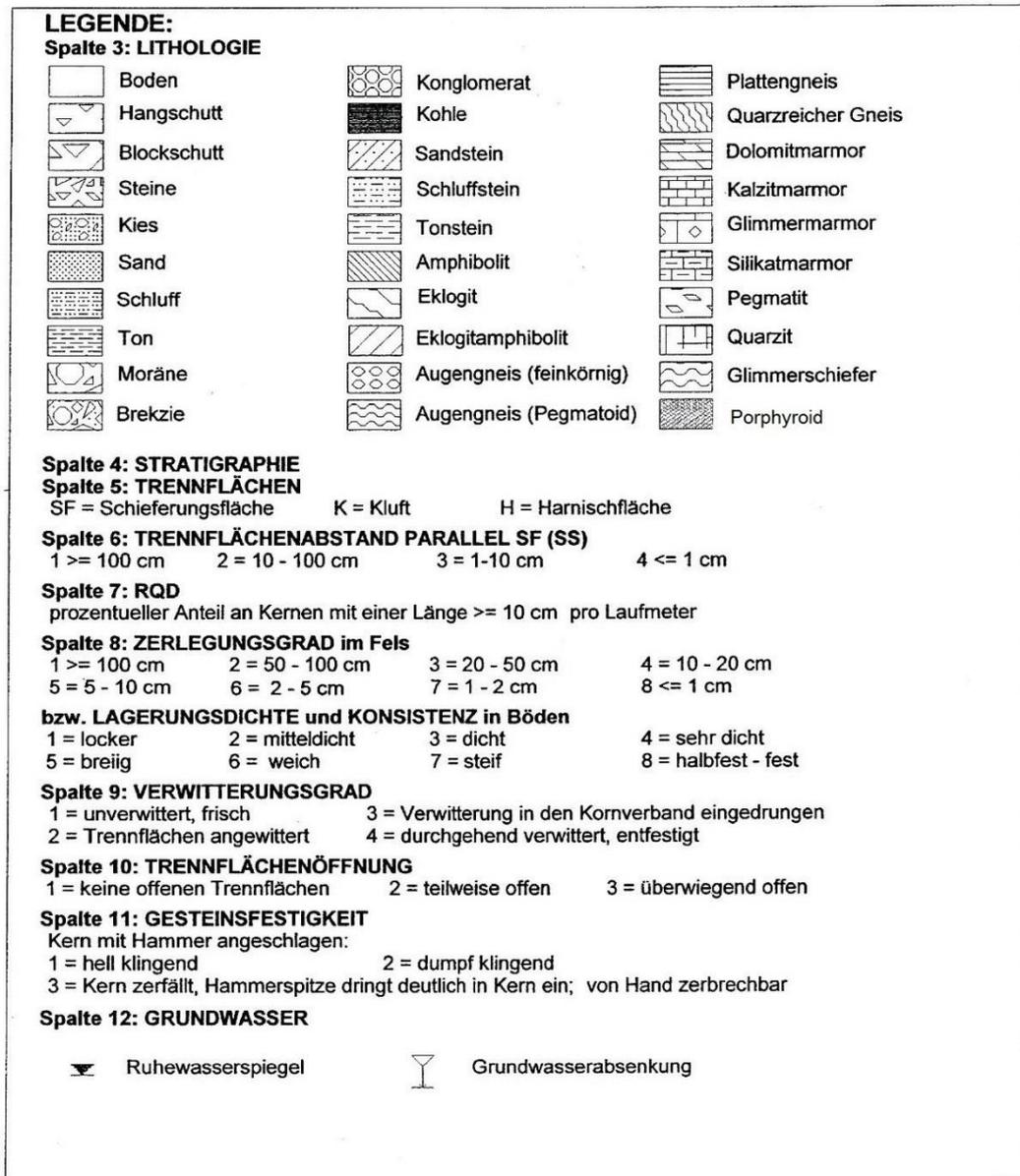


Abbildung 44: Legende des Bohrkernlogs BL1

7.6 Geomechanische Tests

7.6.1 Schmidt'scher Rebound-Hammer

Der Schmidt-Hammer Test wurde an 12 Kernstücken der Bohrung BL1 mit einer maximalen Länge von 10 cm durchgeführt. Der Test erfolgte in einem rutschfesten Aluminiumbehälter durchgehend vertikal auf die Probenmantelfläche (Abbildung 45). Als Unterlagenkonstruktion wurde ein Messaufbau von Estrichboden, Eisenplatte und Aluminiumkernhalter gewählt. Der Rückprallwert wurde als arithmetisches Mittel von Einzelschlägen abzüglich Ausreißern ermittelt. An Proben unter 5 cm Länge wurden 5 Einzelschläge und an Proben über 5 cm Länge 10 Einzelschläge gemessen. Der Mittelwert der Rückprallwerte je getestetes Kernstück ist in Tabelle 9 aufgelistet, zusätzlich sind Rückprallwerte der Unterlagenkonstruktion in Tabelle 8 angeführt.

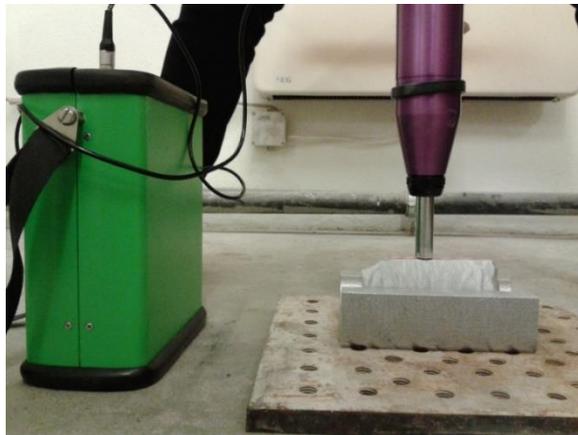


Abbildung 45: Messung der Rückprallwerte mittels einem Schmidt'schen Prüfhammer

Mit Hilfe der Daten des einaxialen Druckversuches wird versucht die Rückprallwerte mit der einaxialen Druckfestigkeit in Beziehung zu setzen. Die Abschätzung zeigt, dass die ermittelten Rückprallwerte mit einem Faktor von ca. 3,5 multipliziert werden müssen um eine einaxiale Druckfestigkeit von ca. 140 MPa zu erhalten (Tabelle 9).

Unterlage	Gemessen
	R
Al, Fe, Estrich	22,7
Fe, Estrich	23,5
Estrich	21,1
Al, Estrich	25

Tabelle 8: Rückprallwerte der Unterlagenkonstruktion

Gemessen		Eingestellt	Gemessen	Berechnet
Bohrkernmeter	Kernlänge	Anzahl der Rückprallwerte R	R	σ_{UCS}
[m]	[cm]		Mittelwert	[GPa]
1,50	10	10	43,9	153,65
1,86	4,5	5	40,7	142,45
2,06	9	10	26,7	93,45
2,19	11	10	37,5	131,25
2,46	4	5	39,4	137,90
2,93	6	10	38,1	133,35
3,09	7	10	43,9	153,65
3,47	8,5	10	42,5	148,75
5,27	8	10	44,4	155,40
6,02	3	5	40,0	140,00
6,25	4	5	43,0	150,50
6,70	4	5	41,3	144,55
Mittelwert aller Messungen:			40,12	140,41

Tabelle 9: Rückprallwerte des Schmidt-Hammer Versuchs an Bohrkern BL1 und Berechnung der einaxialen Druckfestigkeit

7.6.2 Einaxialer Druckversuch

Der einaxiale Druckversuch (Abbildung 46) wurde an der Technischen Universität Graz am Institut für Felsmechanik und Tunnelbau im Rahmen einer Laborübung durchgeführt. Es wurden insgesamt zwei Kernstücke der Bohrung BL1 untersucht.

Probe G1: Teufe 2,72 – 2,82m

Probe G2: Teufe 4,44 – 4,54m

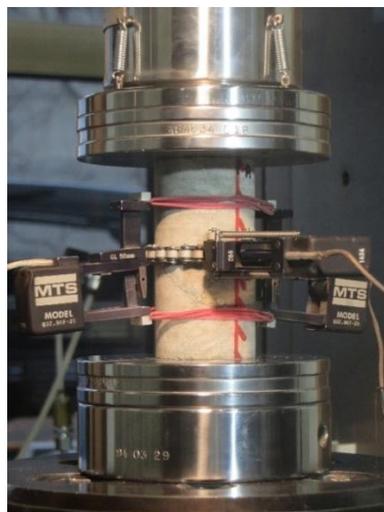


Abbildung 46: einaxialer Druckversuch

Die Tabelle 10 gibt einen Überblick der berechneten Parameter aus den Messwerten. In den nachfolgenden Abbildungen (Abbildung 48 - 53) sind die Spannungs-Dehnungs-Diagramme der Versuche abgebildet und die daraus berechneten elastischen Parameter angeführt. Die Proben wurden vor Beginn der Messung gewogen und durchschallt um das dynamische E-Modul über die Wellengeschwindigkeit v_p zu berechnen. Der Versuch wurde digital mit Hilfe von Bildern dokumentiert, die Proben wurden vor und nach der Messung fotografiert (Abbildung 47).

Das Gestein weist anhand der Messungen ein Elastizitätsmodul von 71,36 GPa, ein Verformungsmodul von 59,60 GPa, eine Poissonzahl von 0,25, eine einaxiale Druckfestigkeit von 139,20 MPa und eine Zerstörungsenergie von 156,93 kJ/m³ auf. Im Nachbruch-Bereich verringert sich die Längsdehnung nach dem Druckspannungsabfall und somit nimmt die Zerstörungsenergie flächenprozentig ab und das Gestein ist der Gesteins- Klasse II zuzuordnen.

Als Abschätzung für das vorliegende geklüftete Gebirge beträgt die einaxiale Gebirgsdruckfestigkeit das 0,1 – 0,2 fache der einaxialen Gesteinsdruckfestigkeit. Sie liegt im Bereich von 13,92 – 27,84 MPa.

Probe	Berechnet				
	E-Modul [GPa]	V-Modul [GPa]	ν [-]	σ_{UCS} [MPa]	E_z [kJ/m ³]
G1	70,18	59,58	0,24	143,35	190,02
G2	72,53	59,62	0,26	135,05	123,84
Mittelwert	71,36	59,60	0,25	139,20	156,93

Tabelle 10: Berechnete Parameter der einaxialen Druckversuche

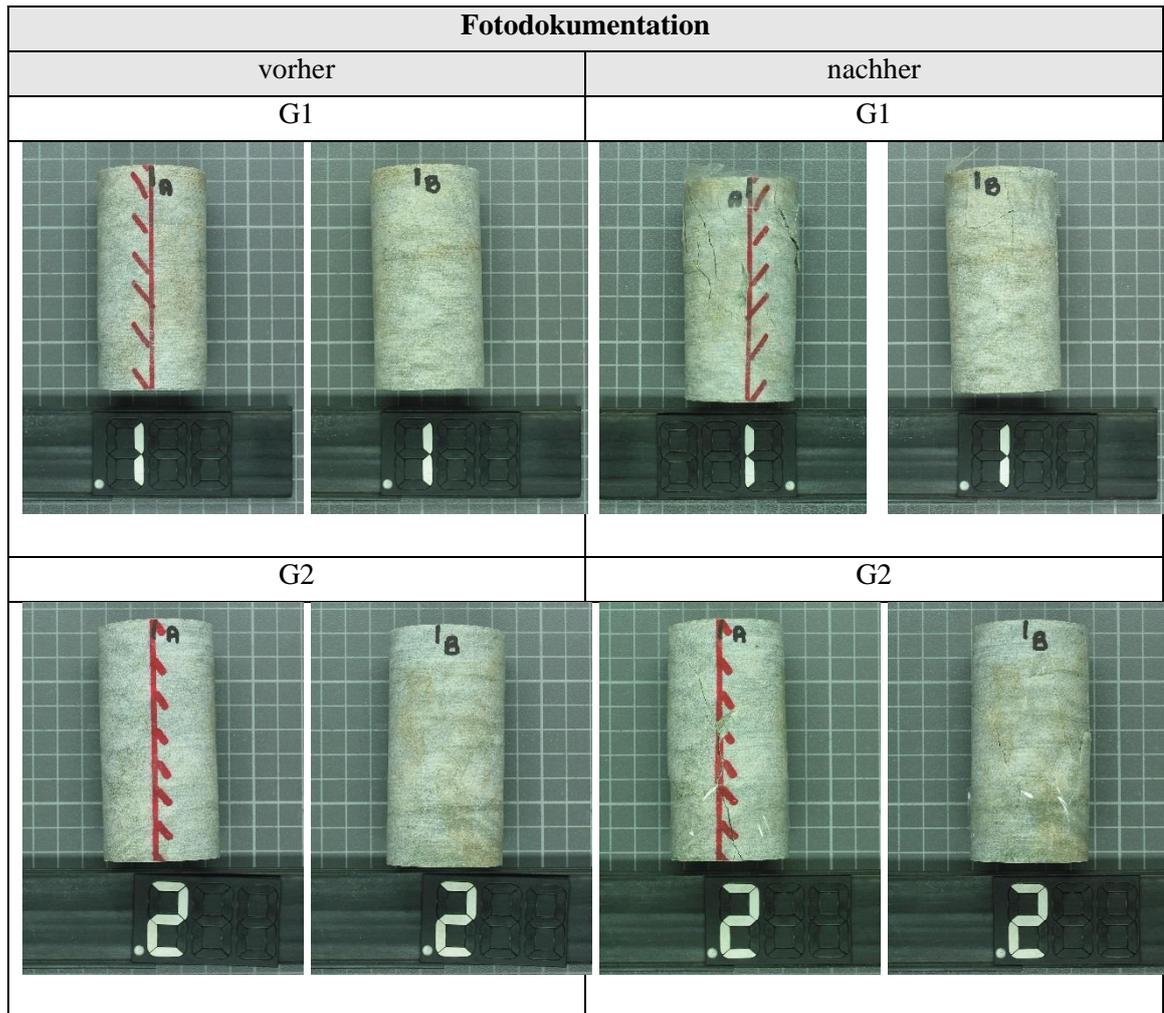


Abbildung 47: Fotodokumentation der einaxialen Druckversuche der Proben G1 und G2

7.6.2.1 Versuch 1: Probe G1

Das getestete Bohrkernstück stammt von der Bohrung BL1 in einer Tiefe von 2,72 m – 2,82 m. Die Probe hat einen Durchmesser von 44,5 mm, eine Länge von 88,8 mm und ein Gewicht von 368,6 g. Die Durchschallgeschwindigkeit beträgt 18,1 μ s, daraus ergibt sich ein dynamisches E-Modul von 52,50 GPa.

Die Auswertung der Erstbelastungskurve (Abbildung 48) ergibt ein E-Modul von 70,18 GPa, ein V-Modul von 59,58 GPa und eine Poissonzahl von 0,24.

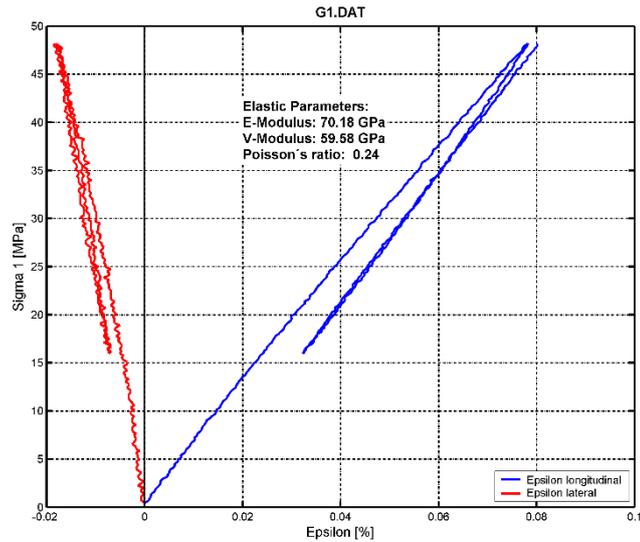


Abbildung 48: Spannungs-Dehnungs-Diagramm der Erstbelastung der Probe G1

Die einaxiale Druckfestigkeit der Probe G1 beträgt 143,35 MPa, sie wird über das Spannungs-Dehnungs-Diagramm bis zum Bruch ermittelt (Abbildung 49).

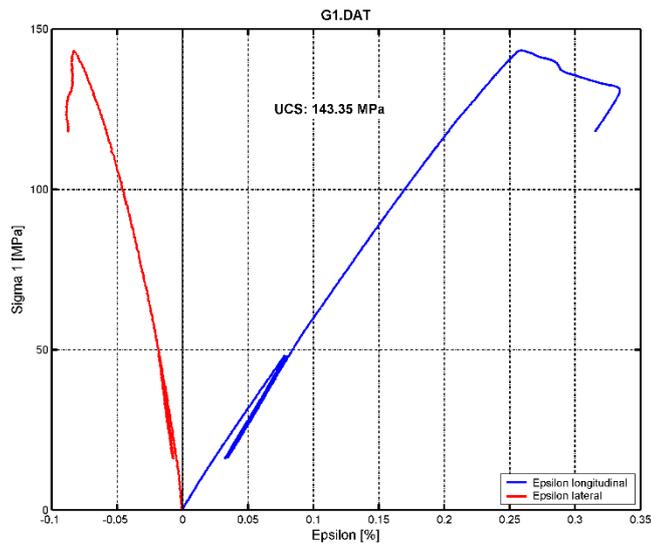


Abbildung 49: Bestimmung der einaxialen Druckfestigkeit der Probe G1 über das Spannungs-Dehnungs-Diagramm

Die Zerstörungsenergie der Probe wird über das Flächenintegral der Spannungs-Dehnungskurve bestimmt und beträgt bei Probe G1 190,02 KJ/m³ (Abbildung 50).

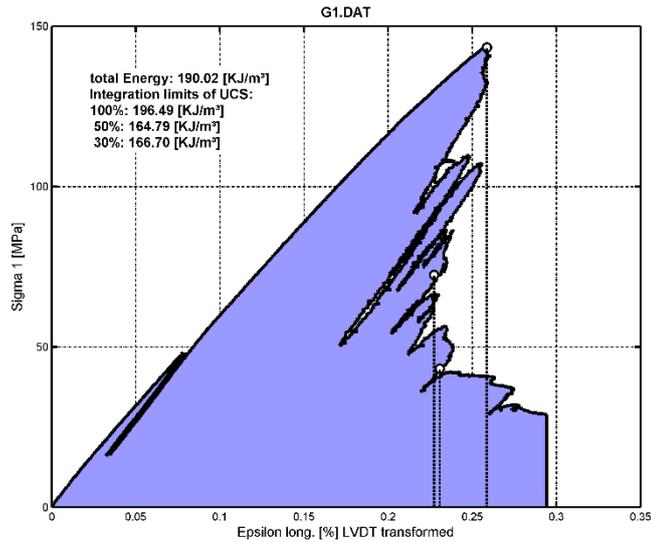


Abbildung 50: Ermittlung der Zerstörungsenergie (Kurvenintegral) über die blau unterlegte Fläche der Probe G1

7.6.2.2 Versuch 2: Probe G2

Die Probe G2 stammt aus der Bohrung BL1 in einer Teufe von 4,44 m – 4,54 m. Die Probe G2 hat einen Durchmesser von 44,9 mm, eine Länge von 90 mm und ein Gewicht von 378,8 g. Die Durchschallungsgeschwindigkeit beträgt 18,6 μ s und daraus ergibt sich ein dynamisches E-Modul von 50,87 GPa.

Die Auswertung des Spannungs-Dehnungs-Diagramms der Erstbelastung (Abbildung 51) ergibt ein E-Modul von 73,53 GPa, ein V-Modul von 59,62 GPa und eine Poissonzahl von 0,26.

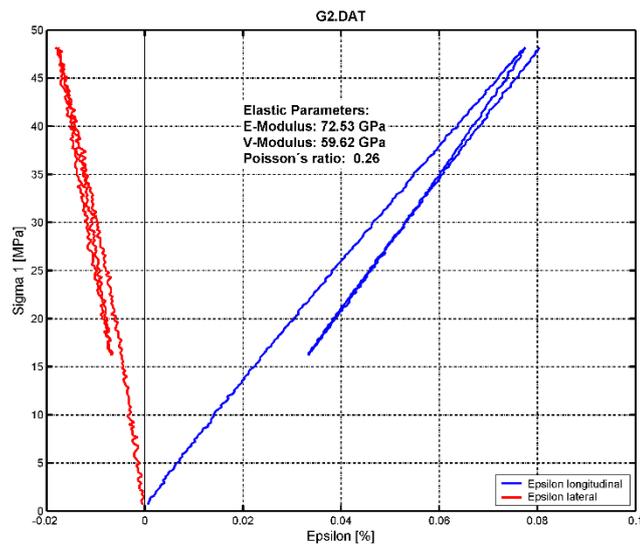


Abbildung 51: Spannungs- Dehnungskurve der Erstbelastung der Probe G2

Die Auswertung des Spannungs-Dehnungs-Diagramms bis zum Bruch ergibt eine einaxiale Druckfestigkeit von 135,05 MPa (Abbildung 52).

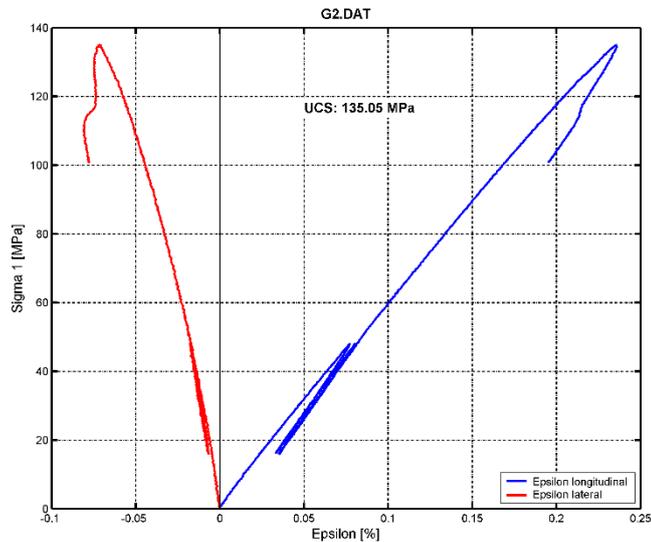


Abbildung 52: Bestimmung der einaxialen Druckfestigkeit über das Spannungs-Dehnungs-Diagramm der Probe G2

Die berechnete Zerstörungsenergie der Probe G2 beträgt $123,84 \text{ kJ/m}^3$ (Abbildung 53).

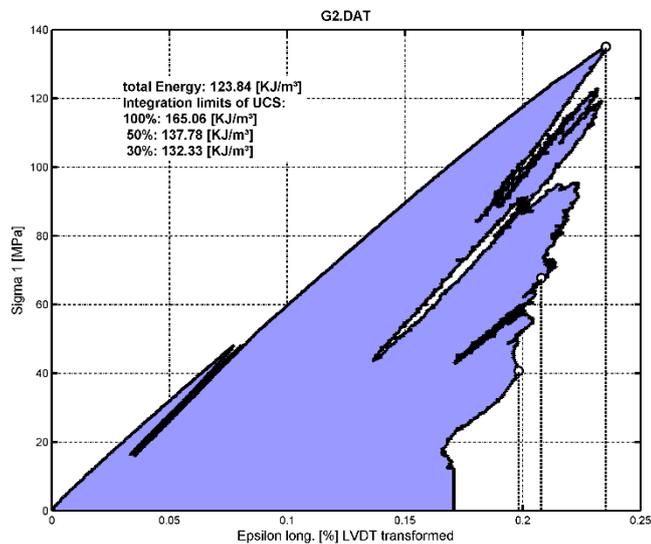


Abbildung 53: Ermittlung der Zerstörungsenergie (Kurvenintegral) über die blau unterlegte Fläche der Probe G2

7.6.3 Spaltzugversuch

Der Versuch wurde an 17 Gesteinsproben des Bohrlochs BL1 an der Technischen Universität Graz am Institut für Felsmechanik und Tunnelbau im Rahmen einer Laborübung durchgeführt (Abbildung 54).



Abbildung 54: Spaltzugversuch

Im Versuchsprotokoll (Abbildung 55) sind die Prüfkörperdimensionen, die mit dem Versuch gemessene Bruchlast und die daraus berechnete Zugfestigkeit (Gleichung 5.21) angegeben. Das Gestein wurde in unterschiedlichen Gefügeorientierungen belastet. Der Versuch ergibt eine Spaltzugfestigkeit des Gesteins in Gefügebelastung Typ E mit 13,36 MN/m², Typ F mit 13,26MN/m² und Typ B mit 12,15MN/m².

Spaltzugversuche								
Projekt: Masterarbeit Erzberg						Datum: 17.01.2014		
Typ A:		Typ B:		Typ C:				
Typ D:		Typ E:		Typ F:				
Lauf.Nr.:	Bohrung	von Teufe	bis Teufe	Durchmesser	Länge	Gemessen	Typ	Berechnet
		[m]	[m]	[mm]	[mm]	Bruchlast		Zugfestigkeit
						[kN]		[MN/m ²]
1	BL1	2.67	2.69	44.50	24.1	19.94	E	11.84
2	BL1	2.64	2.66	44.50	22.15	20.28	E	13.10
3	BL1	2.61	2.63	44.50	24.8	23.17	E	13.37
4	BL1	2.10	2.12	44.50	22	19.73	E	12.83
5	BL1	2.13	2.15	44.50	23.8	20.45	E	12.29
6	BL1	3.47	3.49	44.50	24.8	25.65	E	14.80
7	BL1	3.50	3.52	44.50	23.7	19.52	E	11.78
8	BL1	5.30	5.32	44.50	23.5	21.07	E	12.83
9	BL1	4.41	4.43	44.92	21.5	18.9	F	12.46
10	BL1	1.53	1.55	45.00	21.87	25.45	B	16.46
11	BL1	1.55	1.57	45.00	21.52	15.3	F	10.06
12	BL1	2.20	2.22	44.95	21.75	26.72	E	17.40
13	BL1	2.25	2.27	44.95	23.5	24.51	F	14.77
14	BL1	2.31	2.33	44.92	22.07	26.27	F	16.87
15	BL1	2.95	2.97	44.75	22.36	12.32	B	7.84
16	BL1	3.10	3.12	44.90	23.16	19.35	F	11.85
17	BL1	3.12	3.14	44.85	23.55	22.49	F	13.56

Mittelwert Zugfestigkeit [MN/m ²]:	Typ E	13.36 MN/m ²
	Typ F	13.26 MN/m ²
	Typ B	12.15 MN/m ²

Abbildung 55: Versuchsprotokoll der Spaltzugversuche

7.6.4 Kompetenz/Sprödigkeit des Bohrkernmaterials

Die Kompetenz des Gesteins wird über das Verhältnis der einaxialen Druckfestigkeit und der Spaltzugfestigkeit abgeleitet. Bei einer Spaltzugfestigkeit des Typ E mit $13,36 \text{ MN/m}^3$ ergibt sich ein von ein Verhältnis von 10,42, bei Typ F mit $13,26 \text{ MN/m}^3$ ein Verhältnis von 10,50 und bei Typ B mit $12,15 \text{ MN/m}^3$ ein Verhältnis von 11,64. Daraus folgt nach KÖPPL et al. 2009 ein sprödes bis geringfügig zähes Bruchverhalten, das bedeutet bei einem Spröbruch folgt auf eine geringe elastische Verformung unmittelbar der Bruch wobei bei einem zähen Bruchverhalten vor dem Bruch plastische Verformungen auftreten (Prinz and Strauss, 2011).

7.7 Petrophysikalische Untersuchungen

Die Ermittlung der Dichte, Porosität, elektrischer Widerstand, Wellengeschwindigkeiten v_s und v_p wurden im Petrophysiklabor der Montanuniversität Leoben durchgeführt.

Die Untersuchungen wurden an Proben (Abbildung 56) aus dem Bohrkernmaterial und der Handstücke durchgeführt. Die angeforderte Probengröße (Durchmesser 25 mm, Länge ca. 22 mm) wurde mittels einer Drehbohrmaschine und einer Diamantgesteinssäge angepasst. Die Probenbeschriftung der Bohrkernproben ist BL1.01A fortlaufend bis BL1.20A, wobei die Proben BL1.01A bis BL1.06A Ausbaumaterial sind und ab Probe BL1.07A der Porphyroid beginnt. Die Handstückproben sind fortlaufend mit einer Nummer gekennzeichnet AM02.1A/B/C/D – AM02.6A/B/C/D, wobei die Kennbuchstaben A/B/C/D je Proben aus einem Kern sind und D die nächste zur Bohroberfläche ist.



Abbildung 56: Proben des Bohrmaterials (Probenbeschriftung mit BL1.01A fortlaufend von links oben nach rechts unten)

7.7.1 Dichte und Porosität

Zur Bestimmung der Dichte und Porosität wurde zunächst das Volumen [cm³] jeder Probe mittels Abmessung der Länge und des Durchmessers berechnet. Mit Hilfe einer Waage (Abbildung 57) wurde von jeder Probe die Masse [g] trocken, gesättigt (24h im Stollenwasser im Exsikkator) und unter Wasser (Auftrieb) bestimmt.



Abbildung 57: Waage (links) und Exsikkator (rechts)

7.7.1.1 Dichte

In den Tabelle 11 und **Fehler! Verweisquelle konnte nicht gefunden werden.** sind die Messwerte der einzelnen Proben aufgelistet. Die Bestimmung der Korndichte erfolgte mit dem Ultrapyknometer 1000 der Montanuniversität Leoben (Abbildung 58).



Abbildung 58: Ultrapyknometer1000

Die Messergebnisse zeigen eine Variationsbreite, anhand der eine Unterteilung in verschiedene Zonen möglich ist. Fraglich ist, in wie weit diese Zonen in Zusammenhang mit einer plastischen Zone interpretiert werden können.

7.7.1.1.1 Bohrkernproben BL1

Die Betonproben (BL1.01A – BL1.06A) (Tabelle 11) weisen eine Korndichte im Bereich von 2,653 – 2,843 g/cm³ und eine Gesamtdichte von 2,200 – 2,371 g/cm³ auf. Die Korndichte der Porphyroidproben (BL1.07A – BL1.20A) (Tabelle 11) schwankt zwischen 2,642 – 2,703 g/cm³ und die Gesamtdichte liegt im Bereich von 2,600 – 2,678 g/cm³. Die Messwerte variieren um einen geringen Faktor, das Hauptmaximum liegt bei

Probe BL1.09A mit einer Korndichte von 2,703 g/cm³ und einer Gesamtdichte von 2,678 g/cm³. Die Werte zeigen von Bohrmeter 1,5 m bis 2,17 m einen kontinuierlichen Anstieg der dann bis 5,96 m abfällt und bis 7,04 m wieder leicht ansteigt, aber das Maximum nicht mehr erreicht.

