

# Geophysikalische Untersuchung des pliozänen Vulkanmassivs von Königsberg-Klöch in der Südoststeiermark



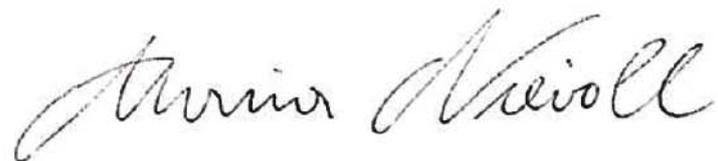
## Masterarbeit

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

Leoben, Mai 2014

## Eidesstattliche Erklärung

Ich erkläre an Eides statt, dass ich diese Arbeit selbständig verfasst, andere als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel nicht benutzt und mich auch sonst keiner unerlaubten Hilfsmittel bedient habe.

A handwritten signature in black ink, reading "Maria Nievoll". The signature is written in a cursive style with a large initial 'M' and 'N'.

Maria Nievoll

Leoben, Mai 2014

# Danksagung

Mein größter Dank gilt meiner Familie und besonders meinen Eltern, die mich schon mein ganzes Leben bei jeder größeren und kleineren Unternehmung unterstützten und mir das Studium der Geowissenschaften erst ermöglicht haben.

Ganz besonders möchte ich mich bei Herrn Ao.Univ.-Prof. Dr.phil. Robert Scholger, Lehrstuhl für Geophysik, Montanuniversität Leoben, für die intensive Betreuung der Masterarbeit, für produktive Anregungen und die Unterstützung bei messtechnischen Problemen bedanken.

Auch bedanke ich mich bei Yvonne Fleischhacker, Daniele Thallner, Heidi Kaltenböck, Thomas Nisch und meiner Schwester Stefanie Nievoll, die mir bei der „Hitzeschlacht von Klöch“ beigestanden sind und mit mir die Umgebung von Klöch in direkter Linie geophysikalisch vermessen haben.

Ein aufrichtiger Dank geht an das Team der Asamer Kies- und Betonwerke GmbH in Klöch, die mir erlaubten geophysikalische Messungen in ihrem Steinbruchareal durchzuführen und mich nicht nur während meines Messaufenthaltes in allen Belangen unterstützten.

Für die Antwort auf zahlreiche Fragen und die Bereitstellung von geologischen Daten bedanke ich mich ebenfalls herzlich bei Dr. Ingomar Fritz vom Universalmuseum Joanneum.

# Zusammenfassung

Die Ergebnisse einer umfassenden geophysikalischen und geologischen Untersuchung des pliozänen Vulkanmassivs von Königsberg-Klöch in der südöstlichen Steiermark werden in dieser Arbeit vorgestellt.

Die Verknüpfung von geoelektrischen, geomagnetischen und seismischen Messdaten, sowie die Information aus Bohrungen und die Ergebnisse einer geologischen Kartierung in der Umgebung des Steinbruchgeländes liefern ein detailliertes Bild der vorhandenen vulkanischen Strukturen. Das südliche Arbeitsgebiet im Bereich des Seindls wird von einem Batholithkörper mit einem unregelmäßigen Relief mit zahlreichen Aufdomungen dominiert. Von diesem ausgehend durchschlagen Basaltspalten, -gänge und -schlote die überlagernden Tuff- und Sedimentschichten, welche in einer früheren, explosiven vulkanischen Phase gefördert wurden. Gänge und Spalten reichen häufig bis an die Geländeoberkante. Der Hochwarth im Osten wird im Bereich der Burg Klöch von einem Basaltstock aufgebaut, mit einem porigen Basalt im Hangenden und einem dichten Hartbasalt im Liegenden. Im Norden folgen weitere magnetische Störkörper. Aufgrund der Morphologie und den geophysikalischen Daten ist der Königsberg als ein mächtiger Basaltkörper auszuweisen. Im Bereich zwischen Steinbruch und Königsberg konnten seicht liegende Strukturen geophysikalisch geortet werden, welche als Lavaströme interpretiert wurden.

Geoelektrische und geomagnetische Methoden liefern einen guten Überblick über die basaltischen Großstrukturen. Geringmächtige und eng stehende Gänge und Spalten von wenigen Zentimetern bis Metern können mit diesen Verfahren nicht aufgelöst werden. Eine gänzlich ungeeignete Methode zur Untersuchung der Basaltstrukturen von Klöch stellt die Seismik dar. Eine Unterscheidung zwischen den unterschiedlichen Basaltvorkommen (Hartbasalt und Sonnenbrennerbasalt) ist mit keiner angewendeten geophysikalischen Prospektionsmethode möglich.

Eine paläomagnetische Gesteinsanalyse von 15 verschiedenen Aufschlüssen im Steinbruch von Klöch und in der näheren Umgebung wurde ebenfalls durchgeführt. Eine magnetische Mineraluntersuchung mittels Curiepunkt- und IRM (Isothermale Remanente Magnetisierung)-Methode ergab Titanomagnetit als magnetisches Hauptträgermineral. In einigen Proben wurden auch Magnetit und Goethit in geringen Mengen nachgewiesen.

Nach der Anwendung einer thermischen und einer Wechselfeldentmagnetisierung konnten annähernd konstante paläomagnetische Hauptrichtungen an allen untersuchten Proben mit einer mittleren Deklination von  $211,0^\circ$  und einer Inklination von  $-35,1^\circ$  festgestellt werden. Bei den ermittelten Richtungen handelt es sich durchgehend um inverse Polaritäten. Die Richtungen decken sich exakt mit den Ergebnissen von früheren Richtungsanalysen an pliozänen Vulkaniten in der Südoststeiermark. Die Richtungsabweichung vom inversen, pliozänen Magnetfeld könnte auf eine Entstehung der Remanenz während eines Umpolungsereignisses hinweisen.

# Abstract

This thesis presents the results of a widespread geophysical and geological study of the Pliocene volcanic locality Königsberg-Klöch in Southeast Styria (Austria).

The investigation was focused on the structures of the basaltic rocks. Geoelectrical and geomagnetic measurements were performed around the basalt quarry. The resulting models could be combined with borehole, seismic and outcrop data and led to following interpretation of the volcanic structure: The southern part of the area around the hill Seindl is dominated by a batholith. Basaltic dykes, slabs and veins are related to this volcanic dome and penetrate the overlying tuff and sediment layers. The thickness of the structures varies between some centimeters and tens of meters. Geomagnetic data show that the Königsberg in the North can be considered as a second volcanic centre. A connection between Königsberg and Seindl is possible. Shallow extensive layers were detected in the area between, which can be explained as lava flows. The castle of Klöch is built on another basalt body, which is restricted to the South of the hill Hochwarth. In the northern part several magnetic anomalies follow.

Geoelectrical and geomagnetic measurements provide an acceptable tool to detect basalt bodies. Problems only occur with extremely small-scaled structures and bodies located close to each other. Seismic measurements are not useful in this case. None of the methods can be used to distinguish between "Sonnenbrenner-basalt" and dense basalt.

Paleomagnetic analysis of basalts and tuff was performed with thermal and alternating field demagnetization. IRM (Isothermal Remanent Magnetization) and Curie temperature measurements aimed at the identification of the magnetic carrier minerals. Titanomagnetite with high contents of titanium could be observed in almost every investigated sample. Some samples contain magnetite and goethite as well.

Samples of 15 sites around the quarry gave a stable paleomagnetic direction with an average declination of  $211.0^\circ$  and an inclination of  $-35.1^\circ$ . All of the investigated sites have an inverse polarity. The results match with previous investigations of Pliocene rocks in the Styrian Basin. Volcanic activity during a pole reversal might be one possible reason for the deviant paleomagnetic direction of the Pliocene rocks in the Styrian Basin.

# Inhaltsverzeichnis

<b>1. Einleitung</b> .....	<b>1</b>
<b>2. Geographische Lage</b> .....	<b>2</b>
<b>3. Geologischer Überblick</b> .....	<b>3</b>
3.1. Das Steirische Neogenbecken .....	3
3.2. Neogene Sedimentation .....	3
3.3. Neogene Vulkanaktivität .....	6
3.4. Zum Vulkanismus von Klöch .....	9
<b>4. Geomagnetik</b> .....	<b>11</b>
4.1. Theoretische Grundlagen .....	11
4.1.1. Magnetische Anomalien .....	11
4.1.2. Arten von Magnetometern .....	13
4.1.3. Messkorrekturen und -reduktionen .....	14
4.2. Ergebnisse .....	15
4.2.1. Kartierung der magnetischen Suszeptibilität .....	15
4.2.2. Geomagnetische Prospektion .....	17
<b>5. Aeromagnetik</b> .....	<b>30</b>
<b>6. Paläomagnetik</b> .....	<b>32</b>
6.1. Theoretische Grundlagen .....	32
6.1.1. Das Erdmagnetfeld .....	32
6.1.2. Magnetismus .....	33
6.1.3. Arten von Magnetismus .....	34
6.1.4. Arten von remanenter Magnetisierung .....	37
6.1.5. Analyse der magnetischen Information von Gesteinen .....	39
6.1.6. Magnetische Eigenschaften von Vulkaniten .....	41
6.2. Methodik .....	42
6.2.1. Probennahme .....	42
6.2.2. Labormessungen .....	47
6.3. Ergebnisse .....	51
6.3.1. Dichte und Suszeptibilität .....	51
6.3.2. Natürliche remanente Magnetisierung (NRM) .....	52
6.3.3. Wechselfeld-(AF) und thermische Entmagnetisierung (TH) .....	53
6.3.4. Curiepunktmessung .....	65
6.3.5. Alterationsmessung .....	70
6.3.6. Isothermale remanente Magnetisierung (IRM) .....	74

<b>7. Geoelektrik.....</b>	<b>77</b>
7.1. Theoretische Grundlagen .....	77
7.2. Messbeschreibung und Ergebnisse .....	80
<b>8. Geologische Kartierung.....</b>	<b>85</b>
8.1. Einleitung.....	85
8.2. Geologische Beschreibung .....	85
8.3. Interpretation .....	97
<b>9. Bohrungen .....</b>	<b>98</b>
9.1. Einleitung.....	98
9.2. Beschreibung der Bohrprofile .....	98
<b>10. Zusammenfassung und Interpretation.....</b>	<b>101</b>
<b>11. Verzeichnisse.....</b>	<b>104</b>
11.1. Literaturverzeichnis .....	104
11.2. Abbildungsverzeichnis.....	110
11.3. Tabellenverzeichnis .....	114
<b>Anhang .....</b>	<b>115</b>

# 1. Einleitung

Die vorliegende Masterarbeit beschäftigt sich mit der Untersuchung des pliozänen Vulkanmassivs von Klöch in der Südoststeiermark. Schwerpunkt der Arbeit war die Erfassung der vulkanischen Basaltstrukturen in der Umgebung des Basaltbergbaues von Klöch mit Hilfe von verschiedenen geophysikalischen Methoden.

Dafür wurden im Sommer 2013 eine geomagnetische Prospektion und eine geologische Aufnahme durchgeführt. Zusätzlich standen für die Interpretation Daten von bereits vorhandenen geoelektrischen und geomagnetischen Messungen aus diesem Gebiet zur Verfügung. Diese wurden in den Jahren 2008 bis 2013 im Rahmen der Lehrveranstaltung „Geophysikalische Prospektion“ der Montanuniversität Leoben akquiriert. Die Erstellung des Modells wurde weiters durch Bohrdaten aus den Jahren 1996 und 2004 unterstützt, sowie durch Ergebnisse einer seismischen Untersuchung von 2004. Aeromagnetikmessungen ergänzen das breite Datenspektrum.

Im Zuge der Masterarbeit wurden zusätzlich Basalt- und Sedimentproben entnommen und im Paläomagnetiklabor der Montanuniversität in Gams bei Frohnleiten untersucht. Mit Hilfe der paläomagnetischen Analysen sollten verschiedene Ex- und Intrusionsereignisse unterschieden und eine relative stratigraphische Einordnung der Vulkanite vorgenommen werden.

Die Kartierung der magnetischen Suszeptibilität erfolgte während der geologischen Kartierung. Diese Aufnahme diente zur Abschätzung der Intensität der geomagnetischen Signale der vulkanischen Gesteine, welche für den vorliegenden Basalt sehr unterschiedlich sein können. Ein weiteres Ziel der Arbeit war die Überprüfung der Anwendbarkeit und Datengenauigkeit der verschiedenen geophysikalischen Methoden.