Probe	Gemessen							Berechnet	
	Teufe	l	d	m _t	m _{ges}	m _A	Korndichte	Dichte gesamt	V
	[m]	[mm]	[mm]	[g]	[g]	[g]	[g/cm ³]	[g/cm ³]	[cm ³]
BL1.01A	0,12	21,64	24,66	22,739	24,220	14,477	2,799	2,200	10,336
BL1.02A	0,19	21,62	24,82	23,534	24,889	15,003	2,785	2,250	10,460
BL1.03A	0,30	21,76	24,72	24,134	25,496	15,250	2,739	2,311	10,443
BL1.04A	0,36	21,62	24,84	24,154	25,471	15,327	2,747	2,305	10,477
BL1.05A	0,71	21,64	24,74	24,670	25,595	15,312	2,653	2,371	10,403
BL1.06A	0,75	21,49	24,73	24,107	25,526	15,389	2,843	2,335	10,322
BL1.07A	1,50	20,98	24,86	26,697	26,765	16,699	2,654	2,622	10,184
BL1.08A	1,89	21,72	24,94	28,129	28,176	17,643	2,669	2,651	10,611
BL1.09A	2,17	21,56	24,84	27,985	28,010	17,675	2,703	2,678	10,448
BL1.10A	2,45	21,25	24,86	27,205	27,257	17,060	2,687	2,638	10,315
BL1.11A	2,62	21,76	24,73	27,176	27,244	17,045	2,671	2,600	10,452
BL1.12A	3,03	21,58	24,76	27,314	27,368	17,130	2,670	2,629	10,391
BL1.13A	3,21	21,58	24,85	27,750	27,813	17,448	2,684	2,651	10,466
BL1.14A	4,40	21,53	24,78	27,333	27,379	17,121	2,666	2,632	10,383
BL1.15A	5,44	21,48	24,92	27,453	27,531	17,103	2,642	2,620	10,477
BL1.16A	5,51	21,58	24,82	27,354	27,454	17,149	2,669	2,620	10,441
BL1.17A	5,96	21,66	24,77	27,540	27,586	17,256	2,661	2,639	10,438
BL1.18A	6,24	21,32	24,76	26,884	26,946	16,863	2,671	2,619	10,265
BL1.19A	6,42	21,58	24,77	27,366	27,445	17,241	2,698	2,632	10,399
BL1.20A	7,04	21,68	24,81	27,419	27,497	17,132	2,656	2,616	10,481

Tabelle 11: Ergebnisse der Dichtebestimmung der Proben BL1

7.7.1.1.2 Handstückprobe AM02 - Porphyroid

Die Porphyroidproben AM02 (Tabelle 12) weisen eine Korndichte von 2,800 – 2,831 g/cm³ und eine Gesamtdichte von 2,472 – 2,772 g/cm³ auf. Die Liste der Daten ist unvollständig, da für die Ermittlung der Dichte des Handstücks nicht die Messung jeder Probe erforderlich war.

Probe	Gemessen						Berechnet	
	l	d	m _t	m _{ges}	m _A	Korndichte	Dichte gesamt	V
	[mm]	[mm]	[g]	[g]	[g]	[g/cm ³]	[g/cm ³]	[cm ³]
AM02.1A	21,61	25,06	29,229	29,375	18,815	2,808	2,742	10,659
AM02.1B	21,94	25,07	29,738	29,898	19,142	2,808	2,746	10,830
AM02.1C	22,20	25,09	29,688	29,899	19,082	2,807	2,705	10,976
AM02.1D	21,92	24,99	29,166	29,418	18,697	2,803	2,713	10,751
AM02.2A	21,75	24,99	29,374	29,558	18,907	2,814	2,753	10,668
AM02.2B	21,79	24,92	29,406	29,572	18,907	2,809	2,767	10,628
AM02.2C	22,03	25,07	28,541	28,933	18,296	2,800	2,625	10,875
AM02.3A	21,76	25,06	29,368	29,536	18,900	2,820	2,736	10,733
AM02.3B	21,93	25,01	29,467	29,628	18,920		2,735	10,773
AM02.3C	21,83	24,95	29,300	29,474	18,876		2,745	10,673
AM02.4A	21,86	24,96	29,208	29,375	18,784	2,819	2,731	10,696
AM02.4B	21,89	25,12	29,350	29,518	18,878		2,705	10,849
AM02.4C	21,73	25,08	26,536	26,865	16,887		2,472	10,735
AM02.5	21,78	24,95	29,518	29,658	19,068	2,831	2,772	10,649
AM02.6A	21,83	24,92	29,050	29,258	18,662	2,806	2,728	10,647
AM02.6B	21,93	25,05	29,347	29,520	18,897		2,715	10,808

Tabelle 12: Ergebnisse der Dichtebestimmung der Proben AM02

7.7.1.2 Porosität

In den Tabellen 13 und 14 sind die berechnete Porosität nach Archimedes (Gleichung 5.24) und die He-Porosität (Gleichung 5.25) in Prozent aufgelistet. Es ist eine Differenzierung erkennbar, die Zuteilung in Bereiche unterschiedlicher Porosität ist möglich.

7.7.1.2.1 Bohrkernproben BL1

Die Betonproben (BL1.01A – BL1.06A) (Tabelle 13) weisen eine Porosität nach Archimedes im Bereich von 8,995 – 15,201 % und eine He-Porosität von 10,604 – 21,39 8% auf. Die Wertebereiche erklären sich durch die Betonzusammensetzung. Der Beton ist nicht homogen sondern besteht aus einem variierenden Anteil an Zement und Ausbruchsmaterial.

Die Porphyroidproben (BL1.07A – BL1.20A) (Tabelle 13) zeigen eine Porosität nach Archimedes im Bereich von 0,242 – 0,970 % und eine He-Porosität von 0,689 – 2,637 %. Über die Teufe lassen sich zwei Bereiche definieren, eine Zone mit vergleichbarer niedriger Porosität von Bohrkernmeter 1,5 m bis 4,40 m zu einer Zone von 4,40 m bis 7,04 m mit höherer Porosität.

Probe	Gemessen						Berechnet		
	Teufe	l	d	m _t	m _{ges}	m _A	V	Por. (Arch)	He-Por.
	[m]	[mm]	[mm]	[g]	[g]	[g]	[cm ³]	[%]	[%]
BL1.01A	0,12	21,64	24,66	22,739	24,220	14,477	10,336	15,201	21,389
BL1.02A	0,19	21,62	24,82	23,534	24,889	15,003	10,460	13,706	19,228
BL1.03A	0,30	21,76	24,72	24,134	25,496	15,250	10,443	13,293	15,635
BL1.04A	0,36	21,62	24,84	24,154	25,471	15,327	10,477	12,983	16,086
BL1.05A	0,71	21,64	24,74	24,670	25,595	15,312	10,403	8,995	10,604
BL1.06A	0,75	21,49	24,73	24,107	25,526	15,389	10,322	13,998	17,856
BL1.07A	1,50	20,98	24,86	26,697	26,765	16,699	10,184	0,676	1,225
BL1.08A	1,89	21,72	24,94	28,129	28,176	17,643	10,611	0,446	0,689
BL1.09A	2,17	21,56	24,84	27,985	28,010	17,675	10,448	0,242	0,890
BL1.10A	2,45	21,25	24,86	27,205	27,257	17,060	10,315	0,510	1,837
BL1.11A	2,62	21,76	24,73	27,176	27,244	17,045	10,452	0,667	2,637
BL1.12A	3,03	21,58	24,76	27,314	27,368	17,130	10,391	0,527	1,532
BL1.13A	3,21	21,58	24,85	27,750	27,813	17,448	10,466	0,608	1,212
BL1.14A	4,40	21,53	24,78	27,333	27,379	17,121	10,383	0,448	1,246
BL1.15A	5,44	21,48	24,92	27,453	27,531	17,103	10,477	0,748	0,828
BL1.16A	5,51	21,58	24,82	27,354	27,454	17,149	10,441	0,970	1,842
BL1.17A	5,96	21,66	24,77	27,540	27,586	17,256	10,438	0,445	0,833
BL1.18A	6,24	21,32	24,76	26,884	26,946	16,863	10,265	0,615	1,966
BL1.19A	6,42	21,58	24,77	27,366	27,445	17,241	10,399	0,774	2,458
BL1.20A	7,04	21,68	24,81	27,419	27,497	17,132	10,481	0,753	1,496

Tabelle 13: Auflistung der berechneten Porosität der Proben BL1

7.7.1.2.2 Handstückprobe AM02 - Porphyroid

Die Porphyroidproben AM02 (Tabelle 14) weisen eine Porosität nach Archimedes im Bereich von 1,322 – 3,685 % und eine He-Porosität von 1,499 – 6,279 % auf. Das starke Schwanken der Werte ist abhängig von der Kernentnahme, die einzelnen Proben stammen teilweise aus einem Kern und zeigen eine höhere Porosität nahe zur Bohroberfläche. Die He-Porosität kann nur bei den Proben ausgerechnet werden an denen die Korndichte bestimmt wurde.

Probe	Gemessen					Berechnet		
	l	d	m _t	m _{ges}	m _A	V	Por. (Arch)	He-Por.
	[mm]	[mm]	[g]	[g]	[g]	[cm ³]	[%]	[%]
AM02.1A	21,61	25,06	29,229	29,375	18,815	10,659	1,383	2,345
AM02.1B	21,94	25,07	29,738	29,898	19,142	10,830	1,488	2,220
AM02.1C	22,20	25,09	29,688	29,899	19,082	10,976	1,951	3,630
AM02.1D	21,92	24,99	29,166	29,418	18,697	10,751	2,351	3,233
AM02.2A	21,75	24,99	29,374	29,558	18,907	10,668	1,728	2,158
AM02.2B	21,79	24,92	29,406	29,572	18,907	10,628	1,556	1,499
AM02.2C	22,03	25,07	28,541	28,933	18,296	10,875	3,685	6,279
AM02.3A	21,76	25,06	29,368	29,536	18,900	10,733	1,580	2,951
AM02.3B	21,93	25,01	29,467	29,628	18,920	10,773	1,504	
AM02.3C	21,83	24,95	29,300	29,474	18,876	10,673	1,642	
AM02.4A	21,86	24,96	29,208	29,375	18,784	10,696	1,577	3,129
AM02.4B	21,89	25,12	29,350	29,518	18,878	10,849	1,579	
AM02.4C	21,73	25,08	26,536	26,865	16,887	10,735	3,297	
AM02.5	21,78	24,95	29,518	29,658	19,068	10,649	1,322	2,073
AM02.6A	21,83	24,92	29,050	29,258	18,662	10,647	1,963	2,749
AM02.6B	21,93	25,05	29,347	29,520	18,897	10,808	1,629	

Tabelle 14: Auflistung der berechneten Porosität der Proben AM02

7.7.2 Wellengeschwindigkeiten v_p und v_s , Poisson's ratio und dynamisches E-Modul

Die Wellengeschwindigkeiten wurden mit einem Ultraschallmessgerät (Abbildung 59) an Zylinderproben im trockenen und wassergesättigtem (Stollenwasser) Zustand bestimmt. Die Proben wurden in Längsrichtung zwischen einem Transmitter und einem Receiver mit konstantem Anpressdruck von 1,5 bar eingespannt, als Kontakt zwischen Probe und Prüfkörper wurde ein Zuckerrübensirup verwendet. Die Messung erfolgte an P- und S- Wellen Prüfköpfen mit einer Frequenz von 80 kHz und einer Amplitude von 9V.

7.7.2.1 Messablauf

Über das Gerät wird ein Dirac Impuls erzeugt und mit der Hilfe eines Transformators (inversen Piezoeffekts im Sender) zu einem mechanischen Impuls umgewandelt, der den Probenkörper in Längsrichtung durchläuft. Das Signal der erzeugten mechanischen Welle wird am Empfänger aufgezeichnet und am Computerbildschirm mit einem Speicher-Oszillograph visualisiert. Alle Messungen sind Totzeit-korrigiert. Die Proben zeigen einen ersten schwachen Amplitudenausschlag, der der P-Welle zugeordnet wird und einen zweiten höheren Ausschlag, zugehörig der S-Welle. Zur genauen Auswertung und Zuordnung der Ersteinsätze wird ein von der Montanuniversität entwickeltes

Programm in Matlab verwendet. Mit Hilfe des Programms kann der Einsatz und bei Eingabe der Höhe der Probe die seismische Geschwindigkeit berechnet werden (Gegenhuber and Steiner-Luckabauer, 2012).



Abbildung 59: Ultraschallmessgerät der Montanuniversität Leoben

Im Folgenden werden die Ergebnisse der akustischen Untersuchungen und die daraus berechneten Parameter aufgelistet. Die Messergebnisse zeigen eine geringe Variationsbreite anhand der eine Abgrenzung in zwei Zonen getroffen werden kann. Die mögliche Ursache diese Zonierung wird in Kapitel 8 diskutiert.

7.7.2.2 Bohrkernproben BL1

In Tabelle 15 sind die Ergebnisse der Untersuchungen der Bohrkernproben BL1 aufgelistet.

Die Betonproben (BL1.01A – BL1.06A) wurden nur im trockenen Zustand gemessen. Eine Messung im wassergesättigten Zustand ist nicht relevant. Die Proben zeigen eine Wellengeschwindigkeit v_p im Bereich von 3606,7 – 4259,8 m/s. Die Wellengeschwindigkeit v_s beträgt rund 1736,8 – 2125,7 m/s. Daraus ergeben sich eine berechnete Poissonzahl von ca. 0,30 – 0,37 und ein dynamisches E-Modul im Mittel von 22,778 – 31,986 GPa.

Die Wellengeschwindigkeiten v_p und v_s der Porphyroidproben (BL1.07A – BL1.20A) wurden im trockenen Zustand gemessen, im wassergesättigten Zustand wurde nur die v_p -Welle bestimmt. Aufgrund von Messprogrammfehlern war die Auswertung von zwei Proben nicht möglich, der Fehler konnte auch durch mehrmaliges wiederholen nicht behoben werden. Die Wellengeschwindigkeiten der trockenen Messung liegen bei der v_p -Welle im Bereich von 4071,7 – 5827,0 m/s und die v_s -Welle bei 2430,2 – 2743,0 m/s. Die Wellengeschwindigkeitsmessungen v_p im wassergesättigtem Zustand ergaben

Werte von 5042,1 – 7139,1 m/s. Die berechnete Poissonzahl liegt bei 0,253 – 0,392 und das dynamische E-Modul beträgt 38,566 – 55,213 GPa.

Es zeichnet sich ein Bereich mit erhöhten Wellengeschwindigkeiten ab. Dieser ist deutlicher bei der v_p -Welle erkennbar. Von Bohrmeter 1,5 m nimmt die v_p -Welle bis zu 2,17 m zu und erreicht eine Maximalgeschwindigkeit von 5827,0 m/s. Anschließend fällt sie bis Bohrmeter 3,21 m auf 5505,1 m/s ab und erreicht folgend darauf bei 4,40 m fast das Hauptmaximum mit 5818,9 m/s. Die restlichen Bohrmeter bilden eine Zone mit vergleichbaren leicht geringeren Wellengeschwindigkeiten. Die vorherig genannten Bereiche spiegeln sich in der v_s -Welle wieder, wobei sich diese nicht gut voneinander abheben.

Probe	Gemessen				Berechnet		
	Teufe	v_p tr	v_s tr	v_p ges	v_p diff	ν poisson's ratio	E_{dyn}
	[m]	[m/s]	[m/s]	[m/s]	[m/s]	[-]	[GPa]
BL1.01A	0,12	3606,7	1736,8			0,349	22,778
BL1.02A	0,19	3860,7	1760,6			0,369	23,635
BL1.03A	0,30	3817,5	1905,4			0,334	26,535
BL1.04A	0,36	3615,4	1851,0			0,322	24,895
BL1.05A	0,71	4259,8	2125,7			0,334	31,986
BL1.06A	0,75	3581,7	1911,9			0,301	27,036
BL1.07A	1,50	4901,9	2577,4	6515,5	1613,6	0,309	46,157
BL1.08A	1,89	5146,9	2681,5	6241,4	1094,5	0,314	50,432
BL1.09A	2,17	5827,0	2743,0	7139,1	1312,1	0,358	55,213
BL1.10A	2,45	5366,2	2554,1			0,354	47,450
BL1.11A	2,62	5787,2	2439,5	6078,2	291,0	0,392	44,244
BL1.12A	3,03	5368,2	2581,3	6384,6	1016,4	0,350	48,014
BL1.13A	3,21	5505,1	2587,5	6365,8	860,7	0,358	48,812
BL1.14A	4,40	5818,9	2704,8	6369,8	550,9	0,362	53,129
BL1.15A	5,44	5151,1	2712,1	5623,0	471,9	0,308	50,852
BL1.16A	5,51	4071,7	2430,2	5042,1	970,4	0,223	38,566
BL1.17A	5,96	5282,9	2603,4	5670,2	387,3	0,340	48,316
BL1.18A	6,24	5125,0	2439,4	5809,3	684,3	0,354	43,033
BL1.19A	6,42	4926,9	2625,3	5649,2	722,3	0,302	48,411
BL1.20A	7,04	4652,4	2676,5			0,253	47,664

Tabelle 15: Auflistung der Messergebnisse der akustischen Untersuchungen und daraus berechneten Parameter der Proben BL1

7.7.2.3 Handstückprobe AM02 - Porphyroid

Die Porphyroidproben AM02 (Tabelle 16) zeigen im trockenen Zustand Wellengeschwindigkeiten v_p im Bereich von 3957,7 – 4461,2 m/s und Wellengeschwindigkeiten v_s 2196,9 – 2493,1 m/s. Die Messungen der gesättigten

Proben weisen v_p -Werte im Bereich von 4379,6– 4767,5 m/s und v_s -Werte von 2151,4 – 2281,2 m/s auf. Aus den Daten ergibt sich eine berechnete Poissonzahl von 0,265 – 0,283 und ein dynamisches E-Modul im Bereich von 36,248 – 44,345 GPa. Da alle Proben aus einem Handstück entnommen sind wurden die Untersuchungen nicht an jeder Probe durchgeführt. Für die Dateninterpretation sind die erhobenen Daten ausreichend. Proben bei denen keine Korndichte oder akustischen Untersuchungen durchgeführt wurden, kann das dynamische E-Modul und die Poissonzahl nur teilweise berechnet werden.

Probe	Gemessen				Berechnet			
	v_p tr	v_s tr	v_p ges	v_s ges	v_p diff	v_s diff	ν poisson's ratio	E_{dyn}
	[m/s]	[m/s]	[m/s]	[m/s]	[m/s]	[m/s]	[-]	[GPa]
AM02.1A	4395,4	2457,2	4665,9	2232,4	270,5	224,8	0,273	43,157
AM02.1B	4443,5	2493,1	4673,9	2266,0	230,4	227,1	0,270	44,345
AM02.1C	4461,2	2456,2	4711,2	2255,9	250,0	200,3	0,283	43,432
AM02.1D	4392,2	2416,9	4503,2	2189,4	111,0	227,5	0,283	42,015
AM02.2A	4330,6	2410,8	4609,4	2221,3	278,8	189,5	0,275	41,723
AM02.2B	4169,9	2358,1	4586,0	2238,3	416,1	119,8	0,265	39,516
AM02.2C	4053,2	2251,3	4405,0	2151,4	351,8	99,9	0,277	36,248
AM02.3A	4248,0	2449,7	4705,5	2251,3	457,5	198,4	0,251	42,330
AM02.3B	4445,8	2478,9	4767,5	2281,2	321,7	197,7	0,274	
AM02.3C	4362,9	2439,7	4461,9	2221,8	99,0	217,9	0,273	
AM02.4A			4635,0	2249,5				
AM02.4B	4459,8	2463,6	4601,2	2232,2	141,4	231,4	0,280	
AM02.4C								
AM02.5			4379,6	2156,8				
AM02.6A			4609,9	2246,8				
AM02.6B	3957,7	2196,9	4384,9	2170,4	427,2	26,5	0,277	

Tabelle 16: Auflistung der Messergebnisse der akustischen Untersuchungen und daraus berechneten Parameter der Proben AM02

7.7.3 Spezifischer elektrischer Widerstand

Die Messung des elektrischen Widerstandes erfolgte über die „4-Point light“ Apparatur von Lipmann (Frequenz: 8.33 Hz) (Abbildung 60) mit einer vier Elektrodenkonfiguration.

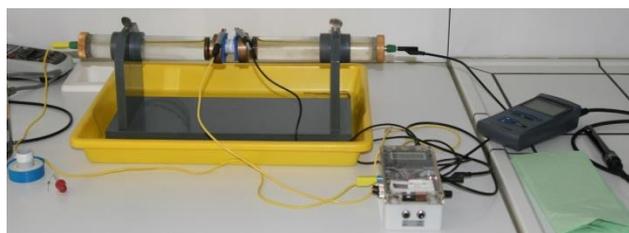


Abbildung 60: 4-Point Light Apparatur

7.7.3.1 Messablauf

Die Bestimmung der Phasenverschiebung zwischen Strom und Spannung über das Messgerät liefert eine Information über die induzierte Polarisation. Das Gerät misst die Spannung U [mV]. Der Messvorgang erfolgte an einer zylindrischen Probe, welche zuvor 24 Stunden in Stollenwasser gesättigt wurde. Der Zylindermantel der Probe wurde mit einem Teflon- Band umwickelt um das Austrocknen der Probe sowie Stromfluss entlang des Wasserfilms zu unterbinden. Die Probe steht mit der Messingelektrode über einen dünnen wassergesättigten Schwamm in Kontakt.

Die Ermittlung des spezifischen elektrischen Widerstandes ρ_0 [Ωm] erfolgt über folgende Formel:

$$\rho_0 = R \times \frac{A}{l} \quad (7.1)$$

R ... elektrischer Widerstand [Ohm]

A ... Querschnittsfläche des Probenkörpers [m^2]

l ... Länge des Probenkörpers [m]

Der spezifische elektrische Widerstand wurde an jeder Probe bestimmt, die Daten sind in der Tabelle 17 und Tabelle 18 aufgelistet. Die Messungen der Spannung U zur Berechnung des Widerstandes wurden dreimal wiederholt und daraus der Mittelwert gebildet. Die Werteschwankungen stehen im engen Zusammenhang mit der Porosität der Probe. Der Formationsfaktor F , der das Verhältnis des spezifischen elektrischen Widerstandes der Probe zur der des Stollenwassers angibt, ist ebenfalls angeführt.

Die Korrelation der Messdaten mit den Feldmessungen ist teilweise gegeben. Es zeigen sich Bereiche mit unterschiedlichen spezifischen elektrischen Widerständen. Eine Gegenüberstellung der Daten wird im Rahmen der Schlussfolgerung und Diskussion (Kapitel 8) gegeben.

7.7.3.2 Bohrkernproben BL1

Die Betonproben (BL1.01A – BL1.06A) (Tabelle 17) weisen einen spezifischen elektrischen Widerstand von 75,137 – 95,356 Ωm auf. Es ergibt sich ein Formationsfaktor von 5,762 – 7,831. Daraus ergibt sich, dass der Beton für die niederohmige Zone nahe der Ulme, in der Widerstandstomographie, verantwortlich sein könnte.

Die Porphyroidproben (BL1.07A – BL1.20A) (Tabelle 17) zeigen einen spezifischen elektrischen Widerstand von 404,547 – 813,901 Ωm , wobei die Probe BL1.09A mit 1857,675 Ωm eindeutig einen Ausreißer darstellt. Der Formationsfaktor variiert von 31,541 – 63,898 und liegt bei Probe BL1.09A bei 145,491.

Innerhalb der Messdaten lässt sich eine hochohmige Zone definieren, sie liegt im Bereich der Probe BL1.09A bei 2,17 m Teufe. Davor und dahinter befindet sich eine niederohmige Zone.

Probe	Gemessen	Berechnet			
	Teufe	R	ρ_0	ρ_w	F
	[m]	[Ω]	[Ωm]	[Ωm]	[-]
BL1.01A	0,12	4269,333	94,228	8,035	7,831
BL1.02A	0,19	4261,000	95,356	8,579	7,414
BL1.03A	0,30	3144,667	69,359	8,035	5,762
BL1.04A	0,36	3481,667	78,041	8,579	6,065
BL1.05A	0,71	3473,333	77,158	8,014	6,421
BL1.06A	0,75	3361,667	75,137	8,035	6,245
BL1.07A	1,50	23603,333	546,085	8,522	42,777
BL1.08A	1,89	36186,667	813,901	8,505	63,898
BL1.09A	2,17	82646,667	1857,675	8,505	145,491
BL1.10A	2,45	29123,333	665,234	8,565	51,834
BL1.11A	2,62	18826,667	415,578	8,518	32,573
BL1.12A	3,03	25963,333	579,296	8,518	45,379
BL1.13A	3,21	23110,000	519,387	8,583	40,420
BL1.14A	4,40	30810,000	690,145	8,474	54,367
BL1.15A	5,44	26066,667	591,885	8,522	46,357
BL1.16A	5,51	22193,333	497,582	8,505	38,732
BL1.17A	5,96	23676,667	526,749	8,456	41,597
BL1.18A	6,24	21336,667	481,871	8,450	38,059
BL1.19A	6,42	18116,667	404,547	8,559	31,541
BL1.20A	7,04	22940,000	511,538	8,524	40,082

Tabelle 17: Messdaten der elektrischen Leitfähigkeit der Proben BL1

7.7.3 Handstückprobe AM02 - Porphyroid

Die Porphyroidproben AM02 (Tabelle 18) zeigen einen spezifischen elektrischen Widerstand von 643,577 – 1088,473 Ωm , wobei die Probe AM02.4C mit 2069,142 Ωm einem Ausreißer zuzuordnen ist. Die Proben zeigen einen höheren elektrischen spezifischen Widerstand als die Bohrkernproben BL1.

Probe	Berechnet			
	R	ρ_0	ρ_w	F
	[Ω]	[Ωm]	[Ωm]	[-]
AM02.1A	38906,667	888,017	26,870	34,820
AM02.1B	39163,333	881,133	26,818	34,410
AM02.1C	39740,000	885,047	26,921	34,266
AM02.1D	62653,333	1401,929	26,921	54,192
AM02.2A	38276,667	863,172	26,921	33,631
AM02.2B	37626,667	842,218	26,968	32,678
AM02.2C	46396,667	1039,611	26,771	38,806
AM02.3A	39616,667	897,989	26,959	35,111
AM02.3B	41073,333	920,108	26,921	35,942
AM02.3C	33513,333	750,576	26,928	29,593
AM02.4A	37286,667	834,608	26,959	32,596
AM02.4B	48076,667	1088,473	26,771	42,078
AM02.4C	91013,333	2069,142	26,928	81,015
AM02.5	28670,000	643,577	26,818	25,217
AM02.6A	39230,000	876,497	26,818	34,180
AM02.6B	40910,000	919,382	26,845	36,468

Tabelle 18: Messdaten der elektrischen Leitfähigkeit der Proben AM02

7.7.4 AMS Anisotropie der Magnetischen Suszeptibilität

Die Messung der Suszeptibilität im Labor erfolgte mit der MFK 1 Kappabridge von Agico Inc. und dem Programm Safyr4 (Abbildung 61).



Abbildung 61: MFK1 Kappabridge, dient zur Messung der Suszeptibilität in 15 Richtungen und zur Curie-Punkt- Bestimmung

7.7.4.1 Messablauf

Für die Messung werden die Proben mit einem Container in das Messgerät eingebracht. Ein magnetisch wirksames Material äußert sich durch eine Magnetfeldänderung im Spuleninneren, die zu einer Spannungsänderung führt, welche proportional zur magnetischen Suszeptibilität des Probenkörpers ist. Die Volumensuszeptibilität χ_v

ergibt sich im Folgenden über die aus der Messung bestimmten scheinbaren Suszeptibilität und dem Gesamtvolumen V .

Aus den Messwerten wurden mit der Software Antisoft 4.2 (<http://www.agico.com/software/winsoft/anisoft/>) folgende Parameter dargestellt (Advanced Geoscience Instruments Co., 2009):

- Die Suszeptibilitäts-Komponenten in 10^{-6} SI und deren Mittelwert k_{mean}
- Die normierten Suszeptibilitäts-Hauptkomponenten k_1 , k_2 und k_3 ($k_1 > k_2 > k_3$) und deren natürlicher Logarithmus n_1 , n_2 und n_3 . Diese Werte ergeben sich durch die Division der Suszeptibilitäts-Hauptkomponenten durch den Absolutbetrag der mittleren Suszeptibilität.
- Kennwerte zur Richtungsanalyse: Deklination und Inklination der Suszeptibilitätsachsen k_1 , k_2 und k_3
- Parameter zur Beschreibung der Form des Anisotropieellipsoids:

Die Lineation L :

$$L = \frac{k_1}{k_2} \quad (7.2)$$

Die Foliation F :

$$F = \frac{k_2}{k_3} \quad (7.3)$$

Der Formparameter U :

$$U = \frac{2 \times k_2 - k_1 - k_3}{k_1 - k_3} \quad (7.4)$$

- Der Anisotropiegrad P :

$$P = \frac{k_1}{k_3} \quad (7.5)$$

- Der korrigierte Anisotropiegrad P_j nach Jelinek (1981):

$$P_j = e^{\sqrt{2 \times [(n_1 - n)^2 + (n_2 - n)^2 + (n_3 - n)^2]}} \quad (7.6)$$

Mit Hilfe dieses Anisotropiegrades können die logarithmische Verteilung von Suszeptibilitäten und deren Wertebereiche besser gesehen werden.

Zusätzlich wurde der Curie-Punkt an drei ausgewählter Proben der BL1-Serie mit der Kappabridge gemessen, um ferromagnetische Minerale zu bestimmen.

7.7.4.2 Bohrkernproben

Für die Fragestellung der Arbeit wurde die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität an den Gesteinsproben bestimmt, das Messen der Betonproben (BL1.01A – BL1.06A) war nicht relevant.

Die Bohrkernproben (BL1.07A – BL1.20A) wurden mit der Einstellung einer Orientierung von 280/90 und in einem magnetischen Feld von 425 A/m gemessen. Die

Orientierung ergab sich durch die Lage des Bohrlochs im Stollen (westliche Ulme) und den normal auf den Bohrkern gebohrten Proben.

Die gemessenen Werte der Richtungsanalyse der Porphyroidproben sind in Tabelle 19 aufgelistet. Die Proben wurden nicht orientiert genommen, daher wurden die aus der Anisotropie erfassten Daten in Schieferungsebene gedreht. Die Daten sind in einer Stereographische Projektion, in einem paleogeographischen Koordinatensystem, in Abbildung 62 dargestellt. In Bezug auf die Schieferungsfläche, aus K3 abgeleitet, erkennt man zwei Ebenen, eine flache in NNO – SSW Richtung und eine normal dazu (diese bildet die Proben BL1.07A, BL1.15A und BL1.18A).

Probe	Gemessen									
	Teufe [m]	k ₁	k ₂	k ₃	k _{1dec}	k _{1inc}	k _{2dec}	k _{2inc}	k _{3dec}	k _{3inc}
BL1.07A	1,50	1,005	1,001	0,994	239,00	56,60	45,00	32,60	139,10	6,40
BL1.08A	1,89	1,007	0,999	0,994	14,20	2,60	105,80	33,20	280,20	56,70
BL1.09A	2,17	1,004	1,000	0,996	273,10	72,10	95,70	17,90	5,50	0,70
BL1.10A	2,45	1,010	0,996	0,995	7,40	26,70	147,80	56,90	267,90	18,10
BL1.11A	2,62	1,005	1,001	0,994	325,70	51,30	128,90	37,50	225,30	8,20
BL1.12A	3,03	1,008	0,998	0,994	350,80	35,60	119,30	41,10	237,80	28,70
BL1.13A	3,21	1,007	1,000	0,992	33,50	9,20	288,70	57,50	129,00	30,80
BL1.14A	4,40	1,005	1,001	0,994	177,50	26,50	290,10	37,70	62,00	40,80
BL1.15A	5,44	1,006	1,003	0,991	280,20	11,70	20,70	41,40	177,60	46,30
BL1.16A	5,51	1,005	1,000	0,995	19,00	33,80	115,50	9,70	219,30	54,50
BL1.17A	5,96	1,005	1,003	0,992	258,70	65,50	78,80	24,50	348,70	0,00
BL1.18A	6,24	1,009	1,002	0,989	75,20	13,20	220,70	74,10	343,20	8,70
BL1.19A	6,42	1,007	0,999	0,993	336,20	14,20	101,80	66,50	241,40	18,30
BL1.20A	7,04	1,007	1,001	0,992	2,70	20,10	95,30	7,30	204,40	68,50

Tabelle 19: Gemessene Werte der Suszeptibilitäts- Hauptkomponenten der Proben BL1

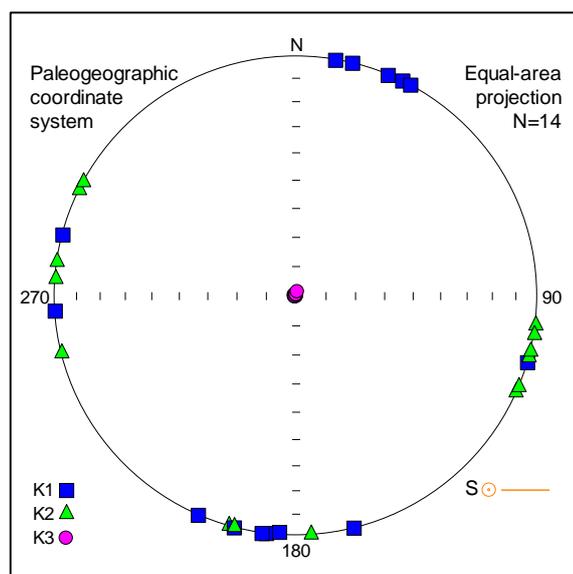


Abbildung 62: Paleobild der reorientierten Suszeptibilitätsachsen in Bezug auf die Schieferungsebene, Proben BL1

Der berechneten Daten des Anisotropiegrades und die Parameter zur Beschreibung der Form des Anisotropieellipsoids sind in Tabelle 20 aufgelistet. Anhand der geplotteten Daten im L-F Diagramm (Abbildung 63) nach Balsley und Buddington (1960) und im T-P_j Diagramm (Abbildung 64) nach Jelinek (1981) kann auf ein prolates (rot) oder oblates (blau) Gefüge geschlossen werden.

Probe	Gemessen		Berechnet						Gefüge
	Teufe	k _m	L	F	P	P _j	T	U	
	[m]								
BL1.07A	1,50	6,29E-05	1,004	1,006	1,011	1,011	0,170	0,168	oblat
BL1.08A	1,89	8,02E-05	1,008	1,005	1,013	1,013	-0,263	-0,266	prolat
BL1.09A	2,17	5,34E-05	1,004	1,003	1,007	1,007	-0,093	-0,095	prolat
BL1.10A	2,45	8,46E-05	1,014	1,001	1,015	1,017	-0,891	-0,892	prolat
BL1.11A	2,62	8,38E-05	1,003	1,007	1,01	1,01	0,346	0,344	oblat
BL1.12A	3,03	7,84E-05	1,009	1,005	1,014	1,014	-0,344	-0,347	prolat
BL1.13A	3,21	9,66E-05	1,007	1,008	1,015	1,015	0,047	0,043	oblat
BL1.14A	4,40	6,47E-05	1,004	1,007	1,012	1,012	0,266	0,263	oblat
BL1.15A	5,44	4,65E-05	1,003	1,013	1,016	1,017	0,639	0,637	oblat
BL1.16A	5,51	6,88E-05	1,004	1,006	1,010	1,010	0,134	0,131	oblat
BL1.17A	5,96	5,97E-05	1,003	1,010	1,013	1,014	0,586	0,584	oblat
BL1.18A	6,24	7,54E-05	1,007	1,013	1,02	1,021	0,313	0,308	oblat
BL1.19A	6,42	7,82E-05	1,008	1,006	1,014	1,014	-0,157	-0,16	prolat
BL1.20A	7,04	5,32E-05	1,005	1,010	1,015	1,015	0,284	0,281	oblat

Tabelle 20: Berechnete Parameter des Anisotropiegrades und der Form des Anisotropieellipsoids: der Proben BL1

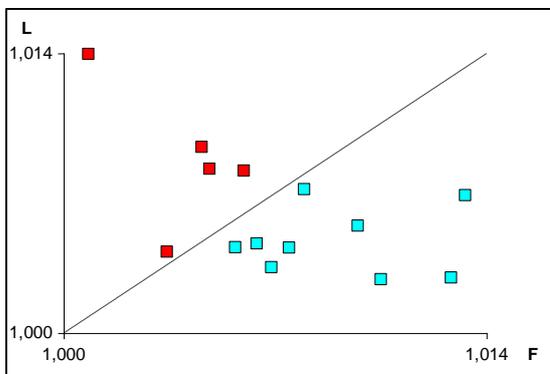


Abbildung 63: L-F Diagramm der Daten BL1

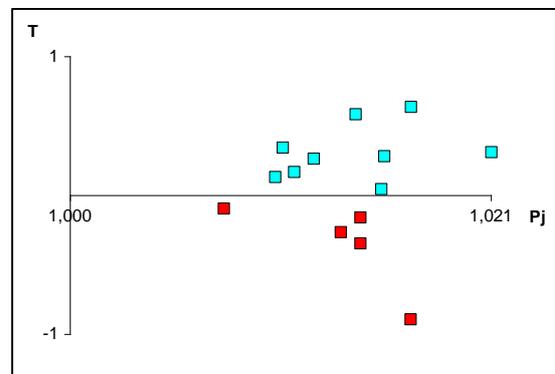


Abbildung 64: T-P_j Diagramm der Daten BL1

Die Messergebnisse zeigen einen Gefügetrend, der nahe dem Hohlraumbaubruch prolat ist und ab einer Teufe von ungefähr 3,2 m in ein oblates Gefüge übergeht.

Curie-Punkt Messung

Die Curie-Punkt Messung wurde an den Proben BL1.07A, BL1.09A und BL1.15A nach der AMS und NRM Messung durchgeführt, da die Probenwahl anhand der Ergebnisse vorgenommen wurde. Die Proben weisen unterschiedliche K_m- und NRM-Intensitäten auf.

Zur Auswertung der Messergebnisse wurde die Werte auf die Suszeptibilitätswerte der AMS Messung skaliert. Die Messung der Probe BL1.07A zeigt ferromagnetische Phasen mit Hinweis auf das Trägermineral Hämatit (Curie-Punkt bei 670°). In den Proben BL1.09A und BL1.15A wurden keine erkennbaren ferromagnetischen Phasen gefunden, das bedeutet die Trägerminerale der AMS sind paramagnetisch.

In Abbildung 65 sind die Ergebnisse dargestellt. Die Proben BL1.09A und BL1.15A zeigen eine Temperaturkurve mit Schwankungen im Noise-Bereich (Signalrauschen). Die Proben sind fast unmagnetisch und besitzen einen schlecht ausgebildeten Ferromagnetismus. Aus der BL1.07A Kurve ist erkennbar, dass Hämatit das Trägermineral für die NRM bildet. Die Suszeptibilität wird teilweise von Hämatit und den Paramagnetischen Phasen ausgebildet

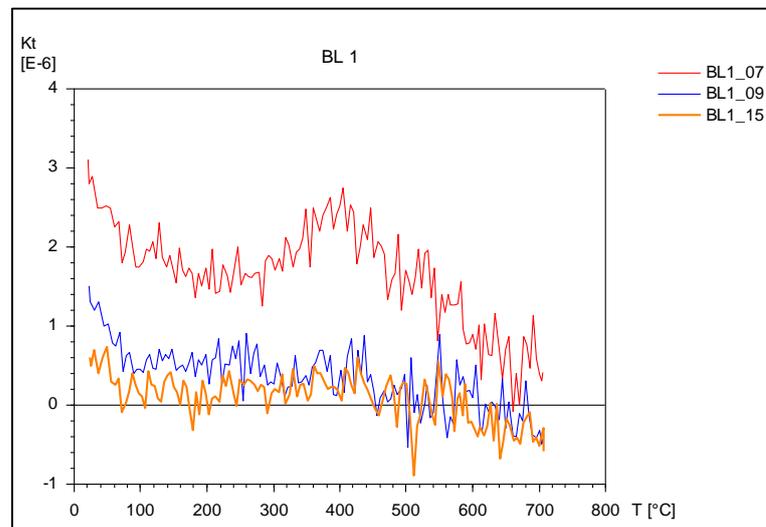


Abbildung 65: Curie-Punkt Messung der Proben BL1.07A, BL1.09A und BL1.15A.

Aus diesen Ergebnissen ergibt sich, dass die Gefügeänderung von prolat zu oblat vermutlich nicht mineralogischen Ursprungs, sondern mechanisch-tektonisch bedingt ist.

7.7.4.3 Handstückprobe AM02 - Porphyroid

Die Porphyroidproben AM02 wurden mit der Kappabridge in einem magnetischen Feld von 200 A/m und mit einer Orientierung von 68/1 gemessen. Die Orientierung bei der Entnahme des Handstückes betrug 248/90.

Die berechneten Parameter zur Beschreibung des Anisotropieellipsoids und des Anisotropiegrades sind in Tabelle 21 aufgelistet. Die Daten zeigen nach der Auswertung mit dem L-F Diagramm (Abbildung 66) und dem T-P_j Diagramm (Abbildung 67) ein breites oblates Gefüge mit Neigung in den Isotropen Bereich.

Probe	Gemessen	Berechnet					
	k_m	L	F	P	Pj	T	U
AM02.1A	2,11E-04	1,019	1,026	1,045	1,045	0,146	0,135
AM02.1B	2,07E-04	1,018	1,034	1,052	1,053	0,306	0,295
AM02.1C	2,14E-04	1,018	1,019	1,038	1,038	0,034	0,025
AM02.1D	1,88E-04	1,012	1,015	1,027	1,027	0,103	0,096
AM02.2A	2,04E-04	1,018	1,028	1,046	1,046	0,213	0,203
AM02.2B	1,94E-04	1,019	1,031	1,050	1,051	0,243	0,232
AM02.2C	1,81E-04	1,011	1,013	1,025	1,025	0,067	0,061
AM02.3A	2,00E-04	1,017	1,032	1,050	1,050	0,288	0,277
AM02.3B	1,97E-04	1,018	1,025	1,044	1,044	0,170	0,160
AM02.3C	2,03E-04	1,017	1,020	1,037	1,037	0,093	0,084
AM02.4A	2,00E-04	1,014	1,034	1,048	1,050	0,428	0,418
AM02.4B	1,99E-04	1,016	1,016	1,032	1,032	-0,020	-0,028
AM02.4C	1,40E-04	1,010	1,014	1,024	1,024	0,153	0,147
AM02.5	2,15E-04	1,013	1,020	1,034	1,034	0,205	0,197
AM02.6A	1,84E-04	1,015	1,030	1,046	1,046	0,323	0,313
AM02.6B	2,06E-04	1,016	1,019	1,035	1,035	0,093	0,084

Tabelle 21: Berechnete Werte des Anisotropiegrades und der Form des Anisotropieellipsoids der Proben AM02

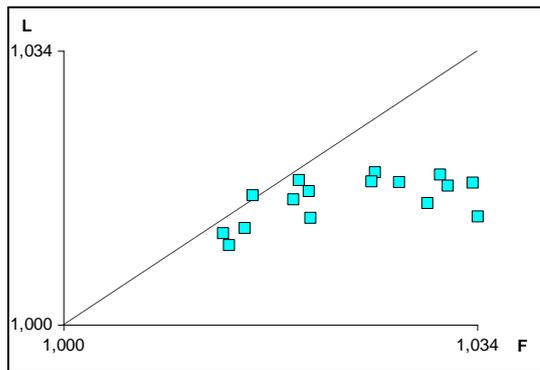


Abbildung 66: L-F Diagramm der Proben AM02

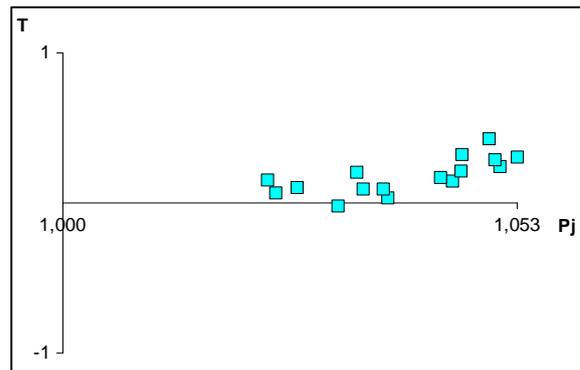


Abbildung 67: T-Pj Diagramm der Proben AM02

7.7.5 NRM Natürlich Remanente Magnetisierung

Die natürlich remanente Magnetisierung wurde mit dem Cryogen-Magnetometer (Abbildung 68) der Montanuniversität Leoben an allen Proben in 4 Messpositionen (0° , 90° , 180° , 270°) gemessen. Diese dient im Projekt zur Abschätzung des Verwitterungsgrades. In den folgenden Tabellen (Tabelle 22 und 23) ist die Intensität der NRM [A/m] aufgelistet.



Abbildung 68: Cryogen-Magnetometer der Montanuniversität Leoben zur Bestimmung der NRM

7.7.5.1 Bohrkernproben

Die Betonproben (BL1.01A – BL1.06A) (Tabelle 22) zeigen eine Intensität der natürlichen remanenten Magnetisierung im Bereich von 0,35890 – 1,30200 A/m.

Probe	Gemessen	
	Teufe	Int. NRM
	[m]	[A/m]
BL1.01A	0,12	0,36750
BL1.02A	0,19	0,66810
BL1.03A	0,30	0,66090
BL1.04A	0,36	0,90480
BL1.05A	0,71	0,35890
BL1.06A	0,75	1,30200

Tabelle 22: Messdaten der NRM der Proben BL1.01A – BL1.06A

Die Porphyroidproben (BL1.07A – BL1.20A) (Tabelle 23) weisen eine Intensität der natürlichen remanenten Magnetisierung von 0,00003 – 0,00023 A/m auf. Es ist ein Übergang von niedrigen zu hohen Intensitäten bei einer Teufe von ungefähr 4 m erkennbar. Dies ist in Zusammenhang mit den AMS-Werten ein Zeichen für Mineralumwandlungen.

Probe	Gemessen	
	Teufe	Int. NRM
	[m]	[A/m]
BL1.07A	1,50	0,00006
BL1.08A	1,89	0,00007
BL1.09A	2,17	0,00002
BL1.10A	2,45	0,00010
BL1.11A	2,62	0,00009
BL1.12A	3,03	0,00011
BL1.13A	3,21	0,00008
BL1.14A	4,40	0,00005
BL1.15A	5,44	0,00010
BL1.16A	5,51	0,00017
BL1.17A	5,96	0,00011
BL1.18A	6,24	0,00023
BL1.19A	6,42	0,00003
BL1.20A	7,04	0,00015

Tabelle 23: Messdaten der NRM der Proben BL1.07A - BL1.20A

7.7.5.2 Handstückprobe AM02 - Porphyroid

Die Porphyroidproben AM02 (Tabelle 24) weisen eine Intensität der natürlichen remanenten Magnetisierung von 0,00262 – 0,01129 A/m.

Probe	Gemessen
	Int. NRM
	[A/m]
AM02.1A	0,01002
AM02.1B	0,00921
AM02.1C	0,00786
AM02.1D	0,00458
AM02.2A	0,01129
AM02.2B	0,00846
AM02.2C	0,00515
AM02.3A	0,00885
AM02.3B	0,00830
AM02.3C	0,00583
AM02.4A	0,00938
AM02.4B	0,00585
AM02.4C	0,00262
AM02.5	0,00654
AM02.6A	0,00806
AM02.6B	0,00598

Tabelle 24: Auflistung der Messergebnisse der NRM der Proben AM02

7.8 Petrographische Untersuchungen

In der gesamten Masterarbeit wird das Profil der geoelektrischen Messung, anhand der die Bohrstellen gewählt wurden, betrachtet. Für die Petrographischen Untersuchungen wurde nur der Bohrkern BL1 und das Handstück AM02 herangezogen. Laut Söhlingschnitt befindet sich das Handstück im Porphyroid und die Bohrung vermutlich im gleichen Gestein, allerdings ist dieser Bereich im Schnitt nicht genau definiert.

Ziel der Petrographischen Untersuchung war nicht eine tiefgreifende petrologische und geochemische Charakterisierung der Gesteine im Porphyroidkomplex des Erzberges, sondern die mit den o.a. Geo-Physikalischen Methoden erzielten Ergebnissen zur Charakterisierung der EDZ zu bestätigen und gegebenenfalls zu verfeinern sowie auffallende Zonen im Bohrkern BL1 zu beschreiben. Die Ergebnisse werden basierend auf den in der Literatur vorhandenen Daten diskutiert und mögliche Unterschiede aufgezeigt.

Dafür wurden die für die petrophysikalischen Untersuchungen ausgewählten Proben röntgenographischen Analysen mittels Röntgendiffraktometrie (XRD) und mikroskopisch Analysen an entsprechenden Gesteinsdünnschliffen durchgeführt. Um mögliche Differenzierungen der Gesteine im Bohrkernverlauf noch besser sichtbar zu machen, wurden darüber hinaus noch chemische Analysen mit Hilfe eines Röntgenfluoreszenzspektrometers (XRF) durchgeführt.

Für die genannten Untersuchungen wurden 14 Proben aus dem Bohrkern BL1 sowie 2 Proben des entnommenen Handstücks AM02 herangezogen. Die chemischen, röntgenographischen sowie mikroskopischen Analysen wurden am Institut für Angewandte Geowissenschaften der Technischen Universität Graz durchgeführt. Die Gesteinsdünnschliffe sind im Dünnschliff Labor des Instituts für Erdwissenschaften der Karl-Franzens Universität Graz hergestellt worden.

7.8.1 Qualitative Mineralogische Analyse

7.8.1.1 Petrographische Handstück- und Dünnschliffbeschreibung

7.8.1.1.1 Bohrkernproben BL1.07A bis BL1.20A

Handstückbeschreibung:

Makroskopisch betrachtet zeigt das Gestein eine grau-grüne Färbung. Es ist eine Schieferung sichtbar. An den Bruchflächen ist Quarz und Glimmer erkennbar. Es sind einzelne Adern, verheilte Risse, ersichtlich.

Dünnschliffbeschreibung:

Mineralbestand: Quarz
Feldspat (Alkalifeldspat und Plagioklas)
Karbonat (Calcit)
Muskovit/Serizit
Opake Phasen

Die Hauptminerale sind Quarz, Serizit, Calcit und Alkalifeldspat. Das Gefüge ist feinkörnig und überwiegend gleichkörnig mit einer erkennbaren Korngröße von durchschnittlich 200µm, wobei die Menge der erkennbaren Kristallite deutlich variiert. Die Matrix besteht hauptsächlich aus Serizit und Quarz. Der Kalifeldspat ist überwiegend hypidiomorph ausgebildet und alteriert. Die silikatische Matrix wird teilweise durch Karbonat ersetzt. Die Karbonate zeigen fleckige, nicht durchgängige, breite Lamellen und Calcit-Sparite, dies deutet auf höhere Temperaturen und hydrothermale Aktivität hin. Im Gefüge treten Serizit- und Karbonat- Adern auf. Zusätzlich sind Adern, die mit Erzen und opaken Phasen gefüllt sind, erkennbar.

Das Fließgefüge mit den Alterationsprodukten wird von opaken Phasen begleitet. Dieses erscheint variierend fleckig oder fließend und füllt die Freiräume zwischen den Mineralen aus. Die Alteration nimmt mit Entfernung von den Adern ab, bleibt aber durchgängig in unterschiedlichem Ausmaß erhalten. Es sind Bereiche unterschiedlicher Sedimentation erkennbar. Weiters sind Vererzungen (opake Phasen) als rundliche matrixüberwachsende Akzessorien zwischen den Silikatmineralen im Schliff sichtbar.

Die untersuchten Dünnschliffe zeigen Variationen in der metasomatischen Beanspruchung und im Mineralprozentanteil. Die Schliffe BL1.07A, BL1.08A und BL1.10A bis BL1.13A zeigen eine stärkere Alteration, rundlich ausgebildete und kornumwachsende Vererzungen. Die Ca-Metasomatose betrifft den gesamten Schliff. Die Schliffe BL1.14A bis BL1.20A sind teilweise weniger alteriert und zeigen vermehrt unterschiedlich körnige, sedimentierte Zonen. Karbonate treten vermehrt als Linsen auf. Im Bereich der Adern nimmt die Alteration mit Entfernung ab. Der Schliff BL1.09A bildet eine Ausnahme und zeigt viele grobkörnige Karbonate (über 1 mm), Serizitnester, Adern (gefüllt mit Alterationsprodukten) die den Schliff durchqueren. Die Hauptgemengteile sind Serizit und Karbonat.

Charakteristische Dünnschliffbilder:

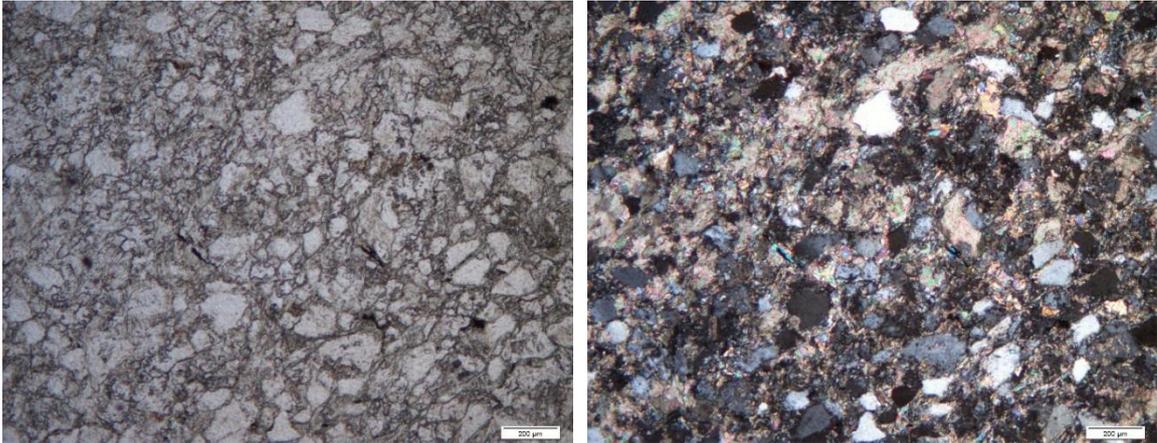


Abbildung 69: Dünnschliffbild der Probe BL1.07A (4x Vergrößerung, rechtes Bild unter gekreuzten Nicols). Abbildung der Ca-Metasomatoese des Alkalifeldspates (oben). Verzerrungen sind im linken Bild erkennbar (schwarz).

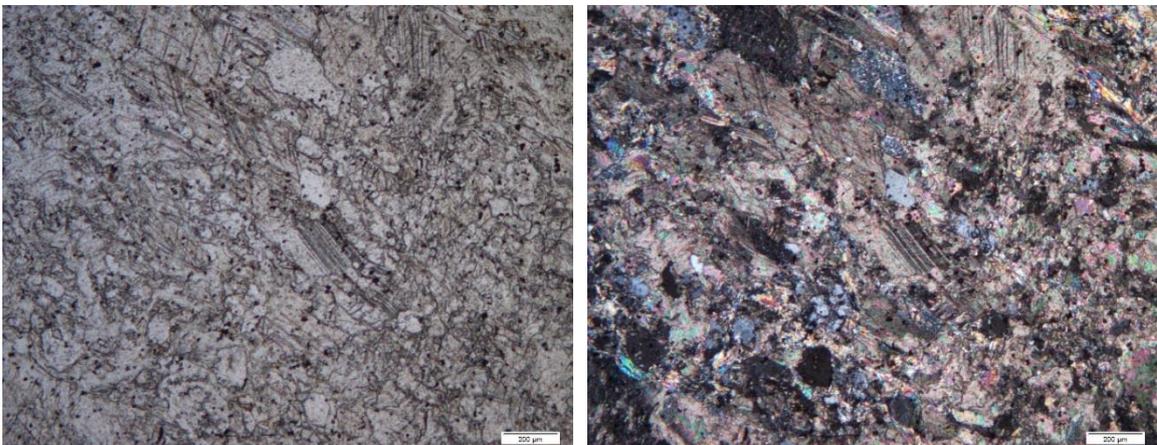


Abbildung 70: Dünnschliffbild BL1.09A (4x Vergrößerung, rechtes Bild unter gekreuzten Nicols). Dieser Schliff zeigt eine überwiegende Ca-Metasomatoese und grobkörnige Karbonate.

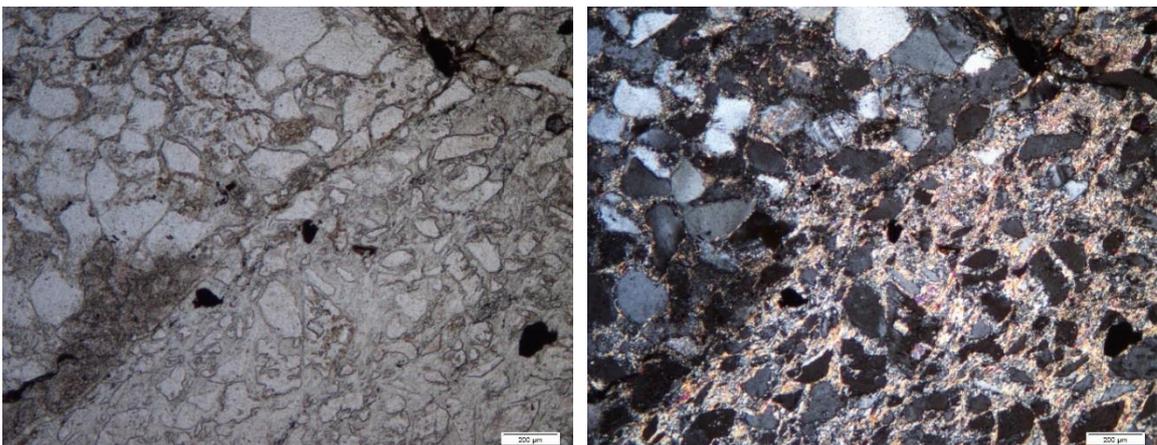


Abbildung 71: Dünnschliffbild der Probe BL1.16A (4x Vergrößerung, rechtes Bild unter gekreuzten Nicols). Dieses Bild zeigt die auftretende unterschiedliche Sedimentation.

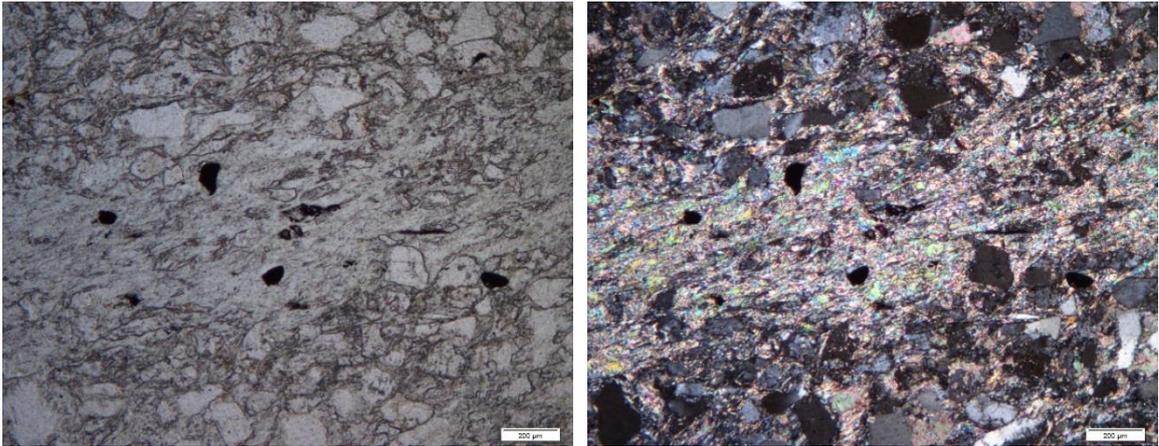


Abbildung 72: Dünnschliffbild der Probe BLI.19A (4x Vergrößerung, rechtes Bild unter gekreuzten Nicols). Dieses Bild zeigt eine Serizitader (Mitte).