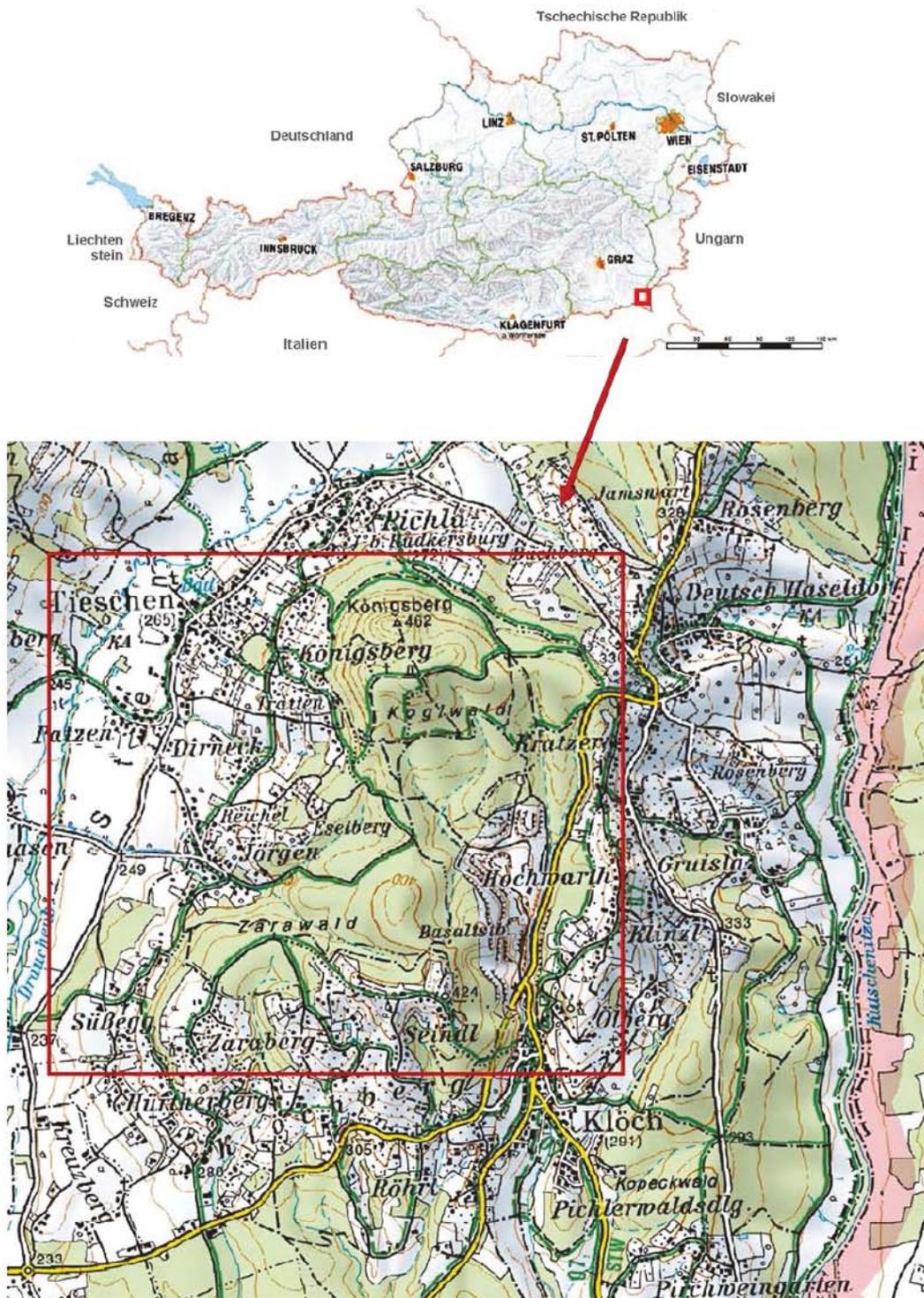
Im Arbeitsgebiet befindet sich der Basaltsteinbruch der Asamer Kies- und Betonwerke GmbH. Der Tagebau existiert seit Anfang der 30er Jahre. Der Abbau erfolgt von der einstigen Klause in westliche Richtung mit Konzentration auf zwei Tiefgänge. Durch den fortschreitenden Bergbau ist und wird es in Zukunft möglich sein, die aufgeschlossenen geologischen Strukturen zu analysieren und mit Modellen aus geophysikalischen Störkörperinversionen zu vergleichen.

Die geophysikalische Untersuchung im Rahmen der Masterarbeit dient somit einerseits dem Bergbau, da auf abbauwürdige Basaltstrukturen verwiesen werden kann. Andererseits leistet sie einen wichtigen wissenschaftlichen Beitrag, da der geplante vollständige Abbau des Basaltmassivs eine geologische Interpretation in Zukunft nicht mehr zulassen wird.

Die Masterarbeit wurde am Lehrstuhl für Angewandte Geophysik der Montanuniversität Leoben (Betreuer: Ao.Univ.-Prof. Dr.phil. Robert Scholger) erstellt und von der Asamer Kies- und Betonwerken GmbH finanziell unterstützt.

## 2. Geographische Lage

Das untersuchte Gebiet befindet sich im Südosten der Steiermark, nördlich des Weinbauortes Klöch und südöstlich von Tieschen. Es erstreckt sich von Seindl und Zaraberg im Süden bis zum Königsberg im Norden. Die genaue Lage des Arbeitsgebietes zeigt Abbildung 1.



**Abb. 1:** Geographische Lage des Untersuchungsgebietes (AMAP-Austria, BEV - Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen).