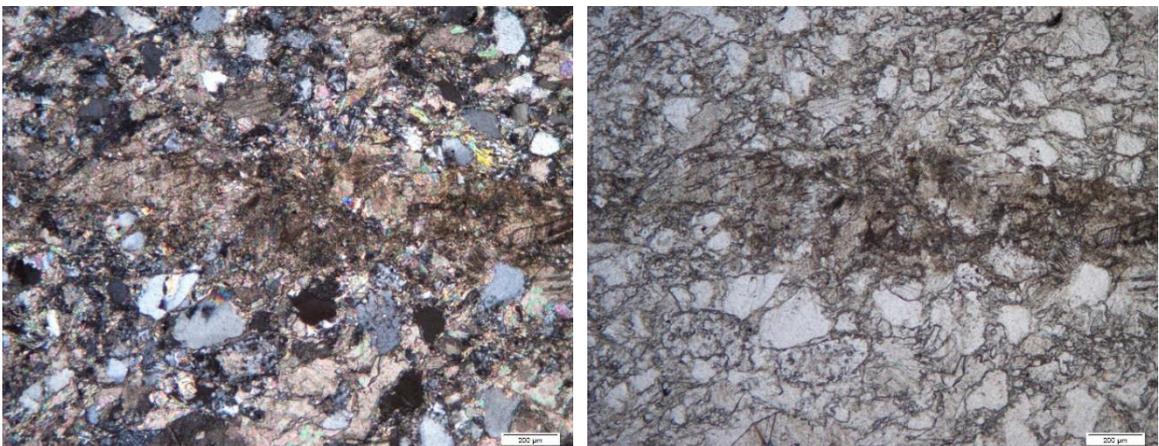


Abbildung 73: Dünnschliffbild der Probe BLI.19A (4x Vergrößerung, rechtes Bild unter gekreuzten Nicols). Dieses Bild zeigt eine Karbonatader, die sich durch den gesamten Schliff zieht (Mitte).

7.8.1.1.2 Proben AM02

Handstückbeschreibung:

Es ist makroskopisch ein feinporphyrisches Gefüge mit großen Einsprenglingen und eine angedeutete Schieferung sichtbar. Die Einsprenglinge sind Serizit, Quarz und Feldspat. Das Gestein weist eine gräuliche Färbung auf.

Dünnschliffbeschreibung:

Mineralbestand: Quarz
Plagioklas
Muskovit/Serizit
Opake Phasen

Die Hauptminerale sind Serizit, Quarz und Plagioklas. Das charakteristische porphyrische Gefüge besteht in seiner Grundmasse aus überwiegend Serizit und geringfügig Plagioklas und mikrokristallinen Quarz. Feldspäte sind durch die starke Alteration kaum erkennbar. Insgesamt ist das Gestein stark alteriert, erkennbar vor allem an der Serizitisierung der Plagioklase, kennzeichnend für einen hydrothermalen-metasomatischen Prozess. Darüber hinaus sind Vererzungen und Rektionssäume um die Einsprenglinge erkennbar.

Charakteristisches Dünnschliffbild:

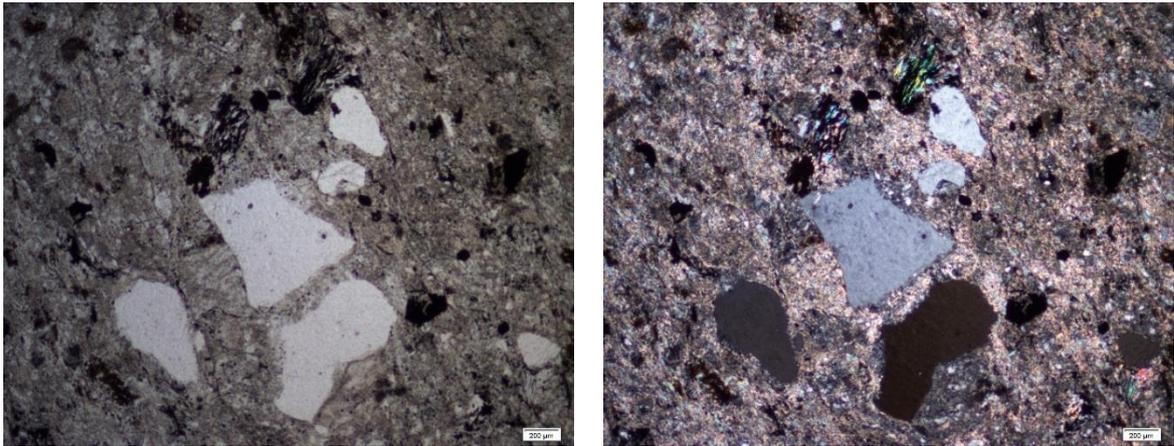


Abbildung 74: Das Dünnschliffbild der Probe AM02.3A (4x Vergrößerung, rechtes Bild unter gekreuzten Nicols) zeigt das charakteristische porphyrische Gefüge des Gesteins, mit einer Matrix aus Serizit und Einsprenglingen aus Quarz und Muskovit (oben Mitte).

7.8.1.2 Röntgendiffraktometrie

Die Ergebnisse der Röntgendiffraktometer-Messung sind in den Abbildungen 75 bis 78 dargestellt. Der Mineralbestand der Proben wurde über die Zuordnung, der für jedes Mineral charakteristischen Peaks, bestimmt. Zur besseren Datenauswertung wurde als Standardmineral Zincit beigemischt. Die Nachweisgrenze der kristallinen Phasen liegt bei Quarz und Calcit bei ~1 %, bei den Feldspäten bei < 3 %, bei Tonmineralen (z.B. Kaolinit) bei < 3 % und bei Chlorit bei ~ 1 %.

7.8.1.2.1 Bohrkernproben BL1

Die Diffraktogramme aller Bohrkernproben zeigen die gleichen Peaks, allerdings in unterschiedlicher Intensität und daher die gleiche mineralogische Zusammensetzung. Repräsentativ für die BL1-Serie zeigt das Diffraktogramm der Probe BL1.07A (Abbildung 75) einen Mineralbestand von Quarz, Calcit, Muskovit, Alkalifeldspat (Sanidin und Mikroklin) und Plagioklas (Albit). Das im Dünnschliff der Probe BL1.09A erkennbare massive Auftreten von Calcit ist auch im Diffraktogramm deutlich feststellbar (Abbildung 76). Hingegen zeigt das Diffraktogramm der Probe BL1.15A

den geringsten Gehalt an Calcit, das weist auf eine sehr geringe Ca-Metasomatose hin (Abbildung 77).

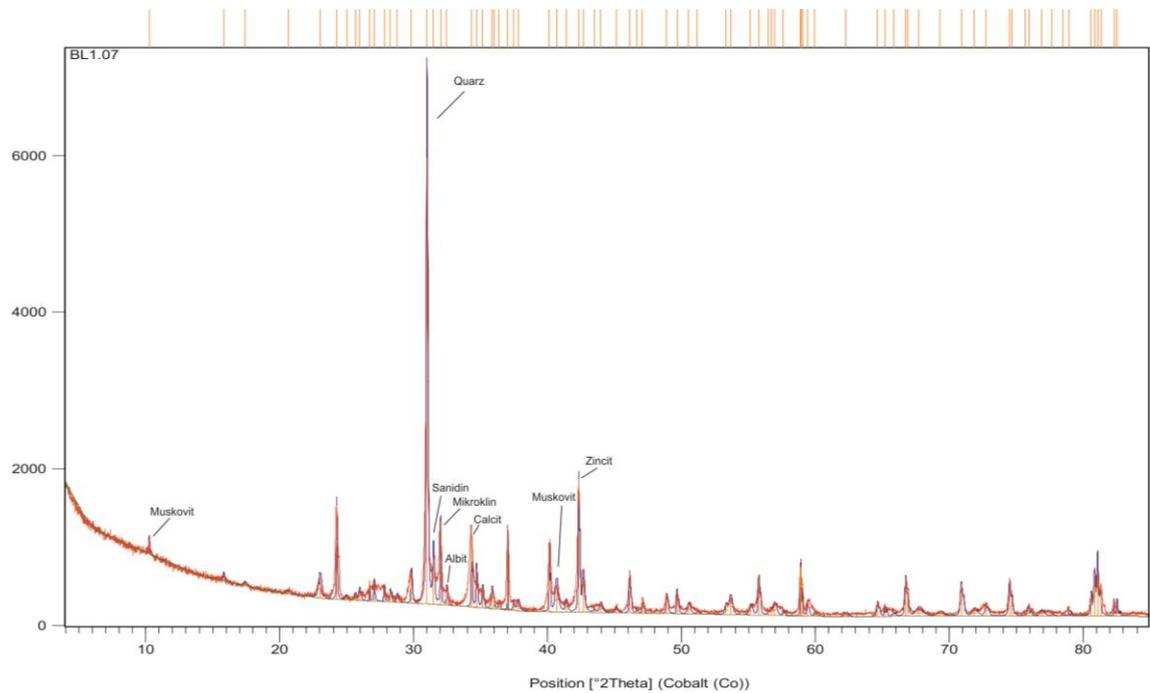


Abbildung 75: Ergebnis der Röntgendiffraktometer-Messung ("Diffraktogramm") der Proben BL1.07. Die einzelnen Peaks sind charakteristisch für jedes Mineral.

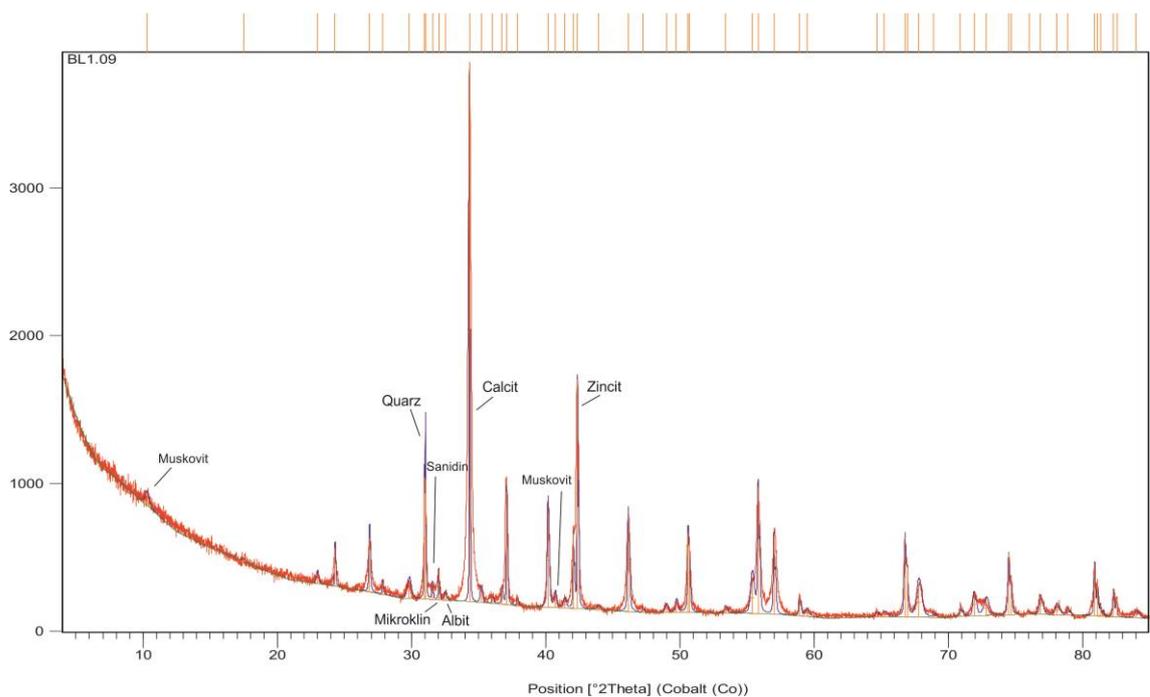


Abbildung 76: Ergebnis der Röntgendiffraktometer-Messung ("Diffraktogramm") der Proben BL1.09. Diese Probe zeigt im Dünnschliff die höchste Karbonatisierung.

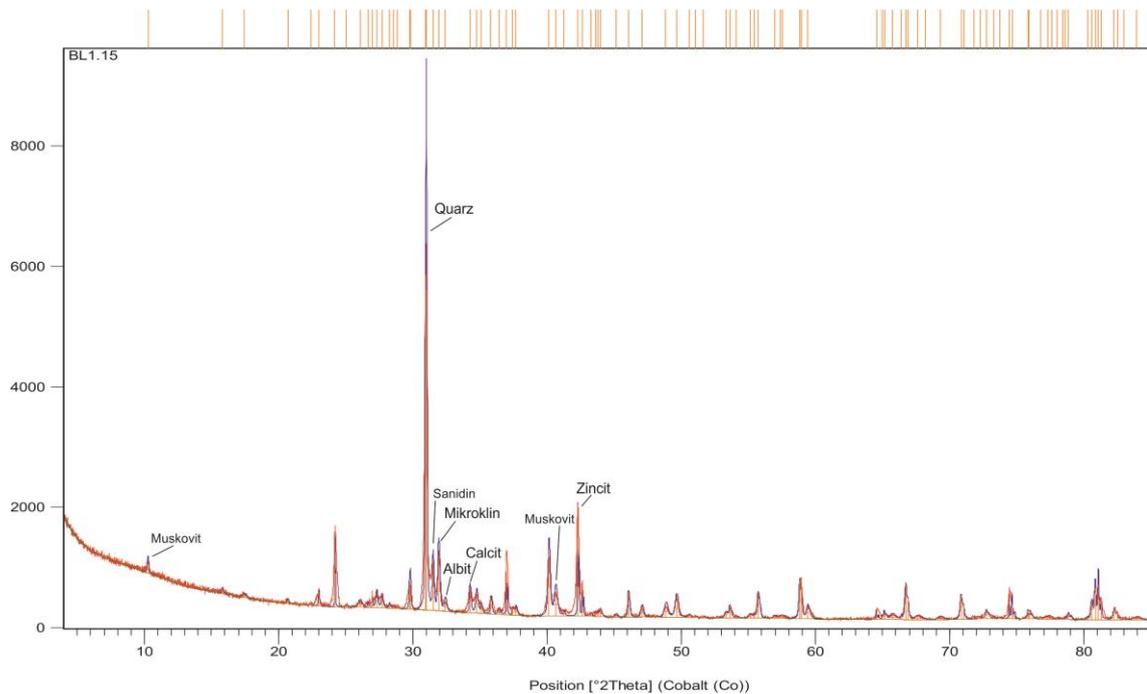


Abbildung 77: Ergebnis der Röntgendiffraktometer-Messung ("Diffraktogramm") der Proben BL1.15. Diese Probe zeigt im Dünnschliff eine geringe Karbonatisierung.

7.8.1.2.2 Proben AM02 Porphyroid

Die Auswertung (Abbildung 78) ergab den qualitativen Mineralbestand von Quarz, Hämatit, Plagioklas (Albit), Calcit und Muskovit. Die quantitative Auswertung erfolgt unter 7.8.3.

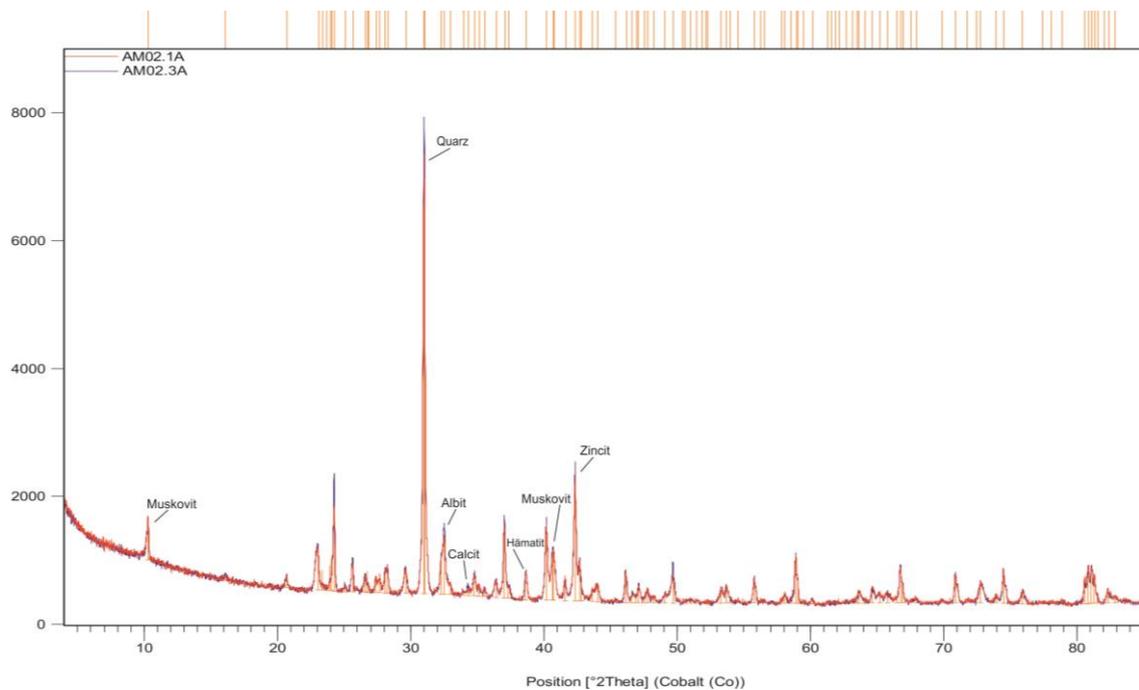


Abbildung 78: Ergebnis der Röntgendiffraktometer-Messung ("Diffraktogramm") der Proben AM02. Die einzelnen Peaks sind charakteristisch für jedes Mineral.

7.8.2 Quantitative Geochemische Analysen

Die Messergebnisse der quantitativen chemischen Analyse (XRF) der Proben, Handstück AM02 und BL1-Serie, sind in den folgenden Tabellen aufgelistet. Die Reihenfolge der Elemente in den Tabellen entspricht der Vorgabe der verwendeten Software.

7.8.2.1 Hauptelementverteilung

Die Messdaten der Hauptelementbestimmung (Tabelle 25 und Tabelle 26) ergeben eine differenzierte Variationsbreite des Gesteinschemismus, vor allem bezogen auf Al_2O_3 , SiO_2 , K_2O , CaO und Fe_2O_3 .

Komponente	AM02	AM02	BL1	BL1	BL1	BL1	BL1	BL1
	1A	3A	07A	08A	09A	10A	11A	12A
	Gew.%							
LOI	3,16	3,38	7,44	13,13	30,59	8,55	10,80	11,47
Na_2O	1,74	1,87	0,49	0,26	0,16	0,31	0,26	0,39
MgO	0,94	0,91	0,41	0,41	0,38	0,56	0,52	0,52
Al_2O_3	16,67	16,62	12,14	10,56	5,14	13,02	12,20	12,18
SiO_2	63,41	63,54	63,77	53,95	23,44	60,11	56,26	55,19
P_2O_5	0,14	0,16	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04
K_2O	4,63	4,36	6,31	5,42	2,44	6,72	6,36	6,07
CaO	0,78	1,24	7,64	14,50	36,81	8,79	11,54	12,19
TiO_2	0,66	0,62	0,37	0,19	0,10	0,26	0,34	0,39
Fe_2O_3	7,79	7,26	1,32	1,46	0,81	1,63	1,62	1,52
Summe	99,92	99,95	99,92	99,91	99,89	99,97	99,93	99,95

Tabelle 25: Hauptelementanalyse mittels RFA, Teil 1

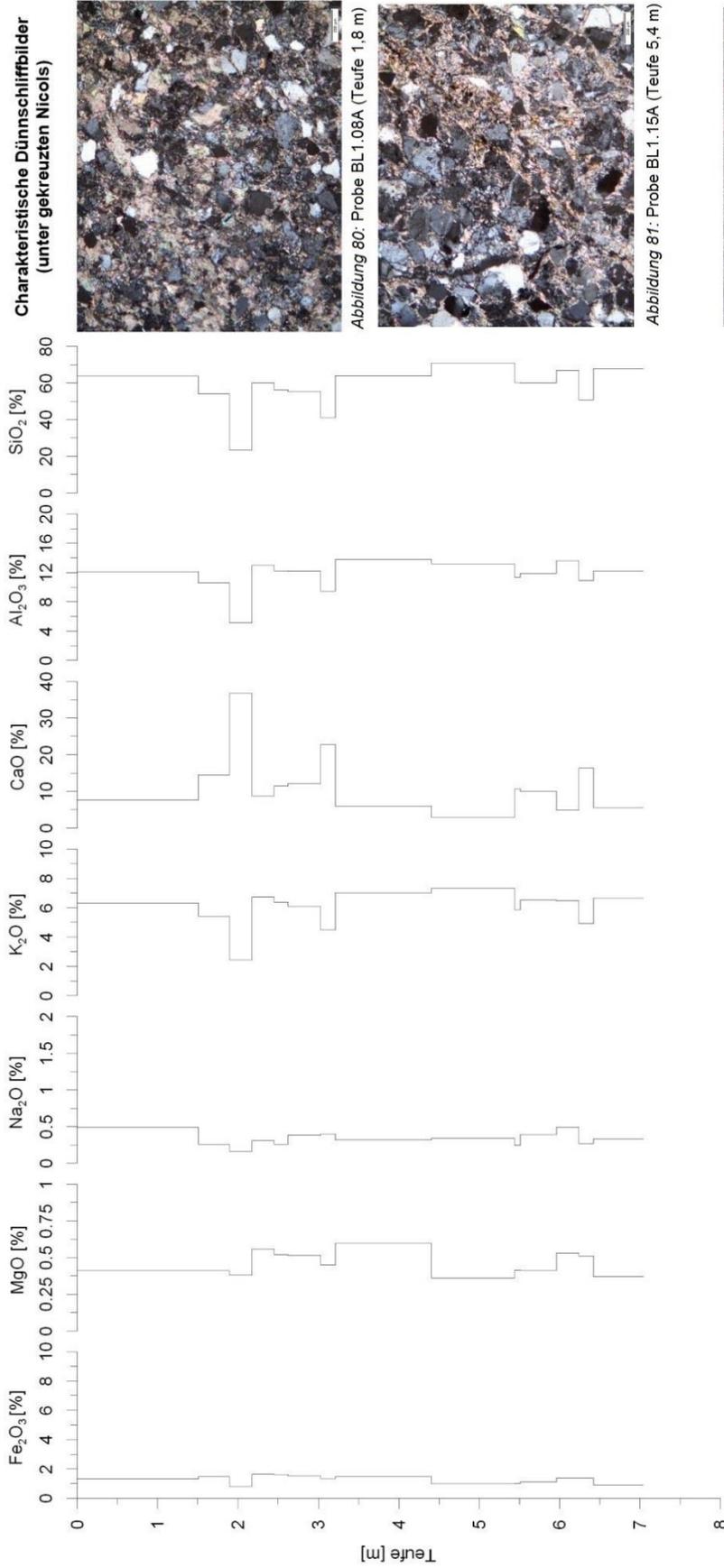
Komponente	BL1							
	13A	14A	15A	16A	17A	18A	19A	20A
	Gew.%							
LOI	19,66	6,35	3,55	9,63	9,32	5,41	14,52	5,75
Na_2O	0,40	0,32	0,34	0,25	0,39	0,49	0,27	0,33
MgO	0,45	0,60	0,36	0,42	0,41	0,53	0,51	0,37
Al_2O_3	9,45	13,79	13,20	11,37	11,88	13,64	10,94	12,22
SiO_2	41,06	63,89	70,94	60,25	60,04	66,84	50,79	67,80
P_2O_5	0,03	0,04	0,05	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03
K_2O	4,47	7,03	7,34	5,86	6,51	6,46	4,92	6,66
CaO	22,85	6,02	2,91	10,71	10,09	4,90	16,36	5,55
TiO_2	0,22	0,46	0,28	0,37	0,20	0,33	0,22	0,35
Fe_2O_3	1,34	1,46	0,99	1,01	1,11	1,36	1,37	0,90
Summe	99,93	99,95	99,96	99,90	99,97	99,98	99,93	99,96

Tabelle 26: Hauptelementanalyse mittels RFA, Teil 2

Die Variationsbreite der Elemente ist in der Abbildung 79 graphisch mittels Stufendiagrammen dargestellt, anbei sind repräsentative Dünnschliffbilder (Abbildung 80 bis 82) angeführt. Es ist ein markanter Unterschied der BL1 und AM02 Proben zueinander erkennbar.

Für die Kennzeichnung des Gesteinschemismus ist vor allem der SiO_2 - und der Alkalien- Gehalt wichtig, sie spiegeln die Variationsbreite des Chemismus wieder. Der SiO_2 -Gehalt liegt bei den BL1 Proben im Mittelwert bei 56,7 % und bei den AM02 Proben bei 63,5 %. Die Proben liegen überwiegend im Anteil der intermediären Glieder (52 – 66 % SiO_2), mit drei Ausnahmen in der BL1-Serie (BL1.09A, BL1.15A). Die Alkalien der BL1-Serie, im speziellen der K_2O -Gehalt streut um einen Mittelwert von 5,9 % und liegt im Maximum bei 7 %. Die Proben AM02 weisen einen K_2O -Gehalt von ungefähr 4,5 % auf. In Zusammenhang mit diesen Gehalten steht der Grad der Ca-Metasomatose, je höher der CaO-Gehalt desto geringer der K_2O - und SiO_2 - Gehalt.

Chemische Analyse der Proben BL1 und AM02 - Darstellung der Haupelemente



Um diese Variationsbreite noch deutlicher sichtbar zu machen wurde in erster Näherung das Verhalten der Komponenten CaO, Na₂O und K₂O in einem Dreistoffsystem dargestellt.

Das CaO-Na₂O-K₂O System (Abbildung 83) spiegelt vor allem die Schwankungen des CaO-Anteils der Proben wieder, welcher vorwiegend in die Mineralphase des Calcits eingeht. Die unterschiedlichen K₂O und Na₂O Anteile sind Ausdruck der verschiedenen Feldspatphasen, im Kalifeldspat (K₂O reich) und Plagioklas (NaO und CaO reich).

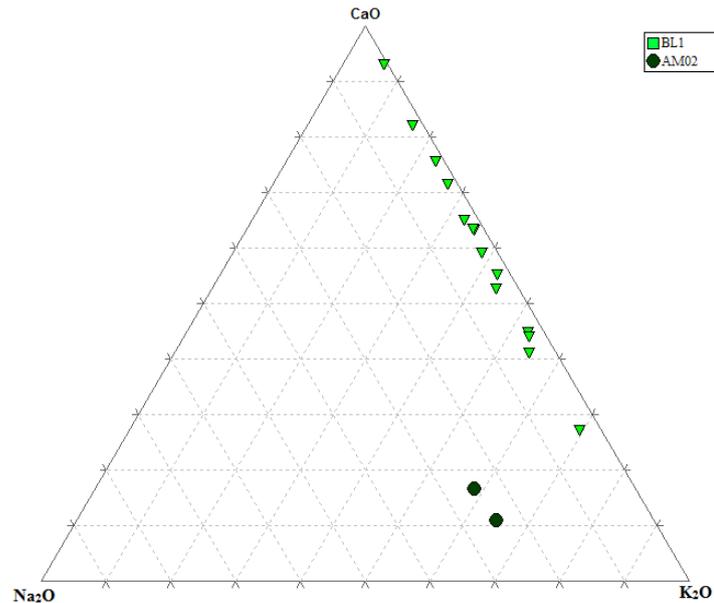


Abbildung 83: Dreiecksdiagramm CaO-Na₂O-K₂O in Gew.%

7.8.2.2 Spurenelementverteilung

Die Spurenelementgehalte sind in Tabelle 27 und Tabelle 28 aufgelistet. Es zeigt sich eine starke Variationsbreite der Elementkonzentrationen der BL1-Serie, beispielsweise im Zr-Gehalt, welcher zwischen einem Minimum von 37,8 ppm und Maximum von 291,8 ppm streut. Hingegen zeigen die AM02 Proben einheitliche Werte für alle Spurenelemente.