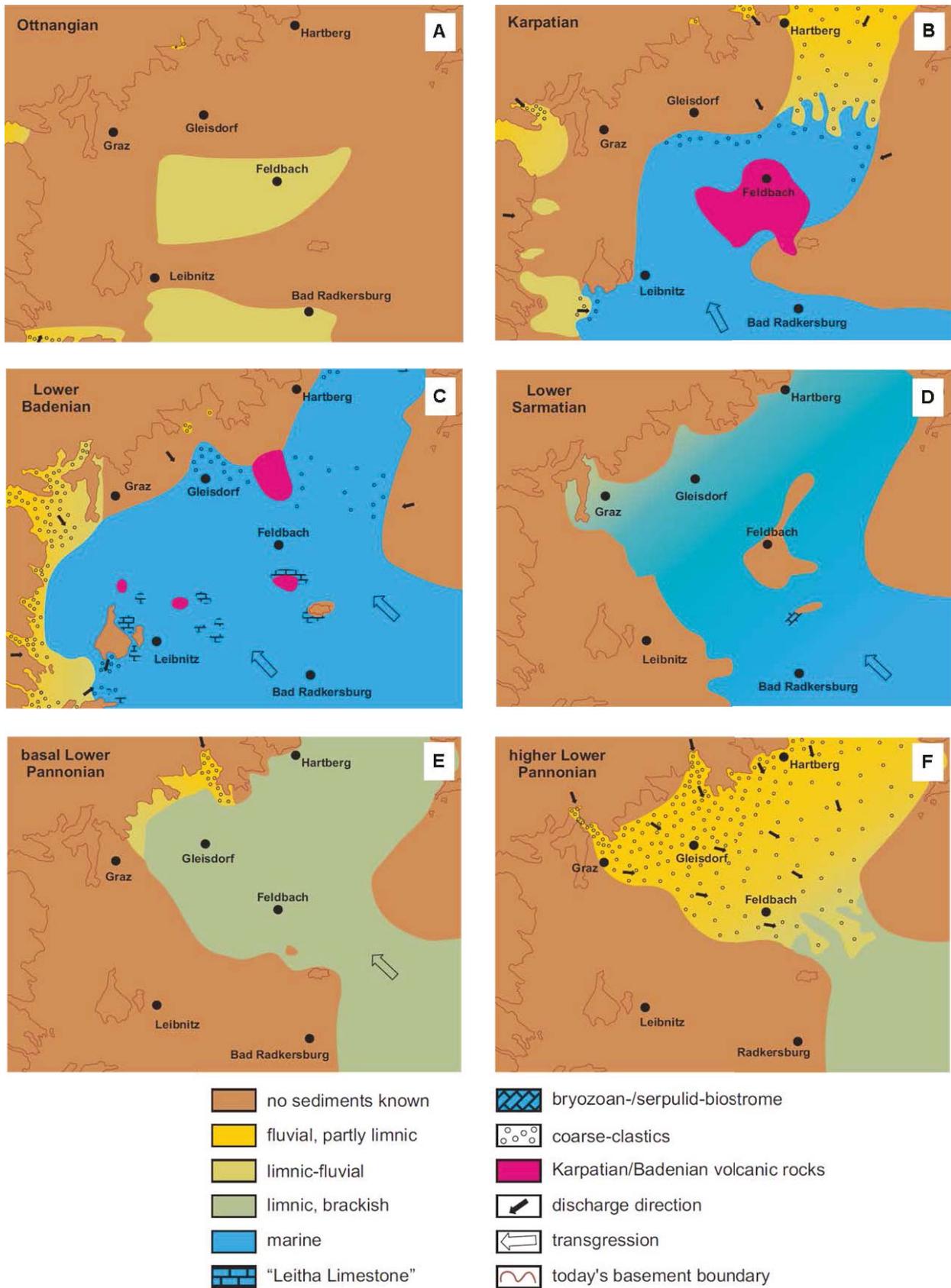
## 3. Geologischer Überblick

### 3.1. Das Steirische Neogenbecken

Das Steirische Becken, ein Teil des Pannonischen Beckens, wird durch die Südburgenländische Schwelle zum pannonischen Raum im Osten hin abgegrenzt. Im Norden und Westen umschließen Einheiten des Ostalpinen Kristallins das Becken. Den Untergrund bildet das Grazer Paläozoikum, welches an mehreren Stellen an die Oberfläche tritt. Das Becken entstand im Zusammenhang mit der alpinen lateralen Extrusion und durch subduktionsbezogene Extension im pannonischen Raum in der finalen Phase der alpidischen Gebirgsbildung (Konecny et al., 2002; Kovac et al., 2000; Neubauer und Genser, 1990; Ratschbacher et al., 1991).

### 3.2. Neogene Sedimentation

Der Sedimentationszyklus im Steirischen Becken begann im frühen Miozän (siehe Abb. 2). Limnisch-fluviatile Sedimente mit Kohleflözen waren charakteristisch für die erste Ablagerungsphase im Otnang. Im Karpat bewirkten hohe Subsidenzraten und eine Meerestransgression die Ablagerung von mächtigen marinen Ton- und Siltsteinen. Die miozäne Vulkantätigkeit setzte ein. Im Baden erreichte die marine Ausdehnung ihren Höchststand. Turbiditische Gesteine und Riffkalke dominierten die Beckensedimentation. Im Westen wurden limnisch-fluviatile Sedimente abgelagert. Der Vulkanismus verschob sich nach Norden. Am Übergang vom Baden zum Sarmat sank der Meeresspiegel. Das Ablagerungsmilieu im Sarmat blieb marin mit teilweise hypersalinen Bereichen (Piller und Harzhauser, 2005). Ein globaler Meeresspiegelabfall an der Grenze Sarmat-Pannon trennte die östliche von der zentralen Paratethys und führte zur Bildung des sogenannten "Lake Pannon" (Harzhauser et al., 2004; Kazmer, 1990; Kosi et al., 2003; Magyar et al., 1999; Rögl, 1999; Sacchi und Horvath, 2002). Mit der fortschreitenden Regression stellte sich ein fluviatiles Sedimentationsregime ein. Grobklastische Sedimente mit Kohlelagen wurden abgelagert. Im Pliozän setzte die zweite Vulkanismusphase ein. Die Vulkanite wurden von fluviatilen Sedimenten überlagert. Erosion und Terrassenbildung des Quartärs folgten (Gasser et al., 2009; Gross et al., 2007; Tollmann, 1985). Eine stratigraphische Übersicht der neogenen Sedimente im Steirischen Becken zeigt Abbildung 3.



**Abb. 2:** Fazieskarten für das Miozän des Steirischen Beckens: A = Ottnang, B = Karpat, C = unteres Baden, D = unteres Sarmat, E & F = unteres Pannon (verändert nach Gross et al., 2007).

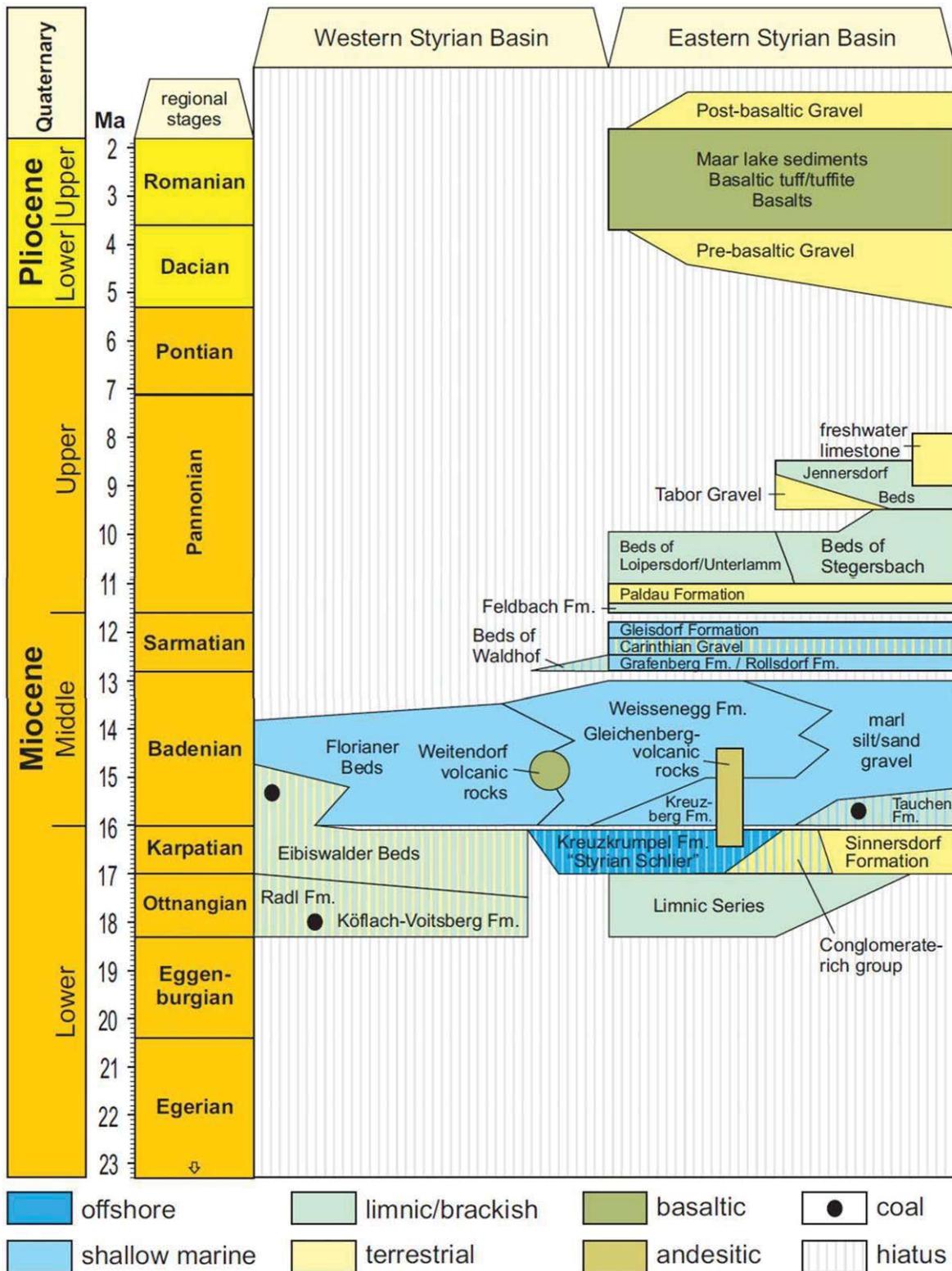
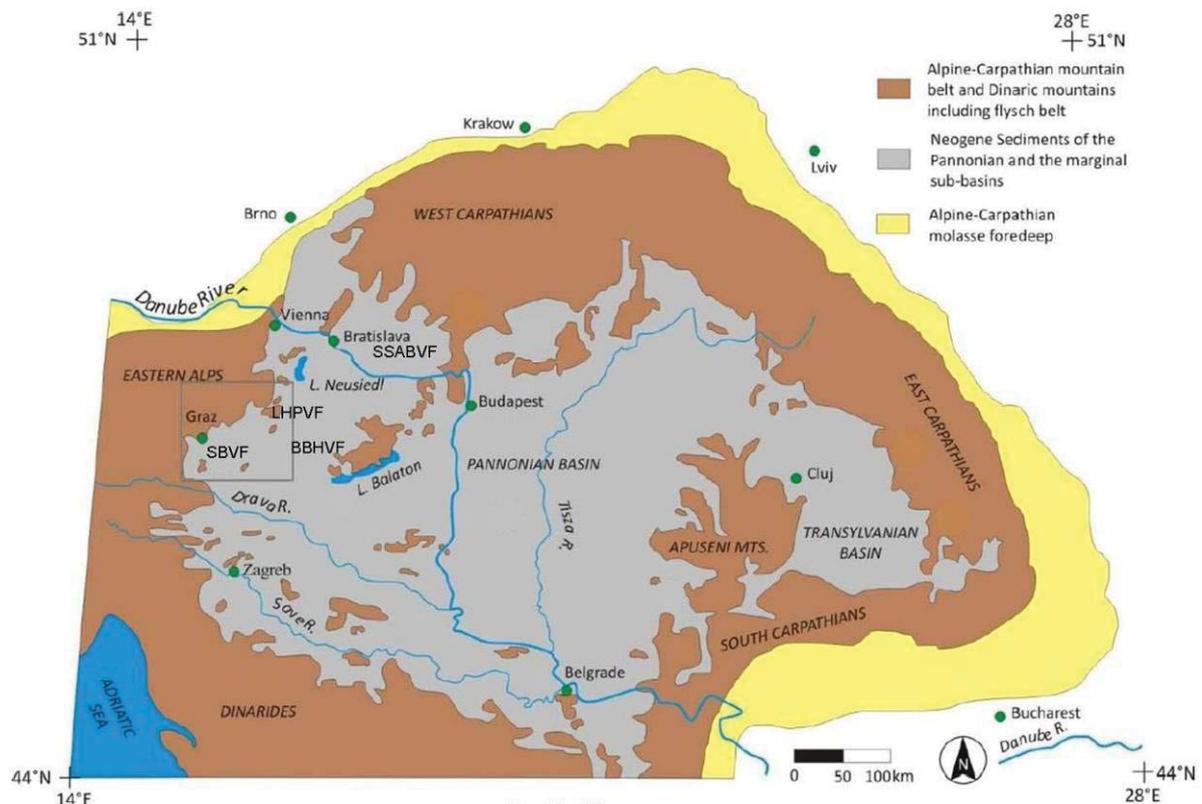


Abb. 3: Stratigraphische Tabelle der steirischen Neogensedimente (Gross et al., 2007; verändert nach Piller et al., 2004).

### 3.3. Neogene Vulkanaktivität

Die Vulkangebiete im Steirischen Becken sind Teil des pannonischen Vulkanbogens, der sich von Slowenien bis an den Plattensee erstreckt (Flügel und Neubauer, 1984).

Martin et al. (2004) und Lexa et al. (1998) unterscheiden im westlichen pannonischen Becken zwischen verschiedenen Vulkanfeldern: dem Bakony-Balaton Highland [BBHVF], dem Little Hungarian Plain [LHPVF], dem Southern Slovakia Alkali Basalt Volcanic Field [SSABVF] und den Styrian Basin Volcanic Fields [SBVF] (siehe Abb. 4). In diesen Vulkanregionen bildeten Tuffringe, Maare, Schildvulkane, flache Intrusionskörper und Schlackenkegel über 100 Eruptionszentren, welche vom frühen Miozän bis ins Plio-/Pleistozän aktiv waren (Martin und Nemeth, 2004).



**Abb. 4:** Die Verteilung der Vulkanfelder im nordwestlichen Pannonischen Becken (verändert nach Balogh, 2013; Horvath, 1985).

Der neogene Vulkanismus in der Steiermark kann in zwei Phasen unterteilt werden: Die erste Phase im Miozän (Karpät-frühes Baden: Handler et al., 2005 und 2006) ist durch sauren, K-betonten Vulkanismus gekennzeichnet. Förderprodukte waren vor allem Trachyte und Trachyandesite. Vulkanite von Mitterlabl über Gleichenberg bis St.Nikolai, von Ilz bis Walkersdorf, Aschau und Kalsdorf werden dieser frühen Vulkanismusperiode zugeordnet. Von diesen miozänen Gesteinen ist jedoch nur der Schildvulkan von Gleichenberg oberflächlich aufgeschlossen (siehe Abb. 5). Miozäne (Glas)Tuffe, welche größtenteils zu Bentonit umgewandelt wurden, finden sich in der Friedberger Bucht und in Tiefbohrungen z.B. Aschau. Auch im weststeirischen Becken, im

Mittelburgenland, im Lavanttal und in inneralpinen Neogenbecken (z.B. Fohnsdorfer Becken) sind miozäne Vulkanite vorhanden (Ebner, 1981; Flügel und Neubauer, 1984).

Als Ursache des miozänen Vulkanismus wird die rückschreitende Subduktion im karpathischen Raum angegeben. Eine damit verbundene „Back-arc Extension“ führte zur Aufwölbung der Asthenosphäre und der Aufschmelzung von Krustenmaterial. Die Assimilation von Krustenmaterial könnte auch die saure Zusammensetzung der miozänen Gesteine erklären (Ebner und Sachsenhofer, 1991; Konecny, 2002; Sachsenhofer, 1996).

Die zweite Phase vulkanischer Aktivität setzte im steirischen Becken im späten Pliozän ein und dauerte bis ins frühe Pleistozän an (Balogh et al., 1994). Die gefördertsten Gesteine sind basaltischer Zusammensetzung mit Na-betonen Nephelinbasaniten und Nepheliniten (Flügel und Neubauer, 1984). Im östlicheren pannonischen Becken begann die Alkali-Basalt-Phase bereits im späten Miozän und setzte sich bis ins mittlere Pleistozän fort (11,5 -0,2 Ma nach Konecny et al., 2004). In der Oststeiermark gehören die Intrusionen von Steinberg bei Feldbach und Stein bei Fürstenfeld, das Vulkangebiet Altenmarkt-Riegersburg, die Vulkanite in Bad Gleichenberg, die extrusive Lavadecke von Hochstraden, das Vulkangebiet südlich von Fehring, Kapfenstein, Königsberg-Klöch sowie kleinere Vorkommen u.a. in Stadtbergen, Edelsbach und Gnas dem plio-pleistozänen Vulkanismus an (siehe Abb. 5). Neben intrusiven und extrusiven Gesteinen finden sich zahlreiche Tuffvorkommen u.a. Diatreme, welche durch phreatomagmatische Explosionen entstanden sind und mit pyroklastischem und sedimentärem Material verfüllt wurden. Weitere Vorkommen plio-/pleistozäner Vulkanite in Österreich sind im Südburgenland anzutreffen (Flügel und Neubauer, 1984; Fritz, 1996; Pöschl, 1991). Es wird angenommen, dass postorogene Extensionsprozesse, welche zu einem diapirischem Aufstieg der Asthenosphäre führten, der Grund für die zweite Phase vulkanischer Aktivität im pannonischen Becken waren (Konecny, 2002; Szabo et al., 1992).