7 Ergebnisse und Interpretation

Komponente	AM02	AM02	BL1	BL1	BL1	BL1	BL1	BL1
	1A	3A	07A	08A	09A	10A	11A	12A
	ppm							
Sc	17,7	21,4	7,6	16	33,9	11,1	13,9	15
V	76,2	75,1	26,6	27,1	9,7	30,5	33,3	36,2
Cr	181	166,8	20,9	40,1	15,1	45,1	25	25,7
Mn	99	148,6	191,1	352,7	714,6	216,8	282,9	272
Co	6,9	8,6	0,7	1,6	1,4	3,2	2,6	2,2
Ni	75,8	68,7	4,8	11	2,9	16,2	6,1	8,5
Cu	4,7	4,3	1,1	2,7	1,7	1,4	2	trace
Zn	36,8	36,2	15,4	25,7	8,7	21,5	20,3	20,5
Ga	19,7	19,7	10,7	9,6	4,3	12,5	11,8	10,9
Ge	0,5	1	0,3	0,2	trace	0,3	0,1	0,2
As	trace							
Se	trace							
Br	trace							
Rb	168,2	167	80,8	71,5	32,6	89,7	84,8	81
Sr	15,6	16,5	54,1	90,6	208,7	58,4	73,9	76,1
Y	33,8	34,5	7,7	10,4	15,9	6,6	10,2	10,2
Zr	175,5	189,8	291,8	101,4	37,8	84	201,4	214,2
Nb	8,7	9,1	6,7	4,3	0,7	4	6,1	5,2
Mo	3	2,7	0	0,7	0,9	0,8	0	0,2
Ag	trace							
Cd	trace							
Sn	2,7	4,1	3,1	0	0,5	2,1	1,3	1,9
Sb	3,8	6,3	4,4	4,7	4,2	2,8	4,6	3,9
Te	trace	1,4	3,2	1,6	trace	0,2	2,1	1,6
I	2,7	1,4	2,4	5,4	1,5	3,6	2,7	4,4
Cs	trace							
Ba	772,7	746,3	452,8	318,3	168,8	441,9	387,7	385,5
La	32,4	37,6	13,8	25,1	21,3	17,4	19,9	13,8
Ce	56,4	67,8	25,3	32,2	31,4	26,3	31,8	14,7
Nd	32,2	25,9	13,2	14,2	10,5	5,9	11,1	10,7
Sm	9,1	2	1,4	trace	5,2	4	8,9	trace
Yb	7,1	8,3	2,2	4,4	5,2	2,4	4	4,4
Hf	4,6	4,5	4,8	0,2	trace	2,2	4,9	5,5
Ta	0,3	0,2	0,6	1,5	0,4	trace	0,7	1,9
W	4,7	5,6	2,7	2,2	1,5	0,4	2,5	2,2
Hg	trace	trace	trace	1,2	0,6	trace	trace	trace
Tl	trace							
Pb	4,9	4,2	4,8	5,4	12,9	3,9	5,7	6
Bi	trace							
Th	trace	1,7	1,5	trace	trace	trace	trace	0,6
U	5,1	5,2	3,8	3,4	4,3	2,8	3,6	3,6

Tabelle 27: Gemessene Spurenelemente der Proben, Teil 1

7 Ergebnisse und Interpretation

Komponente	BL1 13A	BL1 14A	BL1 15A	BL1 16A	BL1 17A	BL1 18A	BL1 19A	BL1 20A
	ppm							
Sc	23,2	7,3	3,2	12,4	11,6	7,3	15,1	5,9
V	28,4	43,6	29	31,5	18,5	32,2	31,5	27,2
Cr	21,7	83,5	70,4	24,9	34,8	85,2	30,3	92,8
Mn	479,2	166,3	99,3	351,6	243,9	161,2	423,8	182,7
Co	1,9	2,4	1,3	0,6	1,4	0,9	3,8	1,2
Ni	4,5	29,1	13	6,5	7,9	33	5,8	35,5
Cu	0,7	4,3	1,4	2,2	0,3	3,6	1,5	4
Zn	15,5	23,8	15,6	15,4	13,9	20,6	18,4	14,2
Ga	8,8	14,4	11,4	10,1	10	13,1	10,5	10
Ge	trace	0,1	0,4	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2
As	trace							
Se	trace							
Br	trace							
Rb	60,6	93,5	83,2	71,2	76,3	86,6	70,8	76,3
Sr	130,1	52,2	35,7	86,8	71,9	42,1	104,2	57,5
Y	12,9	7,8	5,6	8,8	6,1	6,2	10,3	5,3
Zr	90,4	259	193,9	206,2	87,1	151,8	141,8	211,3
Nb	3,8	7,4	5,5	5,4	3,4	5,2	4,1	5,6
Mo	0,7	1	0,8	0,6	0,4	0,9	0,4	1,7
Ag	trace							
Cd	trace							
Sn	1,4	2	2,2	1,7	0,9	4	1,4	1,6
Sb	4,1	3,9	4	4,1	1,1	3,8	4,2	2,8
Te	0,2	2,5	1,4	1	trace	1,2	trace	0,5
I	2,6	4,4	2,1	3,4	4,2	1,7	3,8	2,3
Cs	trace							
Ba	261,9	471,2	593,6	447,7	508,2	460,3	300,6	545,9
La	36,5	34	20,8	35,1	13,3	28,4	18,9	20,6
Ce	44,6	50,9	52,4	51	28,1	22,3	21,4	26,3
Nd	21,8	21,7	22	25,5	14,6	5,6	15,2	11,7
Sm	trace	9,5	5,8	4,4	1,1	7	3,4	trace
Yb	5,3	1,6	4	3	2,8	2,6	1,8	3
Hf	0,8	6,2	3,6	5	1,4	3,3	2,9	5,3
Ta	1	1,2	1,2	trace	trace	0,3	0,5	1
W	0,6	0,7	2	2,1	0,9	1,9	1,1	0,7
Hg	trace							
Tl	trace							
Pb	8,2	5,5	4,6	10,4	3,9	3,9	5	17,9
Bi	trace							
Th	trace	3,8	6,6	1,2	trace	4	trace	3,9
U	4,1	2,8	3,5	2,8	2,5	2,4	2,6	2,8

Tabelle 28: Gemessene Spurenelemente der Proben, Teil 2

7.8.3 Berechnung der Mineralphasen

Mit Hilfe der quantitativen chemischen und qualitativen mineralogischen Analyse können die Mineralphasenanteile in den Proben berechnet werden. Für diese Berechnungen werden die in Tabelle 29 und Tabelle 30 angeführten Gewichtsprozentteile der Komponenten der einzelnen Mineralphasen verwendet (webminerl.com). In Tabelle 31 und Tabelle 32 sind die einzelnen berechneten Mineralanteile je Probe aufgelistet.

Komponente	Hämatit	Muskovit/Serizit	Plagioklas	Plagioklas recal
	wt%	wt%	wt%	wt%
LOI		4,62		
Na ₂ O			5,72	5,64
MgO				
Al ₂ O ₃		38,36	18,83	18,56
SiO ₂		45,21	66,57	65,60
P ₂ O ₅				
K ₂ O		11,81		
CaO			10,36	10,21
TiO ₂				
Fe ₂ O ₃	100			
Summe	100	100	101,48	100

Tabelle 29: Komponenten der Mineralphasen in Gew.% (Barthelmy, 1997-2010)

Komponente	Alkalifeldspat (Sanidin)	Calcit	Quarz
	wt%	wt%	wt%
LOI		43,97	
Na ₂ O	2,82		
MgO			
Al ₂ O ₃	18,59		
SiO ₂	65,71		100
P ₂ O ₅			
K ₂ O	12,88		
CaO		56,03	
TiO ₂			
Fe ₂ O ₃			
Summe	100	100	100

Tabelle 30: Komponenten der Mineralphasen in Gew.% (Barthelmy, 1997-2010)

Komponente	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%	wt%
	AM02	AM02	BL1	BL1	BL1	BL1	BL1
	1A	3A	07A	08A	09A	10A	11A
TiO ₂ - Phase	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Hämatit	8	7	-	-	-	-	-
Calcit	< 2	< 2	14	26	66	16	21
Muskovit/Serizit	39	37	26	26	12	33	31
Kalifeldspat	-	-	17	10	6	12	10
Plagioklas	16	18	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Quarz	36	37	41	36	15	38	36
Summe	100	101	98	98	98	98	98

Tabelle 31: Anteile der Mineralphasen in Gew.% der Proben, Teil 1

Komponente	wt%								
	BL1								
	12A	13A	14A	15A	16A	17A	18A	19A	20A
TiO ₂ - Phase	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Hämatit	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Calcit	22	41	11	5	19	18	9	29	10
Muskovit/Serizit	28	19	34	30	27	28	29	26	30
Kalifeldspat	15	15	12	15	11	14	17	11	12
Plagioklas	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Quarz	34	23	41	48	41	38	42	33	46
Summe	98	98	98	98	98	98	98	98	98

Tabelle 32: Anteile der Mineralphasen in Gew.% der Proben, Teil 2

Stellt man diese Daten graphisch in Form eines Balkendiagramms (Abbildung 84) dar, sieht man die starke Differenzierung der Mineralgehalte, wie Calcit, Serizit und Quarz, über die kurze Distanz des Bohrkerns. Das Diagramm zeigt auch den deutlichen Unterschied der Bohrkernproben BL1 zu den Proben AM02. Die Porphyroidproben AM02 weisen einen sehr geringen Anteil an Calcit, keinen Kalifeldspat und größere Anteile an Plagioklas auf.

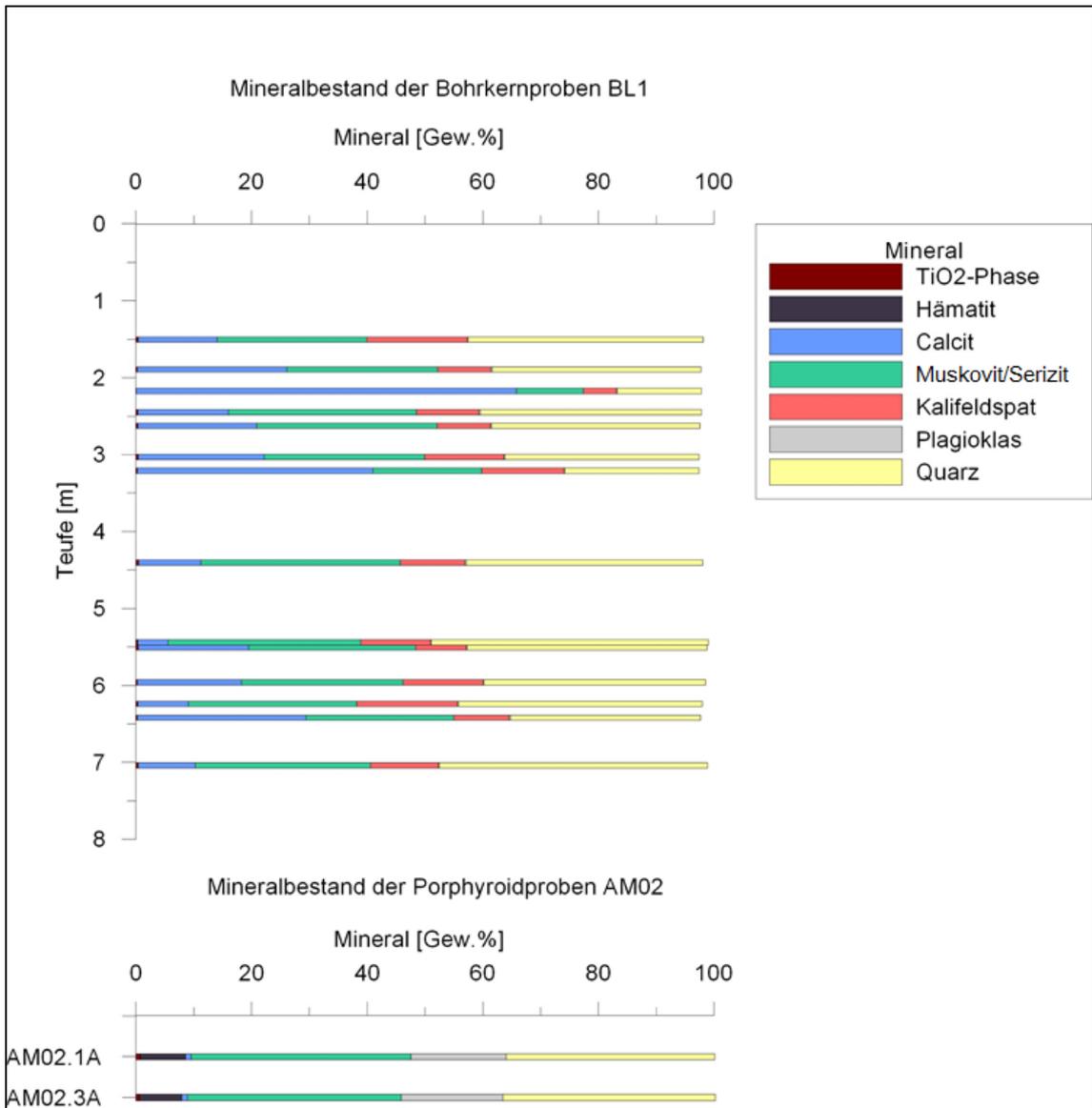


Abbildung 84: Balkendiagramm des Mineralbestands der Proben BL1 und AM02

7.8.4 Diskussion: Lithologische Zuordnung der Proben

Die Proben AM02 können anhand der mikroskopischen, röntgenographischen und chemischen Analysen dem Porphyroid zugeordnet werden, problematisch hingegen ist die Zuordnung der Proben BL1. Diese zeigen im Vergleich deutliche Unterschiede, sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch (Abbildung 85).

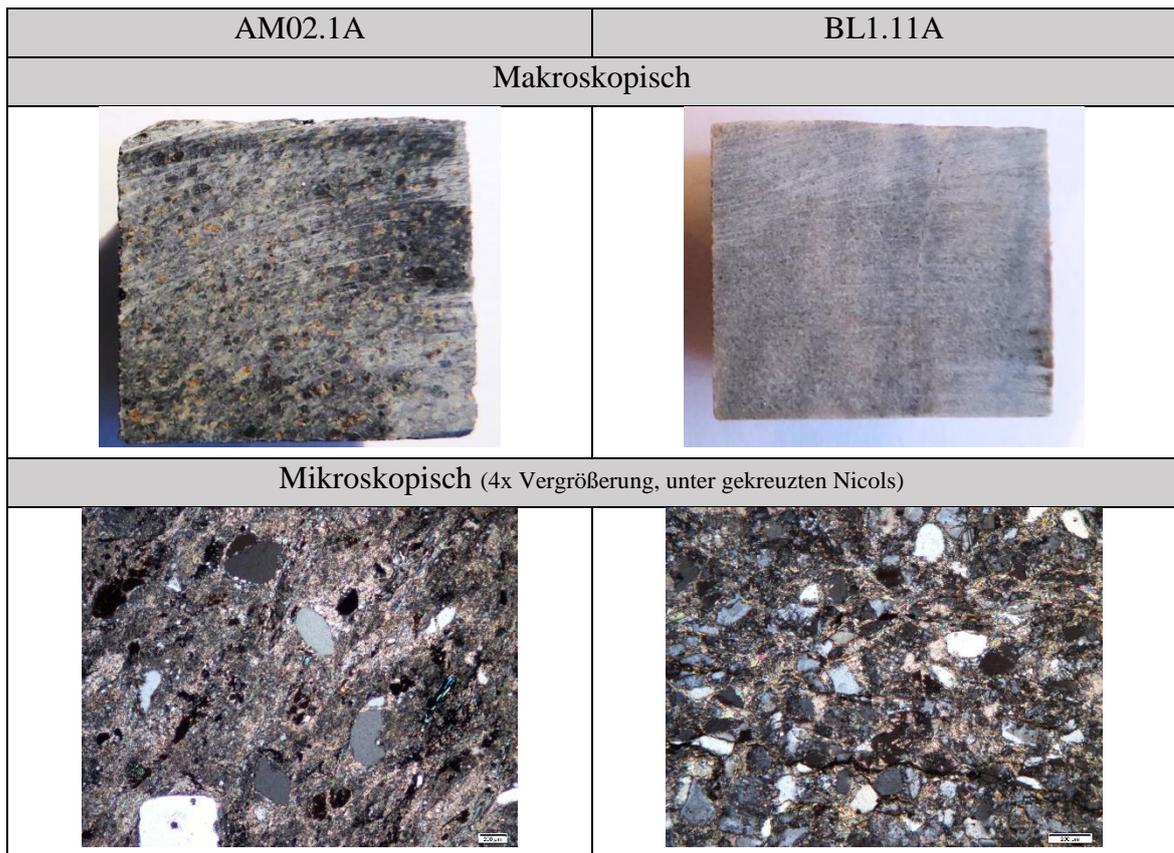


Abbildung 85: makroskopischer und mikroskopischer Vergleich der Proben AM02.1A und BL1.11

In Bezug auf die Dünnschliffanalyse zeigt die Proben AM02 ein feinporphyrisches Gefüge und rundlich ausgebildete unterschiedlich große Quarzkörner, die auf einen vulkanischen Ursprung hindeuten. Hingegen zeigen die Proben BL1 überwiegend ein gleichkörniges Gefüge mit kantigeren ausgebildeten Quarzkörnern, das eher auf einen sedimentären Ursprung hinweist.

Für die Zuordnung des Vulkanismustyps wird hier aufgrund der starken Alteration das Zr/Ti zu Nb/Y Verhältnis gewählt und nicht das herkömmliche TSA-Diagramm. Die Darstellung der Verhältnisse (Abbildung 86) zeigt die starke Differenzierung sowie die Schwierigkeit der eindeutigen Zuordnung des Vulkanismustyps der BL1-Serie. Daraus könnte abgeleitet werden, dass im Gegensatz zu den Proben AM02 die Proben BL1 nicht ursächlich mit dem Porphyroid in Zusammenhang stehen.

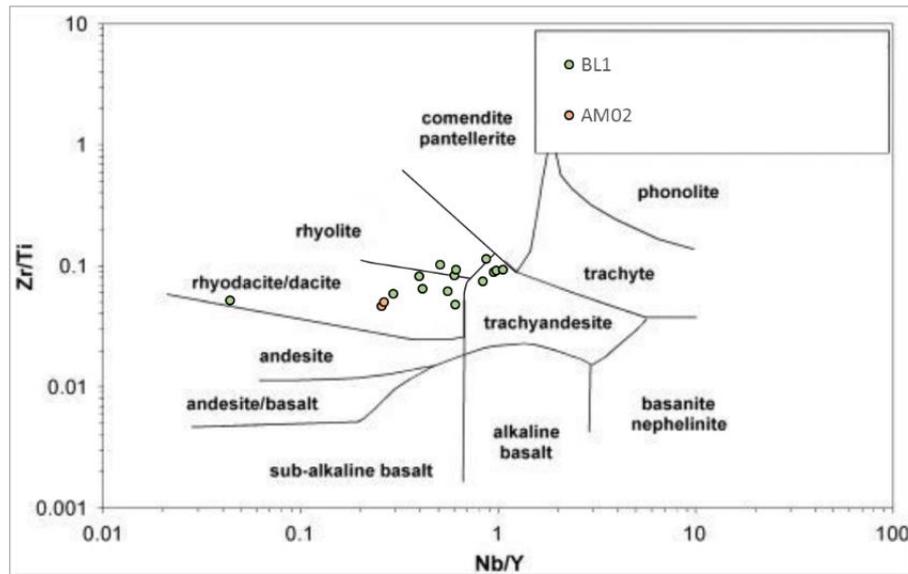


Abbildung 86: Zr/Ti zu Nb/Y Verhältnis der Proben (Winchester and Floyd, 1977)

Die Annahme, dass die Proben nicht dem gleichem Gesteinstyp zuzuordnen sind wird mit Hilfe des K/Rb-Verhältnisses bekräftigt (Abbildung 87). Dieses Verhältnis kann über den Grad der Kristallisationsdifferentiation Aufschluss geben. Hier dient es zur Darstellung des unterschiedlichen Gesteinschemismus der Proben zueinander. Zusätzlich zeigt die Abbildung, dass die Proben AM02 und BL1 keinem zusammenhängenden Trend folgen. Das Kalium zu Rubidium Verhältnis liegt bei den Proben AM02 bei ungefähr 100 und bei der BL1-Serie bei 309 ± 36 . Nach HEINISCH (1981) streuen die K/Rb-Verhältnisse von 87 — 526, mit einem Mittelwert von 228.

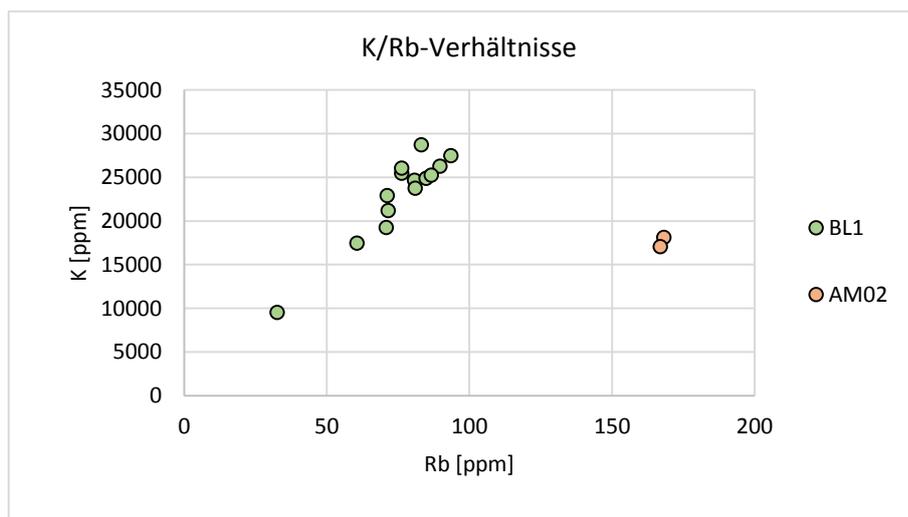


Abbildung 87: K/Rb-Verhältnisse der Proben

Die Differenzierung innerhalb der BL1-Serie steht in Zusammenhang mit der Karbonatisierung. Je fortgeschrittener die Ca-Metasomatose desto geringer sind der SiO_2 -Gehalt, Al_2O_3 -Gehalt und der K_2O -Gehalt. Die Hauptelementverteilung zeigt, dass

in den Proben BL1 der Kalifeldspat zunehmend in Mikroklin umgesetzt ist und deutet auf eine metasomatische Umbildung bei leicht erhöhten pT-Bedingungen hin. Dies zeigt sich auch im Natrium zu Kalium Verhältnis (Abbildung 88), das bei der Proben AM02 bei 0,4 und bei den Proben BL1 bei $0,06 \pm 0,02$ liegt.

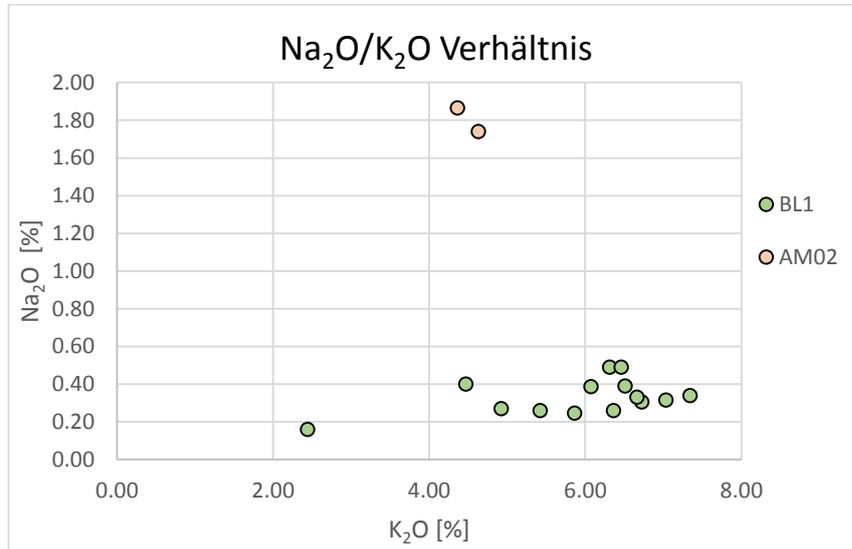


Abbildung 88: Na₂O/K₂O Verhältnis der Proben AM02 und BL1

Diese Abhängigkeit der Hauptelemente spiegelt sich in der Mineralphasenberechnung der Proben wieder. Die Differenzierung der Proben ist im Vergleich der Prozentanteile der Minerale Quarz, Feldspat und Muskovit in Abhängigkeit von Calcit eindeutig sichtbar (Abbildung 89).

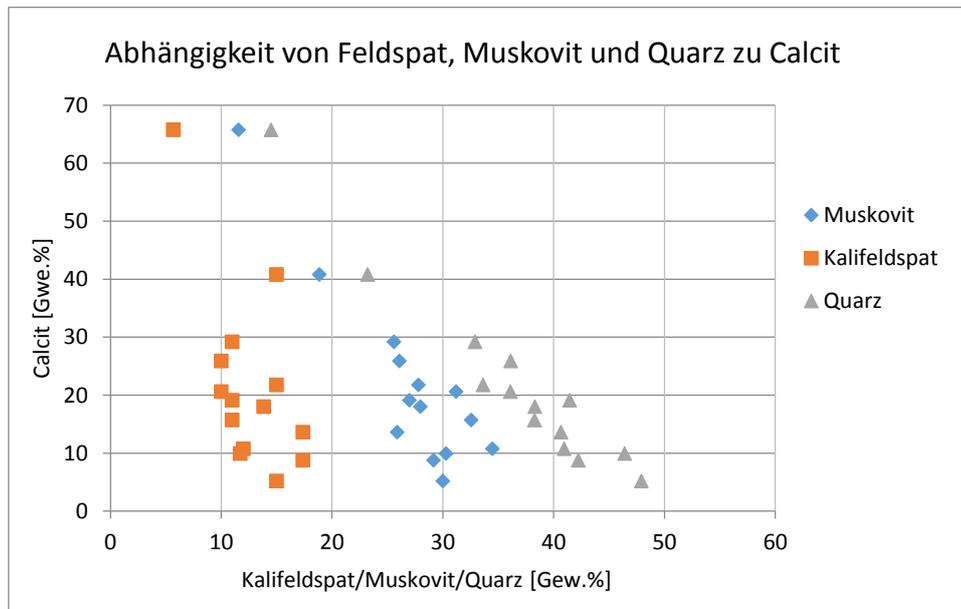


Abbildung 89: Abhängigkeit der Minerale Kalifeldspat, Muskovit und Quarz zu Calcit, Proben BL1

Im Folgenden werden die Proben in Zusammenhang mit Literaturdaten im Raum Eisenerz diskutiert.

▪ **Vergleich der Proben mit HEINISCH (1981)**

Der Porphyroid im Eisenerzer Raum wird nach HEINISCH (1981) einerseits als kristallinreich und andererseits als rekristallisiert mit unterschiedlich ausgeprägte Schieferung beschrieben, der einen Dazit-Rhyodacit Charakter aufweist. Es zeigt sich innerhalb der Porphyroide in der östlichen Grauwackenzone eine erkennbare Differenzierung. Tektonik und Metamorphose führen zu Umwandlung des Gesteins durch Schieferung und Blastese. Das porphyrische Gefüge ist durch das Vorkommen von einer Vielzahl von Einsprenglingen nicht immer deutlich erkennbar. Das Auftreten von vielfältigen vulkanosedimentären Umlagerungsprodukten ist ein Kennzeichen metamorpher Prozesse, die sich auf das Gefüge auswirken. Durch die räumliche Lage des Porphyroids nahe den erzführenden Kalken treten Stoffaustauschvorgänge auf, die den erhöhten Calcium-Gehalt der Proben verursachen. Es kommt zu einer Ausbildung von Karbonaten entlang von Klüften und teilweise auch in der Grundmasse, dieser Prozess wird als Ca-Metasomatose bezeichnet. Daher wird der Raum Eisenerz als eine Sonderentwicklung angesehen (Heinisch, 1981).

Nach HEINISCH (1981) wird die vulkanologische Situation bezogen auf die kristallinreichen Porphyroide mit Hilfe zwei genetischer Modelle diskutiert. Einerseits wird eine Ignimbritmasse mit einer ungefähren Entfernung von 15-100 km vom Eruptionszentrum angenommen. In diesem Fall müssten Glasfetzen in der Grundmasse zu finden sein, die aber durch die Metamorphose nicht mehr vorhanden sind. Daher ist diese Annahme nicht sicher Nachweisbar. Die Kristallanreicherung in den Ignimbritlagen würde sich durch die Turbulenzen während der Eruption erklären. Andererseits besteht die Möglichkeit eines Massentransports über submarine Schuttströme, wobei ein Kristallgehalt von über 50 % denkbar ist. Ein Argument gegen die vorher genannte Entwicklung ist die Mächtigkeit der einzelnen Porphyroid-Körper (Heinisch, 1981).

Die rekristallisierten Porphyroide können schwer den Porphyroidtypen zugeordnet werden, da das Gestein von Tektonik und Metamorphose betroffen ist. Anhand deutlicher Unterschiede zu klastischem Gestein ist die vulkanogene Zuordnung bestätigt. Es tritt vulkanogener Feldspat und Quarz auf, sowie eine Inhomogenität der Korngrößenverteilung. Es besteht ein Zusammenhang mit den Porphyroid-Komplexen. Es ist keine Unterscheidung der Serizitgrundmasse zwischen orthogenem und paragenem Edukt möglich, daher kann wiederum die vulkanologische Genese nicht ausgeschlossen werden (Heinisch, 1981).

Vergleicht man die Petrographischen Ergebnisse nach HEINISCH (1981) am Steirischen Erzberg mit den Proben AM02, sind diese übereinstimmend als kristallreich zu bezeichnen, zeigen aber in anderen Bereichen Abweichungen. So ist Grundmasse von Serizit, Quarz und Plagioklas aufgebaut, aber es sind keine erkennbaren Anzeichen einer Chloritisierung vorhanden. Ebenfalls trifft der Hinweis auf einen auffallenden Kaolinitgehalt hier nicht zu. Anhand der Petrographischen und Geochemischen Analysen wurde keine Kaolinisierung und Chloritisierung festgestellt, diese liegen hier unter der Nachweisgrenze (siehe 7.8.1.2). Die im Gefüge erscheinenden Schichtpakete aus Muskovit werden als Verwitterungsprodukte von Biotit oder natriumreichen Pyroxen diskutiert, hier sind diese zusätzlich von opaken Phasen überprägt. Die Hauptkomponentenverteilung zeigt eine Übereinstimmung mit HEINISCH (1981), der SiO_2 -Gehalt liegt bei ca. 63 % und damit im Bereich der Analysen von HEINISCH (1981) mit einem Mittel von 67 %. Der Alkaliengehalt liegt bei K_2O mit 4 % innerhalb der Analysewerte nach HEINISCH (1981). Im Gegensatz dazu liegt der Na_2O -Gehalt mit 1,8 % unter dem rechnerischen Mittelwert nach HEINISCH (1981) von 2,5 %. In Bezug auf den CaO -Gehalt liegen die Proben mit 1 % im Bereich von 0,5 – 2,5 % nach HEINISCH (1981). Mit einem Anteil von 7,5 % Fe_2O_3 der Proben liegen diese im Vergleich zu HEINISCH (1981), mit zwei Maxima von 1 – 2 % und 5 – 6 %, außerhalb der angegebenen Elementverteilung. Weiters liegt der Al_2O_3 -Gehalt der Proben im rechnerischen Mittelwert von 15 %, sowie der TiO_2 -Gehalt im Bereich von 0 – 0,8 %. Der dazitische-rhyodazitische Charakter des Porphyroids nach HEINISCH (1981) ist für die Proben AM02 zutreffend (siehe auch Abbildung 86). Nach HEINISCH (1981) zeigt die Modalanalyse einen durchschnittlichen Einsprenglingsanteil von 56 % und einen Grundmassenanteil von 44 %. In Bezug auf die Proben AM02 ist der Einsprenglingsanteil anhand der Dünnschliffanalyse etwas geringer anzunehmen.

Die BL1-Serie zeigt hingegen geringfügige Übereinstimmung mit dem nach HEINISCH (1981) beschriebenen rekristallisierten verschieferten Porphyroiden. Es sind wesentliche Abweichungen feststellbar. Zunächst beschreibt HEINISCH (1981), dass der Einsprenglingsanteil geringer ist, als der der kristallreichen Porphyroide. Im Fall der Proben BL1 zeigt sich anhand der Dünnschliffanalyse ein weit höherer Kristallanteil. Ein Vergleich der Hauptelementverteilung zeigt eine Differenz des CaO -Gehaltes, der nach HEINISCH (1981) im Durchschnitt 1,4 % beträgt und hier zwischen 3 – 37 % schwankt mit einem Mittelwert von 12 %. Es ist fraglich ob diese hohen Calcium-Anteile rein auf den Stoffaustauschvorgang mit den überlagernden Kalken, und damit nur auf eine Ca-Metasomatose, zurückzuführen sind. Weiters zeigt sich ein variierender SiO_2 -Gehalt im Bereich von 23 – 70 % mit einem Mittelwert von 57 %. Hingegen wird nach HEINISCH (1981) im Raum Eisenerz eine unimodale Verteilung des SiO_2 -Gehaltes um 67 %, im Bereich von 62 – 72 %, beschrieben. Weiters erwähnt HEINISCH (1981) eine

Metasomatose bei leicht erhöhten pT-Bedingungen von Kalium und Natrium, die zur Umbildung der Feldspatphasen führt. Die chemischen Analysen der Proben BL1 zeigen einen höheren Kalium-Gehalt jedoch einheitlich einen geringen Natrium-Gehalt. Das im Gegensatz zu HEINISCH (1981) nur auf eine Kalium Metasomatose und nicht auf eine Natrium Metasomatose hinweist. Das beschriebene granoblastische Quarz/Albit-Pflastergefüge ist ebenfalls nicht vorhanden, dagegen ist selten ein aus Quarz aufgebautes Pflastergefüge erkennbar. Dies zeigt sich auch am geringen Anteil an Plagioklasen, dieser liegt anhand der chemischen Analysen unter 1 %. Eher zutreffend ist ein Mosaikgefüge mit einer zwischenliegenden Grundmasse aus Serizit, Quarz und Feldspat. Zusätzlich zeigt sich die beschriebene Chloritisierung in den Schlifften nicht, sie liegt laut XRD-Untersuchungen unter der Nachweisgrenze und ist im Dünnschliff entsprechend kaum erkennbar. Die diskutierte grünschieferfazielle Metamorphose kann nicht bestätigt werden.

▪ Vergleich mit SCHÖNLAUB et al. (1980) und SCHÖNLAUB (1982)

Nach SCHÖNLAUB et al. (1980) wird der Blasseneckporphyroid im Raum Eisenerz als vergrünter, selten grauer Vulkanit in überwiegender massiger Ausbildung beschrieben. Der Chemismus deutet auf einen Abstammung von Quarzkatophyren hin. Die nach der Dünnschliffbeschreibung von ANGEL (1919, 1929, 1939) Porphyrquarze, Plagioklas, Glimmer und Chlorit als Einsprenglinge in einer Grundmasse aus Quarz, Serizit und Feldspat führen. Weiters wird eine Kaolinitisierung und Serizitization der Plagioklase beschrieben. Der nach HEINISCH (1978) gedachte ehemalige Rhyodacit-Chemismus wird von SCHÖNLAUB et al. (1980) als wenig wahrscheinlich vermutet. Es wird eine chemische Veränderung des Porphyroidchemismus durch sekundäre Stoffzufuhr, die in Zusammenhang mit der Vererzung der devonischen Kalkmassen steht, angenommen (Schönlaub, Flajas and Thalmann, 1980). Die Proben der BL1-Serie sind leicht vergrünt, zeigen aber keine deutlichen Einsprenglinge in einer Grundmasse. Das Gefüge ist überwiegend gleichkörnig. Der Plagioklasanteil ist sehr gering (unter 1 %) da die Masse stark serizitisiert ist, wobei eine Kaolinitisierung und Chloritisierung nicht ersichtlich ist.

KERN (1927) beschreibt zum ersten Mal einen „Übergangsporphyroid“ am Erzberg, der einen Aufbereitungshorizont über dem Porphyroid aus Porphyroiddetritus und Kalk darstellt. Die nach FLAJS & SCHÖNLAUB (1976) lithologisch vermutete Äquivalenz mit dem beschriebenen Cystoideenkalke am nahe gelegenen Polster wird anhand der kennzeichnenden Aufschlüsse der Kalklagen des Übergangsporphyroid am Erzberg, auf den Etagen „Hell“ und „Rosina“, welche Conodonten des jüngsten Ordovicium lieferten, verstärkt. Es besteht die Annahme, dass sich am Ende des Ordovicium unterschiedlich mächtige Sedimentlagen aufgrund der topographisch unebenen

Oberfläche des Porphyroids und Entfernung zum Liefergebiet absetzen. Die sedimentäre Entwicklung liegt am Polster nahezu vollständig vor, wogegen diese in den übrigen Eisenerzer Alpen lückenhaft ausgebildet ist. Der Übergangsporphyroid nimmt demzufolge eine Zwischenstellung von gliederbar zu lückenhaft ein (Schönlaub, Flajas and Thalmann, 1980).

Unter den tektonischen Bedingungen am Erzberg wären verschiedene Sedimentationsraten im Ordovicium in diesem Gebiet möglich. Nach SCHÖNLAUB (1982) ist die vorherrschende Tektonik am Erzberg für die Mächtigkeitsschwankungen der altpaläozoischen Schichtfolgen verantwortlich. Der Porphyroid und seine Unterlage formen eine Muldenstruktur mit einer NNE-SSW streichenden Achse die gegen NNE abtaucht (Schönlaub, Flajas and Thalmann, 1980). Ein mehrphasiger Decken- und Faltenbau mit nachfolgender Bruchtektonik kennzeichnet die Eisenerzer Grauwacke über der Veitscher Decke. Es herrscht die Vorstellung einer variszischen angelegten, aus altpaläozoischen Gesteinsmaterial gebildeten Muldenstruktur. Diese wurde bereits vor der Ablagerung der Präbichlschichten zu einer Landoberfläche eingeebnet und leitet den alpidischen Sedimentationszyklus ein. Der Block zerbrach durch tektonische Prozesse und verstellte sich in einzelne Schollen und Schuppen (Schönlaub, 1982).

Nach FLAJS & SCHÖNLAUB (1976) unterscheidet sich das Oberordovicium vom Erzberg durch das Fehlen der Polsterquarzite im Hangenden des Porphyroids und der charakteristischen Cystoideenkalke. Es wird vermutet, dass der Übergangsporphyroid teilweise den Cystoideenkalke vertritt, da auf der Ostseite des Polstergipfels helle und spätige Karbonatlagen im Wechsel mit quarzitisches-dolomitischen Lagen zu finden sind (Flajs and Schönlaub, 1976). Der Polsterquarzit wird als ein grau-graubräunlicher, zumeist kompakter, gebankter Sandstein beschrieben. Der einen großen Anteil, von 80% bis 95%, an vorwiegend monokristallinen undulösen Quarzkörnern aufweist und durch einen variierenden Karbonatgehalt gekennzeichnet ist (Schönlaub, 1982). Die Beschreibung zeigt zu den in der BL1-Serie erkannten Merkmalen Gemeinsamkeiten.

▪ Vergleich mit SCHULZ et. al (1997)

Nach SCHULZ et. al. (1997) wird am Erzberg ein „Übergangsporphyroid“ beschrieben. Der ein typisches detritisches Sediment ist und makroskopisch betrachtet eine grau-grünliche Färbung mit einem geschichteten und zum Teil verschieferten Gefüge aufweist. Mikroskopisch betrachtet sind die Hauptkomponenten Quarz, Serizit, Chlorit, Calcit sowie Plagioklas feinschichtig beigemennt und gelegentlich ist auch Siderit anzufinden. Kennzeichnend ist der feinschichtige laminare Aufbau des Sediments mit unterschiedlicher Mineralbeteiligung. Die Herkunft des Serizits wird diskutiert als einerseits detritischer Verwitterungsrest und andererseits als Alterationsprodukt von

Feldspat. In den Schliffen werden nur selten Plagioklase gefunden, die Albit-Peaks können in der Röntgendiffraktometer-Messung identifiziert werden (Schulz, Vavtar and Dieber, 1997). Diese Beschreibung trifft auf die Proben BL1 konkreter zu, da deutlichere Gemeinsamkeiten erkennbar sind. Das Gefüge zeigt eine Schieferung, die bereits makroskopisch feststellbar ist. Die Grundmasse wird von Serizit, Quarz und Alkalifeldspat aufgebaut. Die Calcit-Anteile werden nach SCHULZ et al. in die Grundmasse miteinbezogen. Allerdings wird auch hier eine Chloritisierung, Kaolinitisierung und Siderit/Ankeritbildung erwähnt, die in den Proben BL1 nicht deutlich auftritt.

Eine gründliche Prüfung der Diffraktometermessung ergab keine Hinweise auf das Vorkommen von Chlorit, Kaolinit oder Siderit/Ankerit in Proben. Die charakteristischen Hauptpeaks treten nicht auf, die d-Werte wären für Chlorit bei 7,16 Å und 3,58 Å, für Kaolinit bei 14,2 Å, 7,10 Å und 3,55 Å, für Siderit bei 3,59 Å, 2,79 Å und 2,56 Å. HEINISCH (1981) erwähnt, dass der Kaolinit-Peak im Diffraktogramm zugunsten eines sehr ausgeprägten Muskovit-Peaks verschwindet. Gegen das klare Vorhandensein von Kaolinit in den Proben spricht das Fehlen aller charakteristischen Kaolinit-Peaks. Die Mineralphasen liegen hier unter der Nachweisgrenze.

Die Frage der stratigraphischen Zugehörigkeit der Proben könnte man mit chemischen Lösungsprozessen klären. Für die Fragestellung der Masterarbeit sind diese Methoden zu umfangreich und würde keine zusätzliche Information für die Excavation Damage Zone liefern. Aus petrographischer Sicht ist der Erzberg tektonisch und mineralogisch sehr vielfältig. Die bisherige Literatur weist Differenzen auf und ein weiterer Forschungsbeitrag in diesem Gebiet wäre wissenschaftlich interessant. Anhand der Literaturstudie weisen Proben BL1 Ähnlichkeiten zur Serie des Polsterquarzites auf, da die petrographische Beschreibung mit der von SCHÖNLAUB (1980) vergleichbar ist. Die Dünnschliffe weisen Übereinstimmung mit einem sedimentären Gefüge. Allerdings liegen keine Dünnschliffbeschreibungen oder chemische Analysen vor um diese Annahme weiter zu verfolgen.

Die Gesteine der BL1-Serie stimmen am besten mit den Signaturen des nach SCHULZ et al. 1997 beschriebenen Übergangsporphyroid (Quarzsandiger, karbonatischer Chlorit-Serizit-Quarzit-Schiefer) überein.

8 Schlussfolgerung – Diskussion

Die detaillierte Untersuchung im Rahmen der Masterarbeit zur Erkundung der Excavation Damage Zone wurde nach der geophysikalischen Widerstandstomographie und den Erkundungsbohrungen im Profil 1 durchgeführt. Aus diesem Bereich konnte ausreichend Gesteinsmaterial für die Laboranalysen festgestellt werden.

Die Machbarkeitsstudie „Zentrum am Berg“ bildet die Grundlage für die Erkundung der Excavation Damage Zone am Erzberg. Die empirische Berechnung des Gebirgsspannungsverlaufs, mit den aus der Studie bekannten Parametern, im ausgewählten Stollenabschnitt des Pressler Stollens ergab ein elastisches Verhalten. Die berechnete Gebirgsdruckfestigkeit in der Hohlraumumgebung liegt über dem Primärspannungszustand. Es wurde versucht das Gebirgsverhalten mit Hilfe der Software „Abaqus“ zu modellieren, aufgrund fehlender Parameter konnte kein realistisches Modell erstellt werden. Der aktuelle Stollenzustand zeigt eine bauchige Ulme und Risse, sowie Verbrüche in der Firste. Der gesamte Bereich ist bergfeucht. Anhand der Erkundungsbohrung wurden ein Ausbau von 0,78 m und ein darauf folgender Hohlraum bis 1,47 m festgestellt. Anschließend folgt ein makroskopisch gering differenziertes verschiefertes Gestein. Die felsmechanischen Untersuchungen des vorliegenden Gesteins ergaben eine einaxiale Druckfestigkeit von 140 MPa, ein E-Modul von 70 GPa, eine Poissonzahl von 0,26 und eine Spaltzugfestigkeit von ungefähr 13 MPa. Das Gestein wäre hier anhand der geomechanischen Untersuchungen nach dem Ausbruch standhaft. Die komplizierte vorherrschende Tektonik am Erzberg ist ausschlaggebend für das Bruchverhalten.

Die geophysikalischen Feldmessungen zeigen eine Gliederung des Untergrunds hinter dem Stollenausbau in unterschiedliche Bereiche. Die Widerstandstomographie, im nördlichen Abschnitt des Profils (Profil 1a), zeigt direkt an der Ulme eine niederohmige Zone mit einer Mächtigkeit von ca. 0,5 m. Darauf folgt eine Zone mit 600 – 700 Ωm bis in eine Teufe von ungefähr 2 m und dahinter befindet sich ein hochohmiger Bereich. Ab einer Teufe von ungefähr 6 m stellt sich eine niederohmige Zone ein, welche auf einen angrenzenden tektonischen Störungsbereich schließen lässt. Der südliche Abschnitt des Profils (Profil 1b) zeigt durchgehend niederohmigen Charakter und lässt keine Gliederung zu. Die Radarmessung zeigt Strukturen hinter dem Stollenausbau, die mit der Widerstandstomographie korrelieren. In den Radargrammen erkennt man Bereiche mit unterschiedlich starken Reflexionen. Im Nordabschnitt auftretende Diffraktionshyperbeln, in einer Teufe von ungefähr 0,5 m, könnten auf einen Stollenausbau hinweisen. Ein durchgehendes Signal bei einer 30 ns 2-Weg-Laufzeit zeigt einen Übergang zu einem Bereich mit Reflektoren im sogenannten

Geräterauschen. Diese deutliche Grenze ist beim gegenwärtigen Wissensstand noch nicht zu interpretieren. Die Ursache für die Variation des spezifisch elektrischen Widerstandes kann mechanisch-tektonisch oder mineralogisch bedingt sein. Laut der Literaturrecherche ist die Excavation Damage Zone aufgrund von Rissen und Klüften durch einen höheren elektrischen Widerstand als das ungestörte Gebirge charakterisiert. Ist die Zone allerdings Wasser gesättigt ist der elektrische Widerstand herabgesetzt. Der gemessene Bereich befindet sich in bergfeuchtem Zustand. Das Auflösungsvermögen der Feldmessungen ist bei der Widerstandstomographie horizontal vom Elektrodenanstand a und lateral von der Leitfähigkeit der Oberflächenschichten abhängig. Wogegen die Auflösung der Georadarmessung von der Mittenfrequenz der Antenne und der Dielektrizitätskonstante des Untergrundes abhängt, das bedeutet bei hohen Leitfähigkeiten der Oberflächenschichten ist die laterale Auflösung gering. Beide Methoden sind für die Erkundung der Zone geeignet, aber liefern zusammen keine höhere Auflösung. Mit Hilfe einer Erkundungsbohrung im nördlichen Profilabschnitt, welche die gesamten Formationen durchteuft, und petrophysikalischen sowie petrographischen Laboranalysen wurde versucht eine genauere Differenzierung der Zonen zu ermöglichen.

Die Erkundungsbohrung zeigt einen Betonausbau von 0,78 m mit einem darauf folgenden Hohlraum bis 1,47 m und einen Übergang ins Festgestein. Bei der Bohrkernentnahme war der Beton im wassergesättigten Zustand, was einen Hinweis auf die niederohmige Zone direkt an der Ulme darstellt. Der Hohlraum konnte mittels der geophysikalischen Feldmessungen nicht sichtbar erfasst werden. Die aus den Feldmessungen ersichtlichen Übergänge sind durch die Bohrung belegt. Die Bohrung besteht überwiegend aus Bohrklein, welcher Schieferungsflächen und Klufflächen zeigt. Makroskopisch ist keine Differenzierung des Bohrkerns ersichtlich, über die gesamte Länge sind Makrorisse verfüllt mit Alterationsprodukten erkennbar.

Die petrophysikalischen Analysedaten sind im Überblick in der Abbildung 90 dargestellt. Die Analyse der Betonproben zeigt einen niedrigen spezifischen elektrischen Widerstand, eine erhöhte Porosität und würde folglich die gemessene niederohmige Zone direkt an der Ulme erklären. Innerhalb der Gesteinsproben können Bereiche mit unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften definiert werden. Diese Gliederung ergibt sich in Abhängigkeit mit der Teufe. Betrachtet man die Korndichteverteilung erkennt man bis Meter 2,17 einen Dichteanstieg von $2,65 \text{ g/m}^3$ auf $2,70 \text{ g/m}^3$, welcher folgend gering abfällt und die restlichen Bohrkernmeter um einen Mittelwert von $2,67 \pm 0,02 \text{ g/m}^3$. Die Gesamtdichte verhält sich dazu gleich. Die Porosität des Gesteins ist auffallend gering. Die Porosität nach Archimedes zeigt zwei Bohrkernabschnitte, einen Abschnitt bis Meter 4,5 mit niedrigeren Porositätswerten von

0,45±0,21 % mit dem Minimum von 0,24 % in einer Teufe von 2,17 m. Weiters einen zweiten Abschnitt bis Meter 7,04 mit einer höheren Porosität von 0,71±0,26 % mit dem Maximum von 0,97 % in einer Teufe von 5,5 m. Wogegen die gemessene He-Porosität Bereiche mit einer Porosität von 2,15±0,31 % bei 2,45 – 2,65 m, 5,5 m und 6,24 – 6,42 m zeigt und Bereiche mit einer niedrigeren Porosität von 1,1±0,42 % bei 1,5 – 2,17 m, 3,0 – 5,4 m, 5,9 m und 7 m. Die magnetischen Untersuchungen zeigen zwei unterschiedliche Gefügetrends in Abhängigkeit der Entfernung von der Tunnelachse. Nahe des Hohlraumrandes bis zu einem Abstand von ungefähr 3 m weist das Gestein ein vorwiegend prolates Gefüge auf, das in ein oblates übergeht. Daraus folgt, dass das vorliegende verschieferte Gestein, welches ursprünglich oblaten Charakter aufweist, durch mechanisch-tektonische Prozesse, beispielsweise Zugspannung, deformiert wurde. Korreliert man die Suszeptibilitätswerte mit der Intensität der NRM sieht man bis 3 m erhöhte Suszeptibilitäten und vergleichsweise geringe NRM Intensitäten. Dies ist ein Zeichen für erhöhte Verwitterung und unterschiedliche magnetische Minerale. Mittels der Curie-Punkt Messung einiger Proben wurden keine Mineralumwandlung der magnetischen Phasen festgestellt. Weiters zeigte die Messung, dass die Proben einen schlecht ausgebildeten Ferromagnetismus besitzen. Die AMS-Werte sind bis Bohrkernmeter 3,2 m leicht erhöht im Vergleich zu den restlichen Bohrkernmetern und deuten demzufolge auf eine starke Verwitterung in den ersten Bohrkernmetern hin. Die akustischen Wellengeschwindigkeitsmessungen zeigen, im Fall der v_p -Welle, einen Geschwindigkeitsanstieg bis 2,17 m von 4901 m/s auf 5827 m/s, der weiters geringfügig abfällt auf 5500±300 m/s, aber ab 5,4 m verlangsamt auf 4600±600 m/s. Diese Differenzierung spiegelt sich in der v_s -Welle wieder. Der Verlauf deutet auf eine physikalische Änderung im Gestein hin. Die nachfolgende Verlangsamung kann möglicherweise anhand angrenzender tektonischer Störungsbereiche erklärt werden. Der gemessene spezifisch elektrische Widerstand zeigt ein Anstieg bis zum Hauptmaximum bei Bohrkernmeter 2,17 m mit 1857 Ωm . Der restliche Bohrkern zeigt keine Differenzierung, er weist 535±150 Ωm auf. Diese niedrigeren Widerstände sind ein Zeichen für verwittertes Material. Die Leitfähigkeitskontraste sind ein Hinweis für Änderungen der Mineralogie, des Gefüges und der Wassersättigung. Für eine genauere Erklärung ist die petrographische Betrachtung hilfreich.

Zusammenfassend heben sich die Messdaten der Probe bei Bohrkernmeter 2,17 m ab. Hier befindet sich das Geschwindigkeitsmaximum der p-Welle und korreliert mit dem Porositätsminimum, dem Dichtemaximum und dem Maximum des spezifischen elektrischen Widerstandes. Diese Eigenschaften beschreiben ein festes kompaktes Gestein. Die niedrige Porosität und der hohe spezifisch elektrische Widerstand deuten auf trockene Poren hin. Hingegen zeigt der davorliegende Bereich mit höherer Porosität und niedrigerem spezifischen elektrischen Widerstand wassergesättigte Poren an, dies lässt sich auch auf den bergfeuchten Zustand des Stollens rückschließen. Die

gemessenen Parameter, ausgenommen die Probe bei Meter 2,17, liegen ungefähr im gleichen Wertebereich mit geringfügigen Abweichungen, vor allem in Bezug auf die v_p -Welle. Die NRM-Intensität liefert Hinweise auf chemisch, biologisch, physikalische Prozesse bedingte Mineralumwandlungen ab Bohrkernmeter 5 m. In wie fern dieser auffallende Bereich bei 2,17 m anhand der petrophysikalischen Untersuchungen durch den Ausbruch bedingt ist, oder durch Mineralumwandlungen hervorgerufen wurde, wird versucht mit Hilfe der petrographischen Analyse zu beschreiben.

Die petrographische Untersuchung ergänzen die petrophysikalischen Aussagen. Gleichzeitig wird die Gesteinsbeschreibung mit der Literatur im Bereich Eisenerz verglichen. Die Diskussion der lithologischen Zuordnung ist aus dem Kapitel 7.8.4 zu entnehmen. Betrachtet man die Dünnschliffe ist eine Differenzierung des Bohrkerns erkennbar. Der bereits bei den vorherigen Messungen auffallende Bereich bei Bohrkernmeter 2,17 m zeigt hier einen deutlichen Karbonatgehalt von 66 %. Das Auftreten einer Karbonatlinse ist anhand der herrschenden Tektonik denkbar, weiters zeigt dieser Bereich auch die geringste Porosität und höchste Dichte. Ebenfalls erklärt der hohe Karbonatanteil den erhöht gemessenen spezifischen elektrischen Widerstand im Vergleich zum restlichen Bohrkern. Die petrographischen Analysen zeigen eine unterschiedlich metasomatische Beanspruchung, eine variierende Karbonatisierung und Serizitisierung. Die Quarzkörner löschen kaum undulös aus und weisen auf eine geringe Deformation hin. Die chemischen Analysen spiegeln die Änderung des Gesteinschemismus mit fortschreitender Metasomatose wieder. Die Elementverteilungen beeinflussen den spezifischen elektrischen Widerstand der Proben. Die wechselnde Zementation ist anhand der Porosität und Dichte nachvollziehbar.

Die petrographische Untersuchung ist hilfreich um die Daten der petrophysikalischen Messungen zu erklären und ergänzt die Interpretation der Feldmessungen. Hier zeigt die Untersuchung, dass die Differenzierung der petrophysikalischen Analysen mineralogisch bedingt ist, da diese eine unterschiedliche metasomatische Veränderung aufweist. Es ist fest zu halten, dass die Gesteine des Bohrkerns eine homogene aber in sich differenzierte Gesteinseinheit darstellen. Ein Ausblick für weitere Forschung wäre eine tieferreichende Bohrung mit einem größeren Querschnitt um die Veränderungen mit zunehmendem Abstand von der Tunnelachse weiter verfolgen zu können.

Im Untersuchungsbereich konnte keine mögliche plastische Zone definiert werden. Die geophysikalisch gemessenen Zonierungen im Untergrund sind anhand der petrographischen Beschreibung auf eine primäre Mineralogische Differenzierung zurückzuführen und sind unwahrscheinlich durch den Ausbruch bedingt.

Bohrkernanalyse BL1 Steirischer Erzberg - Physikalische Eigenschaften Porhyroid (orange) und Ausbau (grau)

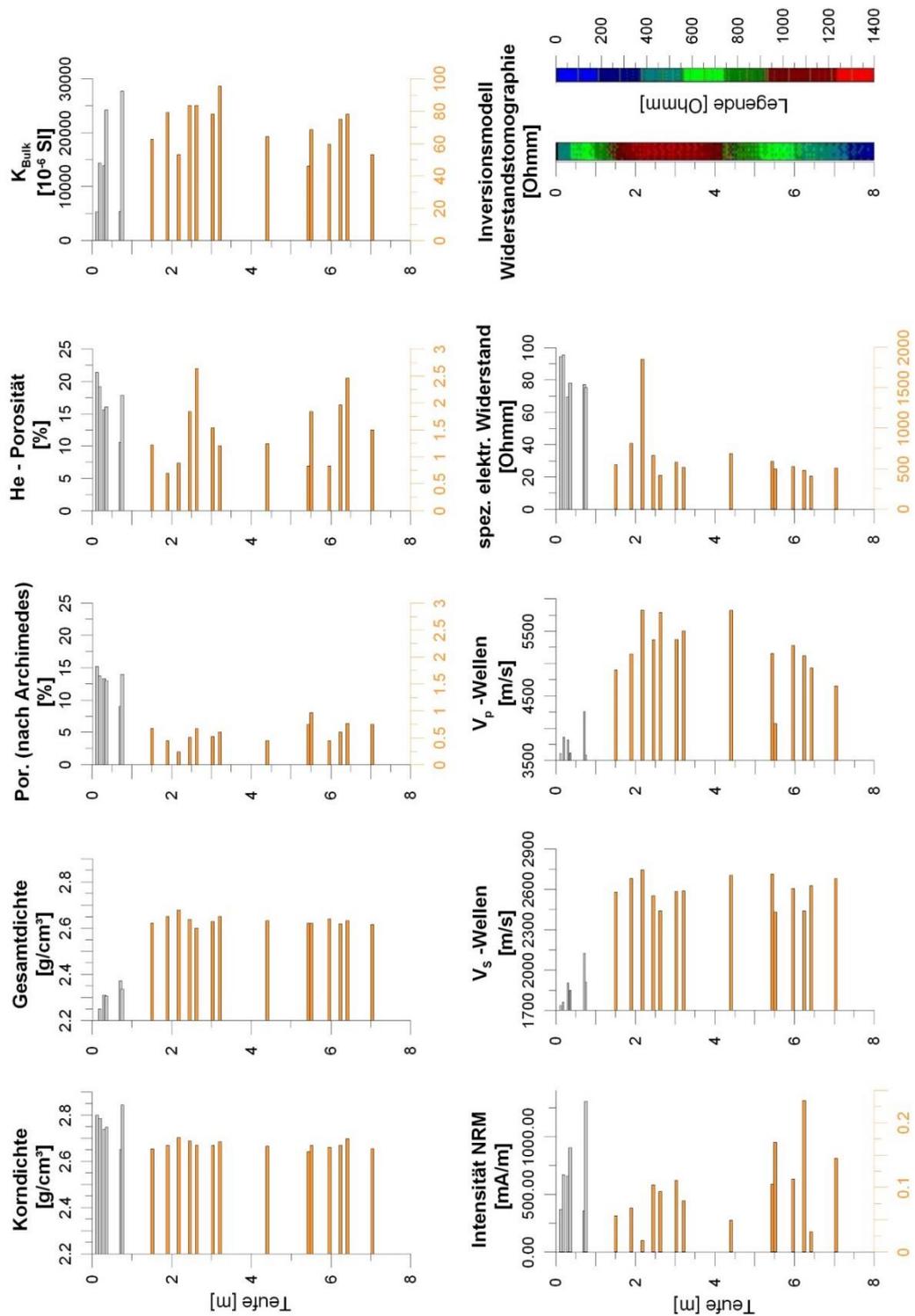


Abbildung 90: Petrophysikalische Parameter der Bohrkernproben BL1 im Pressler Stollen am Steirischen Erzberg. Die Daten des Betonausbau sind in grau und die des Porphyroids in orange dargestellt. Wenn in einem Diagramm zwei x-Achsen angeführt sind, zählt jeweils die Diagrammfarbe zur gleichfärbigen x-Achse. Auf der y-Achse ist die Teufe der Bohrung in Meter aufgetragen.

8.1 Aussagekraft der geophysikalischen Methoden zur Bestimmung der EDZ unter den vorherrschenden Bedingungen

Die geophysikalischen Feldmessungen liefern eine Gliederung des Untergrundes, die unter den vorherrschenden Messbedingungen nahe der Ulme sinnvoll erklärt werden kann. Betrachtet man die petrophysikalischen und petrographischen Laboruntersuchungen korrelieren diese mit den in situ-Messungen bis zur Grenze zum hochohmigen Bereich bei ungefähr 2 m. Die weitere laterale Auflösung zeichnet sich in den Laborwerten kaum ab. Unter den vorherrschenden Bedingungen ist das Auflösungsvermögen der geophysikalischen Verfahren nicht gegeben um zwischen tektonischen, mechanischen und mineralogischen Schichtgrenzen mit geringer lateraler Ausdehnung zu unterscheiden. Hier wurden mit den geophysikalischen Feldmessungen Zonen, die anhand der petrographischen Untersuchungen auf eine primäre Mineralogische Differenzierung zurückzuführen sind, gemessen.

9 Literaturverzeichnis

Advanced Geoscience Instruments Co. (2009) *KAPPABRIDGE - User's Guide*, 4th edition, Czech Republic.

AGI Advanced Geosciences, Inc (2011) *AGI Advanced Geosciences, Inc*, 23 Aug, [Online], Available: <http://www.agiusa.com/sting.shtml> [27 September 2013].

Barthelmy, D. (1997-2010) *Mineralogy Database*, [Online], Available: <http://webmineral.com/> [15 Februar 2014].

Boley, C. (2011) *Handbuch Geotechnik: Der Praxisleitfaden für Alle am Bau Beteiligten*, [S.l.]: Vieweg & Teubner.

Brady, B.H.G. and Brown, E.T. (1993) *Rock Mechanics: For Underground Mining*, 2nd edition, Kluwer Academic Publisher.

Cai, M. and Kaiser, P.K. (2005) 'Assessment of excavation damaged zone using a micromechanics model', *Tunnelling and Underground Space Technology*, vol. 20, pp. 301-310.

Clarke, J. and Braginski, A.I. (2004) 'SQUID Fabrication Technology', in *The SQUID Handbook*, 1st edition, Wiley-VCH, Weinheim.

Flajs, G. and Schönlaub, H.P. (1976) 'Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich)', *Verh. Geol. B.-A. Wien*, 7976, pp. 257-303.

Flügel, H.W. and Neubauer, F. (1984) *Steiermark: Erläuterungen zur geologischen Karte der Steiermark, 1:200.000*, Wien: Geologische Bundesanstalt.