Die Magmatite im steirischen Becken durchschlagen den gesamten neogenen Sedimentstapel. Die miozänen Vulkangesteine sind in Sedimente des Karpats und des Badens eingebettet. Die jüngeren, plio-pleistozänen Vulkanite werden von Ablagerungen pannonischen bzw. sarmatischen Alters umschlossen (siehe Abb. 5).

Die Grenze zwischen den Vulkaniten und den Sedimenten ist im Gelände an der Morphologie deutlich erkennbar. Das leicht erodierbare sedimentäre Material wurde abgetragen und die erosionsbeständigen Vulkanite freigelegt. Es wird angenommen, dass die pliozäne Paläooberfläche um ca. 200 m höher gelegen war als heute. Daher sind nur mehr die vulkanischen Förderschloten erhalten geblieben (Fritz, 2000).

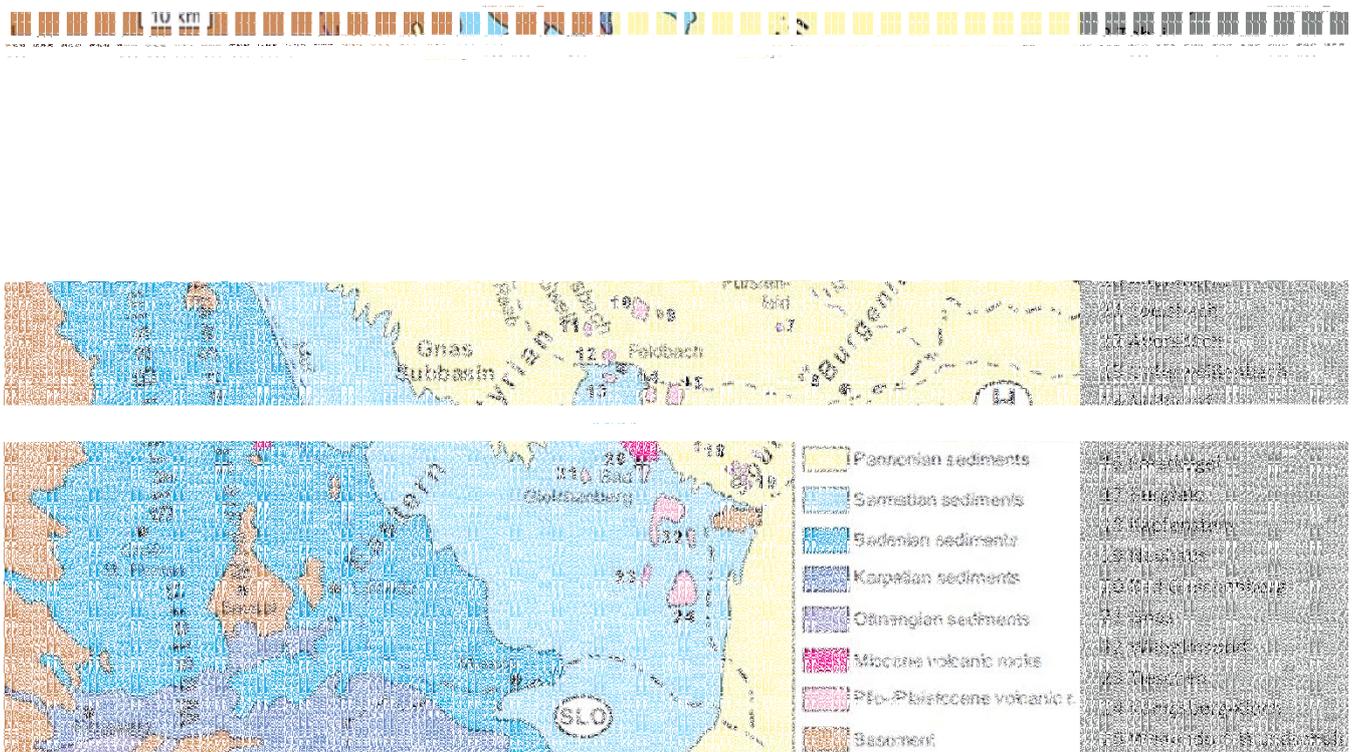


Abb. 5: Geologische Karte von Südost-Österreich mit einer Übersicht der Vulkanitvorkommen: (verändert nach Gross et al., 2007).

### 3.4. Zum Vulkanismus von Klöch

Das Vulkanmassiv von Klöch-Königsberg gehört der jüngeren Vulkanismusperiode vom späten Pliozän bis ins frühe Pleistozän an. Das Alter der Klöcher Vulkanite wurde auf ca. 2 Ma eingegrenzt (2,6 ±1,2: K/Ar Balogh et al., 1994; 2,56: K/Ar Bojar, 2013).

Abbildung 6 zeigt die Geologie von Klöch und Umgebung. Die Vulkanite sind in Sedimente des Untersarmats, v.a. Tonmergel, Tone, Sande und Schotter, eingebettet. Südlich des Seindls sind auch ältere miozäne Sedimente, v.a. Schluffe und Sande, anstehend. Den Untergrund der Vulkanite bilden prä-vulkanische Schotter, welche von Winkler-Hermaden (1927) als Silberbergschotter bezeichnet wurden. Das Vulkanmassiv selbst ist aus Tuffen, Schlackenbasalt und Basalt aufgebaut. Pleistozäne Terrassensedimente (u.a. mit Lehmdecken, Roterden) überlagern die älteren Gesteine.

Die geologische Karte stammt von Winkler-Hermaden (1939). Er nahm eine Caldera im Bereich des Klöcher Basaltsteinbruchs an, welche sich ausgehend vom Eruptionszentrum Königsberg mit basaltischer Lava füllte.