Gegenhuber, N. and Steiner-Luckabauer, C. (2012) *Die Auswirkung ungenauer Eingangsparmeter auf die Shuey-Gleichung und in Folge auf eine AVO*, Pangeo Austria.

Geologische-Bundesanstalt (ed.) (2010) *Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50 000, Blatt 101 Eisenerz*, Wien, Available: <http://www.geologie.ac.at> [2014].

Grotzinger, J., Siever, R. and Jordan, T. (2008) *Press/Siever - Allgemeine Geologie*, 5th edition, Berlin [u.a.]: Spektrum Akademischer Verl.

Gwschandtner, G.G. (2010) *Analytische Berechnungsansätze zum Kennlinienverfahren*, Diplomarbeit Montanuniversität Leoben.

Harten, U. (2012) *Physik: Eine Einführung für Ingenieure und Naturwissenschaftler*, 5th edition, Heidelberg: Springer.

Heinisch, H. (1981) 'Zum ordovizischen "Porphroid"- Vulkanismus der Ost- und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie', *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, vol. 124, no. 1, Dezember, pp. 1-109.

Hirzbauer, G., Stromberger, A., Schulz, O. and Vavtar, F. (1991) 'Neuerkenntnisse über das tektonische Gefüge des Steirischen Erzberges', *Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt Wien*, vol. 13, Juni, pp. 51–85.

Kearey, P., Brooks, Brooks, M. and Hill, I. (2002) *An introduction to geophysical exploration*, 3rd edition, Oxford [u.a.]: Blackwell Science.

Kern, A. (1927) 'Zur geologischen Neuaufnahme des steirischen Erzberges, 1925 bis 1926', *Berg- und hüttenm. Mh. Wien*, 75 , pp. 23-29, 49-55.

Kirsch (1898) 'Die Theorie der Elastizität und die Bedürfnisse der Festigkeitslehre', *Zeitschrift des Vereines deutscher Ingenieure*, no. 42, pp. 797-807.

Knödel, K. (2005) *Geophysik*, 2nd edition, Berlin; Heidelberg; New York: Springer.

Mavko, G. and Mukerji, T. (1998) 'Bounds on low-frequency seismic velocities in partially saturated rocks', *Geophysics*, vol. 63, pp. 918-924.

Metz, K. (1951) 'Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone', *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, no. 44, pp. 1-84.

Montanuniversität Leoben, Lehrstuhl für Subsurface Engineering (2010) 'Research@ZaB - Forschung im Zentrum am Berg', Machbarkeitsstudie unveröffentlicht.

MTS Rock and Concrete Mechanics Testing Systems, Technical Description (2001), Minnesota: MTS Systems Corporation.

Mutschler, T. (2004) 'Einaxiale Druckversuche an zylindrischen Gesteinsprüfkörpern', *Empfehlung "Versuchstechnik Fels" der Deutschen Gesellschaft für Geotechnik*, vol. 81, no. 10, pp. 825-834.

Pahl, A. (1985) 'Technische Prüfvorschriften für Boden und Fels im Staßenbau: Indirekter Zugversuch an Gesteinsproben - Spaltzugversuch ', *Prüfvorschriften*

"*Versuchstechnik Fels*" der Deutschen Gesellschaft für Erd- und Grundbau, vol. C, no. 10, pp. 1-6.

Prinz, H. and Strauss, R. (2011) *Ingenieurgeologie*, 5th edition, Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag.

Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E. and Schuster, R. (2004) 'Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen', *Swiss Journal of Geosciences*, vol. 97, pp. 93-117.

Schön, J.H. (1996) *Physical properties of rocks: Fundamentals and principles of Petrophysics*, 18th edition, Great Britain: Pergamon.

Schön, J.H. (2011) *Physical properties of rocks*, Oxford: Elsevier.

Schönlaub, H.P. (1982) 'Die Grauwackenzone in den Eisenerzer Alpen (Österreich)', *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien*, vol. 124, no. 2, Juni, pp. 361-423.

Schönlaub, H.P., Flajas, G. and Thalmann, F. (1980) 'Conodontenstratigraphie am Steirischen Erzberg (Nördliche Grauwackenzone)', *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien*, vol. 123, no. 1, September, pp. 169-229.

Schubert, H. (ed.) (2003) *Handbuch der Mechanischen Verfahrenstechnik*, Weinheim: WILEY-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA.

Schulz, O., Vavtar, F. and Dieber, K. (1997) 'Die Siderit-Erzlagerstätte Steirischer Erzberg: Eine geowissenschaftliche Studie, mit wirtschaftlicher und geschichtlicher Betrachtung', *Archiv der Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt Wien*, vol. 20, September, pp. 65-178.

Schuster, K., Alheid, H.-J. and Böddener, D. (2001) 'Seismic investigation of the Excavation damaged zone in Opalinus Clay', *Engineering Geology*, vol. 61, pp. 189-187.

Soffel, H.C. (1991) *Paläomagnetismus und Archäomagnetismus*, Berlin Heidelberg: Springer-Verlag.

Soos, P. and Engel, J. (2008) *Grundbau - Taschenbuch Teil 1: Geotechnische Grundlagen*, 7th edition, Berlin: Ernst & Sohn.

Tarling, D.H. and Hrouda, F. (1993) *The magnetic anisotropy of rocks*, London; New York: Chapman & Hall.

Tauxe, L. (1998) *Paleomagnetic Principles and Practice*, 17th edition, Netherlands: Kluwer Academic Publishers.

Tollmann, A. (1973) *Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik*, Wien: Franz Deuticke.

Tollmann, A. (1977) *Geologie von Österreich*, Wien: Franz Deuticke.

Winchester, J.A. and Floyd, P.A. (1977) 'Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements', *Chemical Geology*, no. 20, pp. 325-343.

Yan, P., Shan, Z.G., Chen, X.R. and Zhou, Y. (2010) 'Study of characterisation of an excavation damaged zone around deeply buried tunnels under blasting conditions', *ARMA 10-125*.

10 Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1: Charakterisierung der Inner und Outer Damage Zone über die Variation der Wellengeschwindigkeit mit zunehmender Bohrlochtiefe (Yan et al., 2010)	4
Abbildung 2: Geographische Lage des Steirischen Erzberges (AMap Fly 5.0).....	5
Abbildung 3: Geologische Karte Eisenerz (Geologische-Bundesanstalt, 2010).....	6
Abbildung 4: ESE-WNW Profil durch den Steirischer Erzberg	12
Abbildung 5: Längenschnitt Pressler Stollen	15
Abbildung 6: Spannungsverteilung.....	20
Abbildung 7: Wenner Konfiguration (Kearey et al., 2002)	22
Abbildung 8: Wenner-Sondierungskartierung (Knödel, 2005).....	24
Abbildung 9: Einaxialer Druckversuch an Gesteinsproben (Soos and Engel, 2008).....	27
Abbildung 10: circumferential Extensometer	27
Abbildung 11: Schemaskizze des Spaltzugversuches (Pahl, 1985)	30
Abbildung 12: Horizontalspannungsverlauf in einem Vertikalschnitt durch den Prüfkörper.....	30
Abbildung 13: Kennwerte der Wellengeschwindigkeiten für verschiedene Gesteine	35
Abbildung 14: Das Suszeptibilitäts-Ellipsoid mit den Hauptachsen.....	39
Abbildung 15: Manuelle Messung der Suszeptibilität in 15 Richtungen mit der Kappabridge MFK 1 von Agico Inc. (Advanced Geoscience Instruments Co., 2009).....	39
Abbildung 16: Probenorientierung für AMS-Messung.....	40
Abbildung 17: AMS-Gefügeellipsoide (Tarling and Hrouda, 1993).	40
Abbildung 18: Das T-P' Diagramm nach Jelinek (1981)	41
Abbildung 19: L-F Diagramm nach Balsley und Buddington (1960).....	41
Abbildung 20: Aufbau eines SQUIDs (Clarke and Braginski, 2004)	42
Abbildung 21: Stratigraphische Korrelation im Ostteil der Nördlichen Grauwackenzone.....	43
Abbildung 22: Probe AM01	47
Abbildung 23: Probe AM02.....	47
Abbildung 24: Spannungsverlauf an der Ulme	49
Abbildung 25: Lage der Profile im Söhligschnitt des Pressler Stollens	50
Abbildung 26: STING R1 Earth Resistivity Meter (AGI Advanced Geosciences, Inc, 2011) ...	50
Abbildung 27: Elektrodenmontage in den Ulmen.....	52
Abbildung 28: Messaufbau der Multielektrodengeoelektrik und Messgerät mit Tropfwasserschutz.....	52
Abbildung 29: Inversionsmodelle für den spezifischen elektrischen Widerstand Profik 1	53
Abbildung 30: Inversionsmodelle für den spezifischen elektrischen Widerstand Profil 2	54
Abbildung 31: Inversionsmodelle für den spezifischen elektrischen Widerstand Profil 3.	55
Abbildung 32: Georadarmessung bei unterschiedlichen Mittenfrequenzen	56
Abbildung 33: 200 MHz Antenne, Profilmeter 25 bis 30	59
Abbildung 34: Radargramme Profil 1	60
Abbildung 35: Nische bei Bohrung BL1	61
Abbildung 36: Rissbildung im Profil 1 bei Meter 55.....	62
Abbildung 37: Radargramm Profilmeter 55 bis 65 m.....	63

Abbildung 38: digitales Thermometer	64
Abbildung 39: Temperaturverteilung Profil 1.....	64
Abbildung 40: Temperaturverteilung Profil 2.....	65
Abbildung 41: Temperaturverteilung Profil 3.....	65
Abbildung 42: Bohrkernkiste BL1	66
Abbildung 43: Bohrkernlog BL1	67
Abbildung 44: Legende des Bohrkernlogs BL1	68
Abbildung 45: Messung der Rückprallwerte mittels einem Schmidt'schen Prüfhammer	69
Abbildung 46: einaxialer Druckversuch	70
Abbildung 47: Fotodokumentation der einaxialen Druckversuche der Proben G1 und G2.....	72
Abbildung 48: Spannungs-Dehnungs-Diagramm der Erstbelastung der Probe G1	73
Abbildung 49: Bestimmung der einaxialen Druckfestigkeit der Probe G1.....	73
Abbildung 50: Ermittlung der Zerstörungsenergie Probe G1	74
Abbildung 51: Spannungs- Dehnungskurve der Erstbelastung der Probe G2	74
Abbildung 52: Bestimmung der einaxialen Druckfestigkeit Probe G2.....	75
Abbildung 53: Ermittlung der Zerstörungsenergie der Probe G2	75
Abbildung 54: Spaltzugversuch	76
Abbildung 55: Versuchsprotokoll der Spaltzugversuche.....	76
Abbildung 56: Proben des Bohrmaterials	77
Abbildung 57: Waage und Exsikkator	78
Abbildung 58: Ultrapyknometer1000	78
Abbildung 59: Ultraschallmessgerät der Montanuniversität Leoben.....	83
Abbildung 60: 4-Point Light Apparatur.....	85
Abbildung 61: MFK1 Kappabridge	88
Abbildung 62: Paleobild der reorientierten Suszeptibilitätsachsen in Bezug auf die Schieferungsebene, Proben BL1	90
Abbildung 63: L-F Diagramm der Daten BL1	91
Abbildung 64: T-P _j Diagramm der Daten BL1	91
Abbildung 65: Curie-Punkt Messung der Proben BL1.07A, BL1.09A und BL1.15A.	92
Abbildung 66: L-F Diagramm der Proben AM02.....	93
Abbildung 67: T-P _j Diagramm der Proben AM02.....	93
Abbildung 68: Cryogen-Magnetometer der Montanuniversität Leoben zur Bestimmung der NRM.....	94
Abbildung 69: Dünnschliffbild der Probe BL1.07A.....	98
Abbildung 70: Dünnschliffbild BL1.09A	98
Abbildung 71: Dünnschliffbild der Probe BL1.16A.....	98
Abbildung 72: Dünnschliffbild der Probe BL1.19A.....	99
Abbildung 73: Dünnschliffbild der Probe BL1.19A.....	99
Abbildung 74: Dünnschliffbild der Probe AM02.3A.....	100
Abbildung 75: Ergebnis der Röntgendiffraktometer-Messung der Proben BL1.07.	101
Abbildung 76: Ergebnis der Röntgendiffraktometer-Messung der Proben BL1.09	101
Abbildung 77: Ergebnis der Röntgendiffraktometer-Messung der Proben BL1.15.	102

Abbildung 78: Ergebnis der Röntgendiffraktometer-Messung der Proben AM02	102
Abbildung 79: Vergleich der Hauptelementverteilung der Proben BL1 und AM02	105
Abbildung 80: Dünnschliffbild der Probe BL1.08A (unter gekreuzten Nicols)	105
Abbildung 81: Dünnschliffbild der Probe BL1.15A (unter gekreuzten Nicols)	105
Abbildung 82: Dünnschliffbild der Probe AM02.1A (unter gekreuzten Nicols).....	105
Abbildung 83: Dreiecksdiagramm CaO-Na ₂ O-K ₂ O in Gew.%	106
Abbildung 84: Balkendiagramm des Mineralbestands der Proben BL1 und AM02.....	111
Abbildung 85: makroskopischer und mikroskopischer Vergleich der Proben AM02.1A und BL1.11.....	112
Abbildung 86: Zr/Ti zu Nb/Y Verhältnis der Proben (Winchester and Floyd, 1977).....	113
Abbildung 87: K/Rb Verhältnisse der Proben	113
Abbildung 88: Na ₂ O/K ₂ O Verhältnis der Proben AM02 und BL1	114
Abbildung 89: Abhängigkeit der Minerale Kalifeldspat, Muskovit und Quarz zu Calcit, Proben BL1.....	114
Abbildung 90: Petrophysikalische Parameter der Bohrkernproben BL1	124

11 Tabellenverzeichnis

Tabelle 1: Profilbeschreibung	13
Tabelle 2: Gebirgsart 3.....	16
Tabelle 3: Parameter zur Berechnung des Spannungsverlaufs im Gebirge	19
Tabelle 4: Chemismus der Grauwackenzone von 255 Porphyroidproben	44
Tabelle 5: Auflistung Handstückproben	47
Tabelle 6: Auflistung der Bohrungen.....	48
Tabelle 7: Auflistung der gemessenen GPR Abschnitte in Profil 1.....	57
Tabelle 8: Rückprallwerte der Unterlagenkonstruktion	69
Tabelle 9: Rückprallwerte des Schmidt-Hammer Versuchs an Bohrkern BL1 und Berechnung der einaxialen Druckfestigkeit	70
Tabelle 10: Berechnete Parameter der einaxialen Druckversuche.....	71
Tabelle 11: Ergebnisse der Dichtebestimmung der Proben BL1	79
Tabelle 12: Ergebnisse der Dichtebestimmung der Proben AM02.....	80
Tabelle 13: Auflistung der berechneten Porosität der Proben BL1	81
Tabelle 14: Auflistung der berechneten Porosität der Proben AM02	82
Tabelle 15: Auflistung der Messergebnisse der akustischen Untersuchungen und daraus berechneten Parameter der Proben BL1	84
Tabelle 16: Auflistung der Messergebnisse der akustischen Untersuchungen und daraus berechneten Parameter der Proben AM02	85
Tabelle 17: Messdaten der elektrischen Leitfähigkeit der Proben BL1	87
Tabelle 18: Messdaten der elektrischen Leitfähigkeit der Proben AM02.....	88
Tabelle 19: Gemessene Werte der Suszeptibilitäts- Hauptkomponenten der Proben BL1	90
Tabelle 20: Berechnete Parameter des Anisotropiegrades und der Form des Anisotropieellipsoids: der Proben BL1	91
Tabelle 21: Berechnete Werte des Anisotropiegrades und der Form des Anisotropieellipsoids der Proben AM02.....	93
Tabelle 22: Messdaten der NRM der Proben BL1.01A – BL1.06A	94
Tabelle 23: Messdaten der NRM der Proben BL1.07A - BL1.20A.....	95
Tabelle 24: Auflistung der Messergebnisse der NRM der Proben AM02	95
Tabelle 25: Hauptelementanalyse mittels RFA, Teil 1	103
Tabelle 26: Hauptelementanalyse mittels RFA, Teil 2	103
Tabelle 27: Gemessene Spurenelemente der Proben, Teil 1	107
Tabelle 28: Gemessene Spurenelemente der Proben, Teil 2.....	108
Tabelle 29: Komponenten der Mineralphasen in Gew.% (Barthelmy, 1997-2010).....	109
Tabelle 30: Komponenten der Mineralphasen in Gew.% (Barthelmy, 1997-2010).....	109
Tabelle 31: Anteile der Mineralphasen in Gew.% der Proben, Teil 1	110
Tabelle 32: Anteile der Mineralphasen in Gew.% der Proben, Teil 2	110

Anhang A : Grundlagen

Inhaltsverzeichnis

1	Materialmodelle / Bruchkriterien	135
1.1	Mohr-Coulumb Bruchkriterium.....	136
1.2	Hoek-Brown Bruchkriterium	137
2	Spannungszustand im Gebirge	140
2.1	Spannungsverteilung im plastischen und elastischen Bereich.....	141
3	Gebirgsverhalten und Gebirgsverhaltenstypen	143
4	Literaturverzeichnis	145

1 Materialmodelle / Bruchkriterien

Die Materialmodelle beschreiben das Formänderungsverhalten des Materials, die Beziehung zwischen Dehnung und Spannung. Aufgrund der Komplexität des Verhaltens werden verschiedene Modelle unterschieden. Beispielsweise kann eine Verformung elastisch (reversibel) oder plastisch (nicht reversibel) sein und je nach Be- und Entlastung linear oder nicht linear von den Spannungen abhängen. Die Materialmodelle können graphisch mit Hilfe von Diagrammen, durch mathematische Bezeichnungen oder theoretisch in Form von analytischer Mathematik dargestellt werden (Boley, 2011).

Im Folgenden wird ein Bruchkriterium basierend auf einem elastischen idealplastischen Materialverhalten, das Mohr-Coulomb'sche Bruchkriterium und eines basierend auf einem nichtlinearen elastischen Materialverhalten, das Hoek-Brown Bruchkriterium kurz beschrieben.

Elastisches Verhalten liegt vor wenn sich nach Verformung eines Werkstoffes durch Belastung bei der Entlastung der Grundzustand wieder herstellt. Die Beziehungen zwischen Spannung σ und Dehnung ϵ können bei Be- und Entlastung linear oder nichtlinear sein (Abbildung A1). Das Elastizitätsmodul E und die Poissonzahl ν sind bei linear elastischen Verhalten konstant, bei nichtlinearem elastischen Materialverhalten nicht (Boley, 2011).

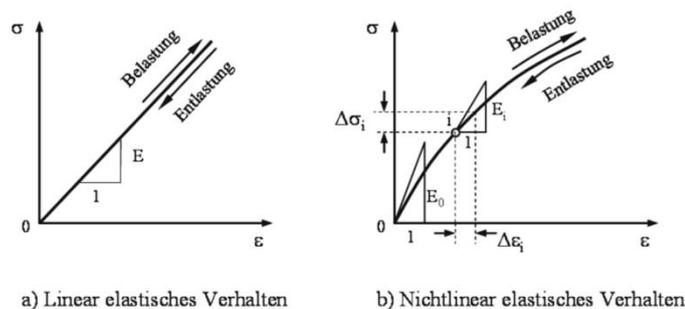


Abbildung A1: Elastisches Materialverhalten. a) Linear elastisches Verhalten, b) nichtlinear elastisches Verhalten

Elastoplastisches Verhalten (Abbildung A2) beschreibt die Eigenschaft dass die axiale Dehnung ϵ einer Werkstoffprobe sich infolge einer einaxialen Belastung σ bei einer vollständigen Entlastung nur teilweise oder gar nicht umkehren kann (Boley, 2011).

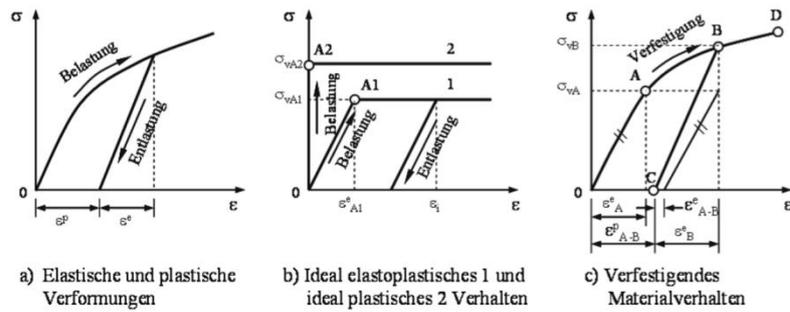


Abbildung A2: Elastoplastisches Materialverhalten mit Anteil der elastischen Dehnung ε^e (umkehrbar) und der plastischen Dehnung ε^p (nicht umkehrbar) (Boley, 2011).

1.1 Mohr-Coulomb Bruchkriterium

Das Mohr-Coulomb (MC) Bruchkriterium beschreibt den Zusammenhang zwischen Scherspannung (Schubspannung) τ und der Normalspannung σ_N . Die Scherfestigkeit eines Festgesteins ist überschritten wenn Verschiebungen entlang von Flächen ohne weitere Erhöhung der Scherkräfte stattfinden. Ein Bruch tritt ein wenn die Scherspannungen aus der äußeren Belastung größer als die Festigkeitsgrenze des inneren Scherwiderstandes des Materials werden. Die Mohr-Coulomb'sche Scherspannung der Flächen wird über eine lineare Funktion (1.1) mit Hilfe der Scherparameter, dem Reibungswinkel φ und der Kohäsion c , beschrieben (Hoek, Carranza-Torres and Corkum, 2002).

$$\tau = c + \sigma \times \tan \varphi \quad (1.1)$$

Das Equivalent, ausgedrückt in maximal und minimaler Hauptnormalspannung, ist definiert über :

$$\sigma_1 = \frac{1 + \sin \varphi}{1 - \sin \varphi} \sigma_3 + c \frac{2 \cos \varphi}{1 - \sin \varphi} \quad (1.2)$$

Die Scher- und Normalspannungen werden mit Hilfe von Scherversuchen bestimmt. Im Mohr-Coulomb'schen Spannungskreis (Abbildung A3) werden τ und σ_N aufgetragen und dienen zur Bestimmung der Scherparameter c und φ sowie der Scherlinie. Damit kein Bruch eintritt muss der Spannungskreis unter der Bruchgeraden liegen, wird diese berührt ist der Grenzzustand erreicht (Prinz and Strauss, 2011).

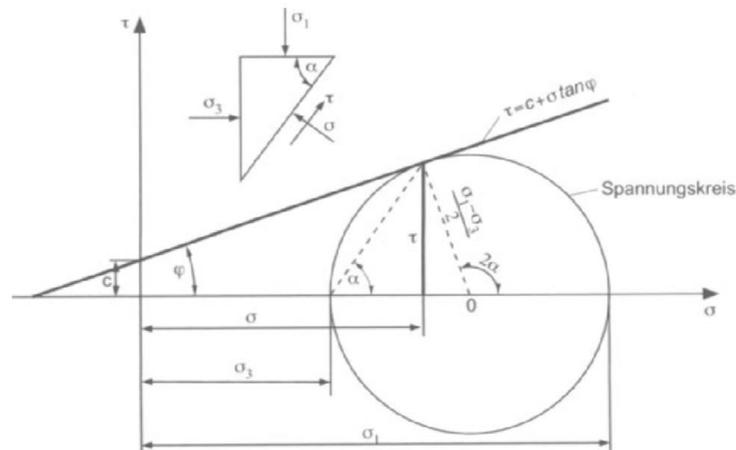


Abbildung A3: Bruchbedingungen von Coulomb-Mohr (Prinz and Strauss, 2011)

1.2 Hoek-Brown Bruchkriterium

Das Hoek-Brown (HB) Bruchkriterium beschreibt ein nichtlineares Bruchverhalten und geht somit von einer gekrümmten Bruchgeraden aus und basiert auf dem Hooke'schen Gesetz.

Das Hooke'sche Gesetz beschreibt den Zusammenhang von Spannung und Verformung bei elastischem Materialverhalten. Die Beziehung wird in Form einer Tensor-Schreibweise beschrieben (Schön, 2011):

$$\sigma_{ik} = C_{iklm} \times \varepsilon_{lm} \quad (1.3)$$

C_{iklm} ...Tensor des Elastizitätsmoduls (Steifigkeitstensor)

ε_{ik} ... Dehnungstensor

σ_{lm} ... Spannungstensor

Zur Berechnung des Bruchzustandes werden die maximale Hauptnormalspannung σ_1 , die minimale Hauptnormalspannung σ_3 und die einaxiale Druckfestigkeit des intakten Gesteins σ_{ci} verwendet, sowie die Eingangparameter a und s und eine Stoffkonstante $m_{i,b}$ ($i = \text{intakt}$, $b = \text{broken}$) (Hoek, Carranza-Torres and Corkum, 2002).

$$\sigma_1 = \sigma_3 + \sigma_{ci} \times \left(m_{i,b} \times \frac{\sigma_3}{\sigma_{ci}} + s \right)^a \quad (1.4)$$

Für intaktes Gestein wird $s = 1$ und $a = 0,5$ angenommen, die Stoffkonstante m_i wird aus einer Tabelle abgelesen. Für geklüftetes Gestein können m_b ($b = \text{broken}$), s und a wie folgt ermittelt werden:

$$m_b = m_i \times e^{\left(\frac{GSI-100}{28-14 \times D}\right)} \quad (1.5)$$

$$s = e^{\left(\frac{GSI-100}{9-3 \times D}\right)} \quad (1.6)$$

$$a = \frac{1}{2} + \frac{1}{6} \times (e^{-GSI/15} - e^{-20/3}) \quad (1.7)$$

Der Parameter D beschreibt das Maß der Störung des Gebirges durch den Vortrieb (Sprengvortrieb, Tunnelbohrmaschine, usw.). Je höher die Werte desto größerer ist die auftretende Störung. Werte für D in Abhängigkeit vom Lösevorgang sind in Abbildung A4 dargestellt. Der Faktor D gilt nur für die gestörte Zone (EDZ) und nicht für das gesamte Gebirge (Hoek, Carranza-Torres and Corkum, 2002).

Appearance of rock mass	Description of rock mass	Suggested value of D
	Excellent quality controlled blasting or excavation by Tunnel Boring Machine results in minimal disturbance to the confined rock mass surrounding a tunnel.	D = 0
	Mechanical or hand excavation in poor quality rock masses (no blasting) results in minimal disturbance to the surrounding rock mass. Where squeezing problems result in significant floor heave, disturbance can be severe unless a temporary invert, as shown in the photograph, is placed.	D = 0 D = 0.5 No invert
	Very poor quality blasting in a hard rock tunnel results in severe local damage, extending 2 or 3 m, in the surrounding rock mass.	D = 0.8
	Small scale blasting in civil engineering slopes results in modest rock mass damage, particularly if controlled blasting is used as shown on the left hand side of the photograph. However, stress relief results in some disturbance.	D = 0.7 Good blasting D = 1.0 Poor blasting
	Very large open pit mine slopes suffer significant disturbance due to heavy production blasting and also due to stress relief from overburden removal. In some softer rocks excavation can be carried out by ripping and dozing and the degree of damage to the slopes is less.	D = 1.0 Production blasting D = 0.7 Mechanical excavation

Abbildung A4: Parameter-Werte D, Störung des Gebirges durch den Vortrieb (Hoek, Carranza-Torres and Corkum, 2002)

Die einaxiale Druckfestigkeit σ_c für das Gebirge mit $\sigma_3' = 0$ ergibt sich wie folgt (Hoek, Carranza-Torres and Corkum, 2002):

$$\sigma_c = \sigma_{ci} \times s^a \quad (1.8)$$

Der Zusammenhang der maximalen σ_1 und der minimalen σ_3 Hauptnormalspannungen der MC und HB Bruchkriterien sind in der folgenden Abbildung A5 dargestellt.

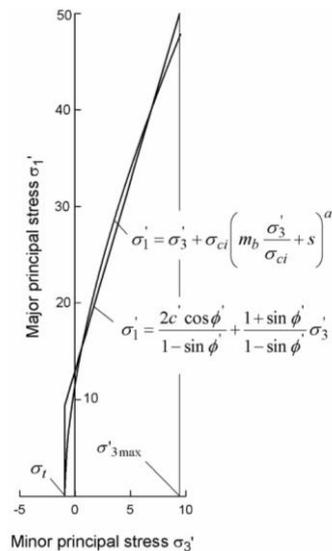


Abbildung A5: Zusammenhang der maximalen σ_1 und minimalen σ_3 Hauptnormalspannung des HB und MC Bruchkriterium (Hoek, Carranza-Torres and Corkum, 2002)

2 Spannungszustand im Gebirge

Die Gebirgsspannung bezeichnet die im Gebirge auftretenden Spannungen. Als Gebirgsdruck wird der vom Gebirge wirkende Druck auf den Beanspruchungszustand der Hohlraumschale verstanden. Der primäre Spannungszustand, die Gebirgseigenschaften, die Grundwasserverhältnisse sowie Hohlraumgröße und -form der Bauweise beeinflussen die Verteilung und Größe des Gebirgsdrucks (Prinz and Strauss, 2011).

Der Spannungszustand vor dem Bau des Tunnels im Gebirge wird als Primärspannungszustand bezeichnet. Er ist abhängig von der Überlagerung und der Entwicklungsgeschichte des Gebirges, der Gebirgsart, der Schichtung, Klüftigkeit und der Tektonik. Durch den Tunnelvortrieb kommt es zu Spannungsumlagerungen und es stellt sich ein neues Spannungsgleichgewicht ein, der sogenannte Sekundärspannungszustand (Prinz and Strauss, 2011).

Die in situ-Spannungen σ_v , σ_{h1} und σ_{h2} im Gebirge befinden sich im Gleichgewichtszustand und werden durch den Hohlraumausbruch verändert. Die drei wirkenden Hauptnormalspannungen σ_1 , σ_2 und σ_3 auf ein Gebirgselement sind in der nachfolgenden Abbildung A6 dargestellt (Hoek, 2007).