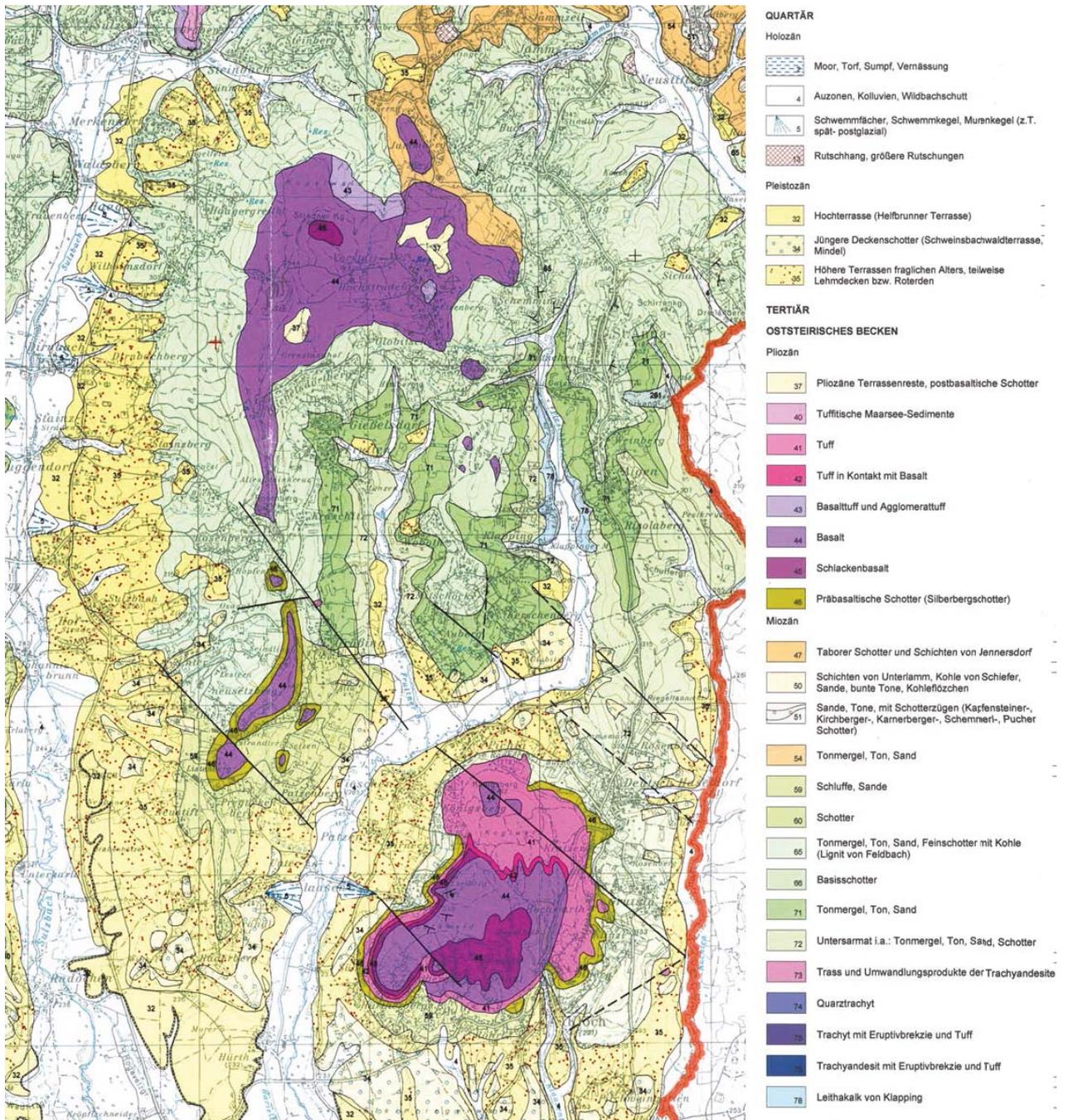
Die vulkanische Tätigkeit in Klöch und Umgebung begann explosiv: Das Zusammentreffen von heißem Magma und Grundwasser führte zu gewaltigen phreatomagmatischen Explosionen (Fisher und Schmincke, 1984; Schmincke, 2010). Tuffe mit Lapilli- und Aschelagen wurden in dieser Initialphase abgelagert. Es entstanden Vulkanschote und -trichter, welche mit vulkanoklastischem Material und Maarsedimenten verfüllt wurden. In den Tufflagen finden sich Xenolithe von Neogensedimenten und älteren Tuffschichten, welche vom aufsteigenden Magma mitgerissen wurden.

Nach Erschöpfung des Grundwasserzuflusses wechselte explosive und effusive Vulkantätigkeit. Basaltschlacken wurden ausgeworfen, basaltische Intrusionen durchdrangen die Gesteine und deckenförmige Lavaergüsse breiteten sich über die abgelagerten, pyroklastischen Schichten aus (Fritz, 2000; Taucher et al., 1989; Winkler, 1913 und 1927a; Winkler-Hermaden, 1939).

Durch den fortschreitenden Bergbau sind die vulkanischen Gesteine im Untergrund sehr gut aufgeschlossen. Basaltische Intrusionsstöcke und Gänge durchschlagen Tufflagen und Schlackenbasalten bzw. werden von jenen überlagert. Die oberste Schicht bilden neogene Tone, welche jedoch nur an gewissen Stellen, vor allem in Senken, erhalten geblieben sind (Gross et al., 2007).

Beim Klöcher Basalt handelt es sich genau genommen um einen Nephelinbasanit, einem olivinreichen Gestein mit einem hohen Gehalt an Foiden. Im Steinbruch von Klöch lassen sich drei verschiedene Basaltarten unterscheiden: Hartbasalte mit hervorragenden geomechanischen Eigenschaften finden sich im südlichen und liegenden Bruchbereich, Poren- oder Schlackenbasalte in hangenden Schichten. Daneben tritt ein analcimreicher Basalt auf („Sonnenbrenner“), welcher durch Zufuhr von Wasser entstand und bei späterer Umwandlung oder Wasserabgabe zerfällt (Ernst, 1960).

Der Steinbruch in Klöch ist für seinen enormen Mineralienreichtum bekannt. Über 100 verschiedene Minerale konnten bis jetzt unterschieden werden (Gross et al., 2007; Taucher et al., 1989).



**Abb. 6:** Geologische Karte von Klösch und Umgebung (Ausschnitt aus der geologischen Karte, Blatt 192, Geologische Bundesanstalt Wien).

## 4. Geomagnetik

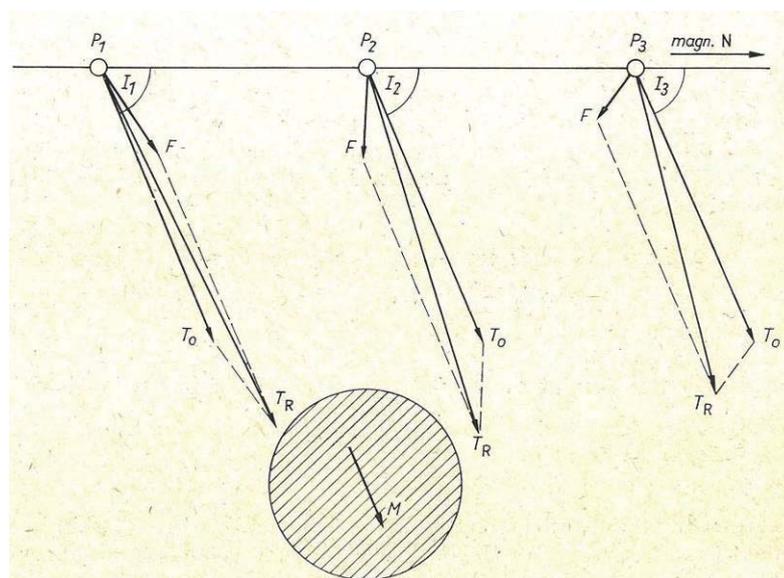
### 4.1. Theoretische Grundlagen

#### 4.1.1. Magnetische Anomalien

Wie in Kapitel 5 noch eingehend erläutert wird, sind die Stärke und die Richtung des Erdmagnetfeldes nicht konstant. Ein magnetisierbares Material in der Erdkruste (z.B. Erze, Eisenteile) induziert ein sekundäres Magnetfeld, das sich mit dem Erdmagnetfeld überlagert. Dadurch wird eine messbare, magnetische Anomalie produziert, welche sich als eine Abweichung der magnetischen Intensität und Richtung vom zu erwartenden Erdmagnetfeld bemerkbar macht.