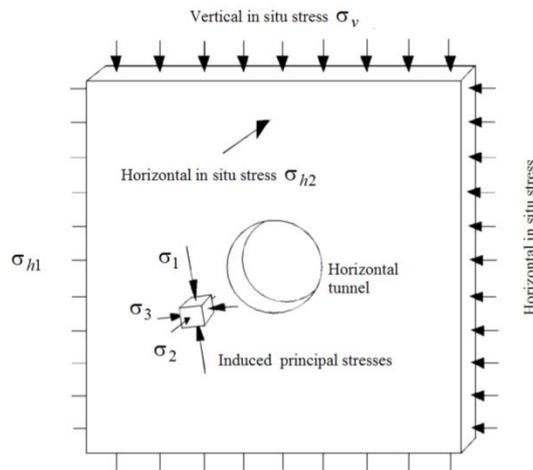


Abbildung A6: Darstellung der Hauptnormalspannungen in einem Gebirgsselement nahe dem Ausbruch (Hoek, 2007)

2.1 Spannungsverteilung im plastischen und elastischen Bereich

Ein Festkörper reagiert auf eine einwirkende Kraft und auf die dadurch ausgelöste Spannung mit Verformung, die zu Beginn im elastischen Bereich liegt und dann in den plastischen Bereich übergeht. Im elastischen Bereich ist die Verformung reversibel, das heißt die Verformung besteht über die Zeit der einwirkenden Spannung und das Material formt sich nach der Belastung in den Ausgangszustand zurück. Sind die mechanisch einwirkenden Spannungen auf das Kristallgefüge zu groß, tritt ab dem kritischen Punkt eine permanente Verformung auf und das Materialverhalten geht in den plastischen Bereich über, es tritt eine Formänderung auf. Bei einer Überbelastung des Materials kommt es zur Bruchbildung (Prinz and Strauss, 2011).

Die Beziehung von Spannung und Dehnung wird mit Hilfe des Spannung-Dehnungs-Diagramms (Abbildung A7) beschrieben. Es ist in vier Abschnitte gegliedert, die ein unterschiedliches Materialverhalten anzeigen. Der Verformungsweg bei Materialien die dem Hook'schen Gesetz gehorchen (elastische Verformung verhält sich proportional zur der auf sie einwirkenden Belastung) verläuft bis zur Proportionalitätsgrenze (Bereich B) linear und reagiert bis zur Elastizitätsgrenze elastisch (Bereich C). Ab dem Überschreiten der Elastizitätsgrenze tritt eine plastische Verformung auf (Bereich D) (Prinz and Strauss, 2011).

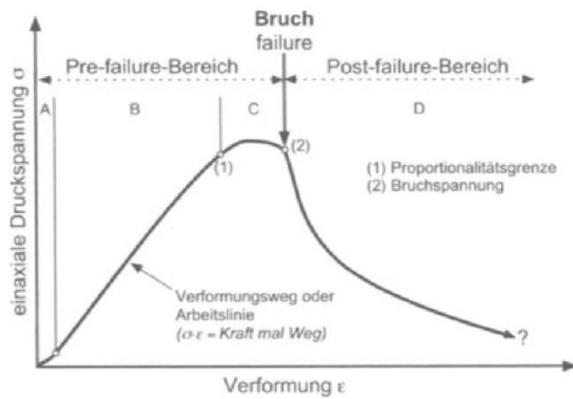


Abbildung A7: Spannungs-Dehnungs-Diagramm nach Thuro (1996) (Prinz and Strauss, 2011)

Im Fels wird ein elastisch-plastisch oder elastisch-viskoplastisches Spannungs-Dehnungs-Verhalten angenommen da im Allgemeinen elastische und permanente Formänderungen auftreten (Prinz and Strauss, 2011).

Das bruchhafte Versagen wird durch bleibende Formänderung und mit einer begleitenden Materialschädigung eingeleitet. Die permanenten Formänderungen werden im Spannungs-Dehnungs-Diagramm mit Hilfe der Entlastungslinie angezeigt. Viele Gesteine zeigen nach dem Bruch, im „post-failure Bereich“, ein elastoplastisches Verhalten indem eine materialabhängige Restfestigkeit vorliegt, die im Felsbau eine wichtige Rolle spielt (Prinz and Strauss, 2011).

3 Gebirgsverhalten und Gebirgsverhaltenstypen

Laut der Richtlinie für die geotechnische Planung von Untertagebauten ist das Gebirgsverhalten (GV) definiert als Reaktion des Gebirges auf den Ausbruch, unter Berücksichtigung der anstehenden Gebirgsart und der Einflussfaktoren, aber ohne Berücksichtigung von Stützung oder Querschnittunterteilung. Der Gebirgsverhaltenstyp (GVT) fasst Gebirge mit ähnlichem GV in Bezug auf Verformungscharakteristika und Versagensmechanismen in übergeordneten Kategorien zusammen (ÖGG, 2008).

Zur Bestimmung des GV werden im Allgemeinen die Gebirgsart, der Primärspannungszustand, die Geometrie und Lage des Hohlraumes, die Orientierung des Bauwerks zum Trennflächengefüge (Grundlage für kinematische Überlegungen und Ermittlung von gefügebedingter Spannungumlagerung), die Schichtgrenzen von Gebirgsarten und die Bergwasserverhältnisse (Strömungsdruck, hydrostatische Druck) berücksichtigt. Für die Ermittlung des GV werden kinematische Untersuchungen zur Erfassung von gefügebedingten Nachbrüchen, analytische und numerische Verfahren zur Untersuchung der Beanspruchung des Gebirges (Verhältnis zwischen dem im Einflussbereich des Tunnels vorherrschenden räumlichen Spannungszustand und den Festigkeits- und Verformungseigenschaften) und Untersuchungen von möglichen Bruch- und Versagensmechanismen empfohlen (ÖGG, 2008).

Die ermittelten GV werden den folgenden GVT zugeordnet:

Übergeordnete Kategorien von Gebirgsverhalten		Beschreibung des Gebirgsverhaltens (ohne bautechnische Maßnahmen)
1	Standfestes Gebirge	Standfestes Gebirge mit dem Potenzial zum schwerkraftbedingten Herausfallen oder Herausgleiten von kleinvolumigen Kluftkörpern
2	Gefügebedingte Ausbrüche	Großvolumige gefüge- und schwerkraftbedingte Ausbrüche, vereinzelt lokales Überschreiten der Scherfestigkeit an Trennflächen
3	Hohlraumnahe Überbeanspruchung	Spannungsbedingte Entfestigung bzw. Plastifizierung des Gebirges in Hohlraumnähe, ev. in Kombination mit gefügebedingten Ausbrüchen
4	Tiefreichende Überbeanspruchung	Spannungsbedingte tiefreichende Entfestigung bzw. Plastifizierung im Gebirge mit großen Deformationen
5	Bergschlag	Schlagartige Ablösungen von Gesteinsplatten verursacht durch Spröbruch
6	Schichtknicken	Knicken von schlanken Schichtpaketen, häufig in Kombination mit Scherversage
7	Firstniederbruch durch Scherversagen	Großvolumige Ausbrüche überwiegend im Firstbereich mit progressivem Scherversage
8	Rolliges Gebirge	Ausrieseln von kohäsionsarmem, gering verzahntem, trockenem bis feuchtem Gebirge
9	Fließendes Gebirge	Ausfließen von kohäsionsarmem, gering verzahntem Gebirge mit hohem Wassergehalt oder Wasserzufluss
10	Quellendes Gebirge	Zeitabhängige Volumszunahme des Gebirges vorwiegend im Sohlbereich durch physikalisch-chemische Reaktion von Gebirge und Wasser in Kombination mit Entspannung
11	Gebirge mit kleinräumig wechselnden Verformungseigenschaften	Kombination mehrerer GVT bei kleinräumiger, starker Änderung von Spannungen und Deformationen über längere Strecken, bedingt durch heterogenen Gebirgsbau (z. B. Block-Matrix Struktur, heterogene Störungszonen, tektonische Melange)

Tabelle A1: Übergeordnete Kategorien von Gebirgsverhalten (ÖGG, 2008)

4 Literaturverzeichnis

Boley, C. (2011) *Handbuch Geotechnik: Der Praxisleitfaden für Alle am Bau Beteiligten*, [S.l.]: Vieweg & Teubner.

Hoek, E. (2007) *Practical Rock Engineering*, North Vancouver.

Hoek, E., Carranza-Torres, C.T. and Corkum, B. (2002) 'Hoek-Brown failure criterion - 2002 edition', *Proceedings of the 5th North American Rock Mechanics Symp., Toronto, Canada*, vol. 1, pp. 267-73.

ÖGG (2008) 'Richtlinie für die geotechnische Planung von Untertagebauten mit zyklischem Vortrieb', no. 2.

Prinz, H. and Strauss, R. (2011) *Ingenieurgeologie*, 5th edition, Heidelberg: Spektrum Akademischer Verlag.

Schön, J.H. (2011) *Physical properties of rocks*, Oxford: Elsevier.

Anhang B: Messergebnisse der Handstückprobe AM01

Inhaltsverzeichnis

1	Petrophysikalische Untersuchungen.....	147
1.1	Dichte.....	147
1.2	Porosität.....	147
1.3	Wellengeschwindigkeiten v_p und v_s , Poisson's ratio und dynamisches E-Modul.....	147
1.4	Spezifischer elektrischer Widerstand.....	148
1.5	AMS Anisotropie der Magnetischen Suszeptibilität.....	148
1.6	NRM Natürlich Remanente Magnetisierung.....	150
2	Petrographische Untersuchungen.....	150
2.1	Quantitative Geochemische Analysen.....	152
2.2	Qualitative Mineralogische Analyse.....	150
2.2.1	Röntgendiffraktometrie.....	151
2.2.2	Petrographische Handstück- und Dünnschliffbeschreibung.....	150
2.3	Berechnung der Mineralphasen.....	154

1 Petrophysikalische Untersuchungen

1.1 Dichte

Die Tonschieferproben AM01 (Tabelle B1) zeigen eine Korndichte im Bereich von 2,825 – 2,842 g/cm³ und eine Gesamtdichte von 2,701 – 2,798 g/cm³.

Probe	Gemessen					Berechnet		
	l	d	m _t	m _{ges}	m _A	Korndichte	Dichte gesamt	V
	[mm]	[mm]	[g]	[g]	[g]	[g/cm ³]	[g/cm ³]	[cm ³]
AM01.1	21,98	25,03	29,690	29,789	19,236	2,842	2,745	10,815
AM01.2	21,68	25,05	29,893	29,936	19,314	2,825	2,798	10,685
AM01.3	21,79	25,06	29,025	29,148	18,785	2,838	2,701	10,748
AM01.4	21,79	25,03	29,509	29,578	19,085	2,831	2,752	10,722
AM01.5	21,92	25,07	29,818	29,907	19,287	2,836	2,756	10,820

Tabelle B1: Messergebnisse der Dichtebestimmung der Proben AM01

1.2 Porosität

Die Tonschieferproben AM01 (Tabelle B2) zeigt eine Porosität nach Archimedes von 0,405 – 1,187 % und eine He-Porosität von 0,034 – 4,848 %. Die schwankenden Porositätswerte erklären sich über das geschieferte Gefüge und die geringe Festigkeit des Handstückes bei einer Bohrrichtung normal zur Schieferung. Das gesamte Stück ist im Zuge des Bohrvorgangs auseinander gebrochen.

Probe	Gemessen					Berechnet		
	l	d	m _t	m _{ges}	m _A	V	Por. (Arch)	He- Por.
	[mm]	[mm]	[g]	[g]	[g]	[cm ³]	[%]	[%]
AM01.1	21,98	25,03	29,690	29,789	19,236	10,815	0,938	3,403
AM01.2	21,68	25,05	29,893	29,936	19,314	10,685	0,405	0,948
AM01.3	21,79	25,06	29,025	29,148	18,785	10,748	1,187	4,848
AM01.4	21,79	25,03	29,509	29,578	19,085	10,722	0,658	2,782
AM01.5	21,92	25,07	29,818	29,907	19,287	10,820	0,838	2,843

Tabelle B2: Auflistung der berechneten Porosität der Proben AM01

1.3 Wellengeschwindigkeiten v_p und v_s, Poisson's ratio und dynamisches E-Modul

Die Tonschieferproben AM01 (Tabelle B3) zeigen im trockenen Zustand Wellengeschwindigkeiten v_p im Bereich von 3860,8 – 4324,5 m/s und Wellengeschwindigkeiten v_s 2137,1 – 2445,9 m/s. Die Messungen der gesättigten Proben weisen v_p-Werte im Bereich von 4296,0 – 4555,6 m/s und v_s-Werte von 2063,4 – 2227,8 m/s auf. Aus den Daten ergibt sich eine berechnete Poissonzahl im Bereich von 0,277 – 0,282 und ein dynamisches E-Modul von 33,161 – 42,743 GPa.

Probe	Gemessen				Berechnet			
	v_p tr	v_s tr	v_p ges	v_s ges	v_p diff	v_s diff	ν poisson's ratio	Edyn
	[m/s]	[m/s]	[m/s]	[m/s]	[m/s]	[m/s]	[-]	[GPa]
AM01.1	4054,3	2252,9	4436,5	2204,7	382,2	270,3	0,277	36,829
AM01.2	4324,5	2382,1	4555,6	2227,8	231,1	154,3	0,282	41,101
AM01.3	3860,8	2137,1	4304,4	2141,4	443,6	242,7	0,279	33,161
AM01.4	4306,3	2445,9	4536,3	2173,0	230,0	272,9	0,262	42,743
AM01.5	4253,5	2345,0	4296,0	2063,4	42,5	281,6	0,282	39,981

Tabelle B3: Auflistung der Messergebnisse der akustischen Untersuchungen und daraus berechneten Parameter der Proben

1.4 Spezifischer elektrischer Widerstand

Die Tonschieferproben AM01 (Tabelle B4) weisen einen spezifischen elektrischen Widerstand von 745,469 – 1542,245 Ωm und einen Formationsfaktor von 29,408 – 60,615 auf.

Probe	Berechnet			
	R	ρ_0	ρ_w	F
	[Ω]	[Ωm]	[Ωm]	[-]
AM01.1	47790,000	1069,845	26,830	42,956
AM01.2	67843,333	1542,245	26,830	60,615
AM01.3	30370,000	687,448	26,830	27,198
AM01.4	33953,333	766,720	26,830	30,239
AM01.5	33103,333	745,469	26,845	29,408

Tabelle B4: Messergebnisse der elektrischen Leitfähigkeit der Proben AM01

1.5 AMS Anisotropie der Magnetischen Suszeptibilität

In Tabelle B5 und Tabelle B6 sind die Werte der Proben AM01 aufgelistet. Die Messungen erfolgten in einem magnetischen Feld mit 200A/m und in einer Orientierung von 358/1. Die Orientierung wurde anhand der Orientierung der Probe bei der Entnahme (178/90) im Stollen gewählt.

Die Daten (Tabelle B5) der Richtungsanalyse der Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität zeigen in der Stereographischen Projektion (Abbildung B1) einen triaxialen Ellipsoid, die Hauptachsen bilden Kluster aus. Eine Foliationsebene in Ost-West-Richtung mit ungefähr 90° ist an der Lage von k_1 und k_2 erkennbar.

Probe	Gemessen								
	k ₁	k ₂	k ₃	k _{1dec}	k _{1inc}	k _{2dec}	k _{2inc}	k _{3dec}	k _{3inc}
AM01.1	1,062	1,017	0,920	266,90	70,20	94,40	19,70	3,50	2,40
AM01.2	1,062	1,031	0,087	258,20	66,80	100,60	21,60	7,40	8,00
AM01.3	1,063	1,020	0,917	242,00	55,50	73,20	34,00	339,60	5,20
AM01.4	1,057	1,021	0,921	270,10	55,00	80,10	34,60	173,30	4,70
AM01.5	1,060	1,030	0,910	271,00	53,10	94,70	36,80	3,30	1,80

Tabelle B5: Gemessene Werte der Suszeptibilitäts- Hauptkomponenten der Proben AM01

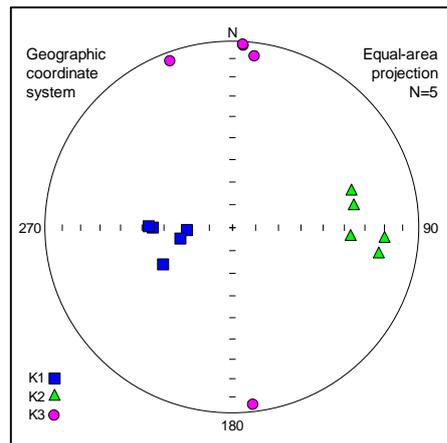


Abbildung B1: Stereographische Projektion der Gefügedaten des Porphyroids AM01

Die berechneten Parameter zur Beschreibung des Anisotropieellipsoids und der Anisotropiegrades sind der (Tabelle B6) zu entnehmen. Alle Daten zeigen nach der Auswertung mit dem L-F Diagramm (Abbildung B2) und dem T-Pj Diagramm (Abbildung B3) ein oblates Gefüge.

Probe	Eingestellt	Gemessen	Berechnet					
	magn. Feld [A/m]		k _m	L	F	P	P _j	T
AM01.1	200	3,65E-04	1,044	1,105	1,154	1,158	0,398	0,368
AM01.2	200	5,40E-04	1,030	1,136	1,170	1,181	0,625	0,601
AM01.3	200	4,93E-04	1,042	1,112	1,159	1,164	0,437	0,407
AM01.4	200	5,08E-04	1,035	1,109	1,148	1,154	0,496	0,470
AM01.5	200	3,66E-04	1,029	1,132	1,164	1,175	0,626	0,602

Tabelle B6: Berechnete Werte des Anisotropiegrades und der Form des Anisotropieellipsoids der Proben AM01

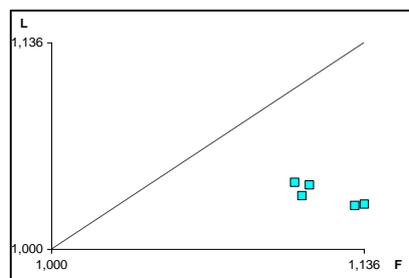


Abbildung B2: L-F Diagramm der Daten AM01

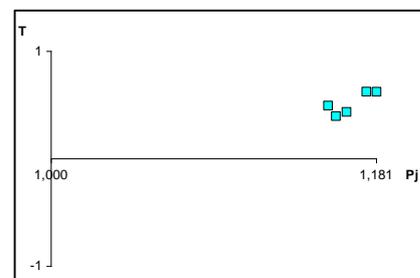


Abbildung B3: T-Pj Diagramm der Daten AM01

1.6 NRM Natürlich Remanente Magnetisierung

Die Tonschieferproben AM01 (Tabelle B7) zeigen eine Intensität der natürlichen remanenten Magnetisierung von 0,00009 – 0,00016A/m.

	Gemessen
Probe	Int. NRM
	[A/m]
AM01.1	0,00014
AM01.2	0,00013
AM01.3	0,00009
AM01.4	0,00016
AM01.5	0,00012

Tabelle B7: NRM Messwerte der Proben AM01

2 Petrographische Untersuchungen

2.1 Qualitative Mineralogische Analyse

2.1.1 Petrographische Handstück- und Dünnschliffbeschreibung

Handstückbeschreibung:

Makroskopisch betrachtet zeigt das Gestein eine dunkel-grüne Färbung. Es ist eine deutliche Schieferung erkennbar, an der das Gestein leicht bricht. An der Bruchfläche ist ein hoher Glimmeranteil erkennbar, blättrig, weich und schmierig. Die Färbung ist vermutlich auf Chlorit zurückzuführen.

Dünnschliffbeschreibung:

Mineralbestand: Quarz
Muskovit (Serizit)
Chlorit

Die Hauptminerale sind Serizit, Quarz und Chlorit. Das sehr feinkörnige Gefüge besteht überwiegend aus Serizit und Chlorit, es wird von Quarzlagen/adern durchquert. Es ist ein deutliches Schieferungsgefüge, s-c Gefüge, erkennbar. Das Gefüge ist deformiert, die ist anhand der sich grenzenden Flächen ableitbar. Zusätzlich treten verheilte Adern auf, in welchen Vererzungen ersichtlich sind.

Charakteristische Dünnschliffbilder:

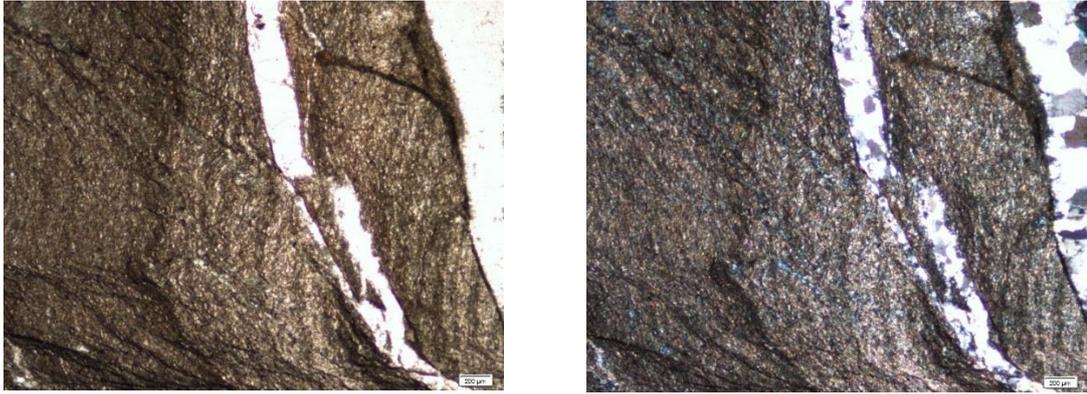


Abbildung B4: Dünnschliffbild der Probe AM01.2 (4x Vergrößerung, rechtes Bild unter gekreuzten Nicols). Die feinkörnige Matrix besteht aus Tonmineralen und wird von einer Quarzader durchquert. Einregelung der Tonminerale erkennbar.

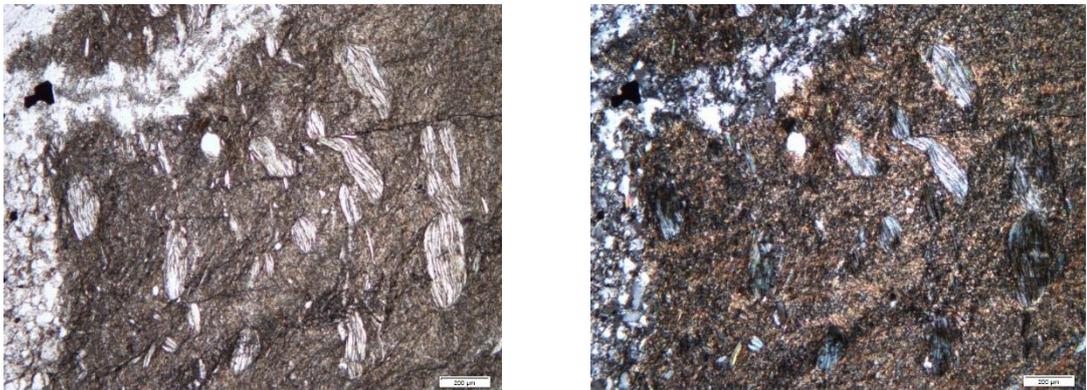


Abbildung B5: Dünnschliffbild der Probe AM01.4 (4x Vergrößerung, rechtes Bild unter gekreuzten Nicols). Das Bild zeigt die auftretenden Chlorite im Gefüge.

2.1.2 Röntgendiffraktometrie

Die Ergebnisse der Röntgendiffraktometer-Messung sind in der Abbildung dargestellt. Der Mineralbestand der Proben wurde über die Zuordnung der einzelnen Ausschläge („Peaks“), die charakteristische für jedes Mineral sind, bestimmt. In jeder Analyse tritt Zincoit auf, es wurde zur besseren Datenanalyse beigemischt.

Die XRD Messung (Abbildung B6) ergab einen Mineralbestand von Quarz, Zincoit, Muskovit, Plagioklas, Chlorit.

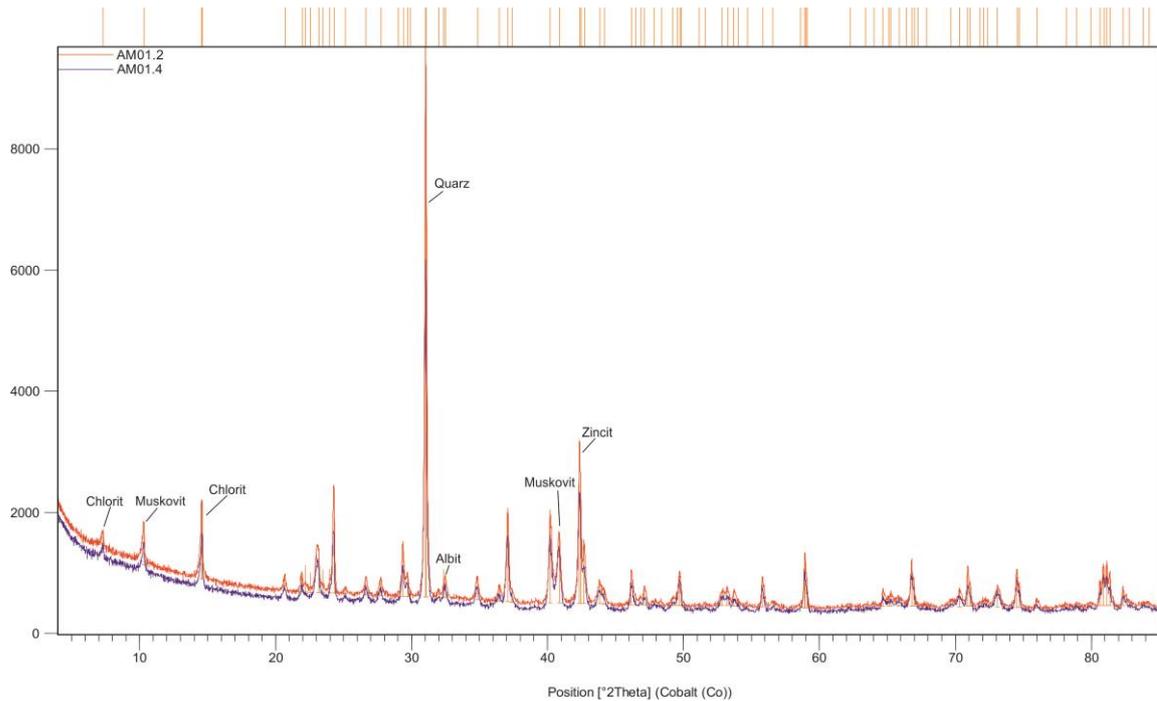


Abbildung B6: Ergebnis der Röntgendiffraktometer-Messung ("Diffraktogramm") der Proben AM01. Die einzelnen Ausschläge ("Peaks") sind charakteristisch für jedes Mineral.

2.2 Quantitative Geochemische Analysen

Die Messergebnisse der quantitativen chemischen Analyse (RFA) der Proben sind in den folgenden Tabellen aufgelistet. Die Daten der Hauptelementbestimmung sind in Tabelle B8 und die Messwerte der Spurenelementanalyse in Tabelle B9 aufgelistet.

Komponente	wt%	wt%
	AM01 2	AM01 4
LOI	4,03	4,04
Na ₂ O	0,14	0,19
MgO	2,01	1,95
Al ₂ O ₃	20,02	20,65
SiO ₂	59,34	58,67
P ₂ O ₅	0,14	0,10
K ₂ O	4,11	4,44
CaO	0,24	0,21
TiO ₂	0,75	0,74
Fe ₂ O ₃	9,17	8,91
Summe	99,96	99,90

Tabelle B8: Hauptelementanalyse mittels RFA

Komponente	ppm	ppm
	AM01 2	AM01 4
Sc	15,9	16,3
V	108,1	122
Cr	220,3	255,8
Mn	209,8	234,3
Co	21,1	18
Ni	108,1	110,9
Cu	38,3	341,3
Zn	84,7	80,2
Ga	24,8	25
Ge	1,7	1,6
As	trace	trace
Se	trace	trace
Br	trace	trace
Rb	174,8	184,9
Sr	28,1	26,8
Y	28,5	27,5
Zr	112,4	128,9
Nb	13,3	14,1
Mo	2,7	2,9
Ag	trace	trace
Cd	trace	trace
Sn	4,5	4,9
Sb	3,6	4,6
Te	trace	0,6
I	0,2	2,8
Cs	trace	trace
Ba	980,9	1042,1
La	42,7	42,1
Ce	74,6	67,9
Nd	27,6	39,9
Sm	1,7	trace
Yb	7,1	5,7
Hf	3,8	5,2
Ta	1,2	2,2
W	3,7	6
Hg	trace	trace
Tl	trace	trace
Pb	0,8	3,5
Bi	trace	trace
Th	7,9	9,2
U	5,4	5,7

Tabelle B9: Spurenelementanalyse

2.3 Berechnung der Mineralphasen

Mit Hilfe der quantitativen chemischen und qualitativen mineralogischen Analyse können die Mineralphasenanteile in den Proben berechnet werden. Für diese Berechnung werden die in Tabelle B10 und Tabelle B11 angeführten Gewichtsprozentanteile der Komponenten der einzelnen Mineralphasen verwendet. In Tabelle B12 und sind die einzelnen berechneten Mineralanteile je Probe aufgelistet.

Komponente	Muskovit	Plagioklas	Plagioklas recal	Alkalifeldspat (Sanidin)
	wt%	wt%	wt%	wt%
LOI	4,62			
Na ₂ O		5,72	5,64	2,82
MgO				
Al ₂ O ₃	38,36	18,83	18,56	18,59
SiO ₂	45,21	66,57	65,60	65,71
P ₂ O ₅				
K ₂ O	11,81			12,88
CaO		10,36	10,21	
TiO ₂				
Fe ₂ O ₃				
Summe	100	101,48	100	100

Tabelle B10: Mineralphasen Komponentenanteile in Gew.-%

Komponente	Chlorit (Chamosit)	Chlorit recal (Chamosit)	Quarz
	wt%	wt%	wt%
LOI	8,14	8,29	
Na ₂ O			
MgO	9,1	9,27	
Al ₂ O ₃	15,35	15,63	
SiO ₂	27,14	27,64	100
P ₂ O ₅			
K ₂ O			
CaO			
TiO ₂			
Fe ₂ O ₃	38,46	39,17	
Summe	98,19	100	100

Tabelle B11: Mineralphasen Komponentenanteile in Gew.-%

Komponente	wt%	wt%
	AM01	AM01
	2	4
TiO ₂ -Phase	<1	<1
Chlorit	23	22
Muskovit	35	38
Kalifeldspat	<1	<1
Plagioklas	2	3
Quarz	39	36
Summe	99	99

Tabelle B12: Mineralphasen Komponentenanteile in Gew.-%