Dieses Phänomen wird bei der geomagnetischen Erkundung vielseitig genutzt. Die Messungen dienen zur geologischen Kartierung (z.B. Abgrenzung von Vulkaniten, Erkundung von geologischen Strukturen wie Störungen,...), zur Suche und Erkundung von Erzlagerstätten oder zur Klärung von geotechnischen Fragestellungen. In der Archäologie werden sie zur Abgrenzung von Strukturen wie z.B. von Mauerresten verwendet (Militzer und Weber, 1984; Parasnis, 1997).

Der resultierende Totalfeldvektor  $T_R$  ergibt sich aus der Überlagerung d.h. der vektoriellen Addition vom Normalfeld  $T_0$  und dem totalen Störvektor  $F$ , dessen Größe und Richtung örtlich jedoch nicht konstant ist (siehe Abb. 7). Bei der Messung mit Totalfeldmagnetometern wird der Betrag  $|T_R|$  erfasst und eine Normalfeldreduktion ergibt  $\Delta T_R$  (Militzer und Weber, 1884).

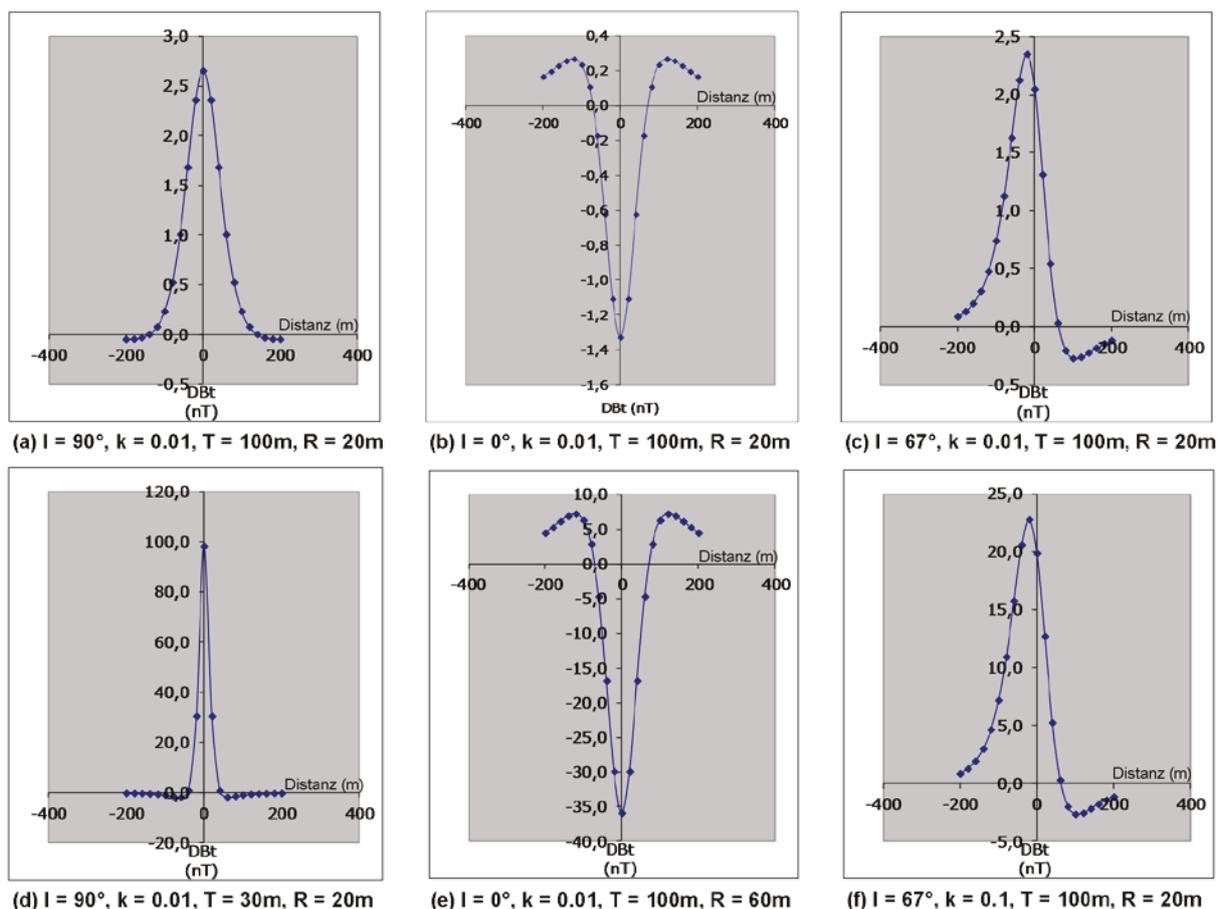


**Abb. 7:** Bestimmung des resultierenden Totalfeldvektors  $T_R$  aus dem totalen Störvektor  $F$  und dem Normalfeld  $T_0$  um einen kugelförmigen Störkörper (Militzer und Weber, 1984).

Das Signal des Störkörpers hängt einerseits von der geographischen Breite (Inklination und Totalintensität) ab. An den Polen (Inklination  $90^\circ$ ) ist die Anomalie symmetrisch, mit einem positiven Maximum, welches direkt über dem Störkörper liegt. Eine Anomalie am Äquator (Inklination  $0^\circ$ ) sieht ähnlich aus, besitzt jedoch ein negatives Maximum. Zwischen den Polen und dem Äquator bilden sich aufgrund der geneigten Feldlinien unsymmetrische Störkörpersignale aus, mit einem positiven und einem negativen Peak. In unseren Breiten auf der Nordhalbkugel sind die Feldlinien um ca.  $63^\circ$  geneigt. Die Anomalie besitzt hier ein Minimum im Norden und ein Maximum im Süden. Auf der Südhalbkugel ist genau das Gegenteil der Fall (siehe Abb. 8).

Die Stärke und die Form einer Anomalie werden ebenfalls von der Suszeptibilität, von der Größe und von der Tiefenlage des Störkörpers beeinflusst. Je größer ein Störkörper und je höher dessen Suszeptibilität, desto stärker fällt das Signal aus. Mit zunehmender Tiefe nehmen die Stärke und die Breite der Anomalie ab. Auch die laterale Entfernung zu einem Störkörper muss berücksichtigt werden, da sich die Anomalie mit zunehmender Entfernung abschwächt (Parasnis, 1997).

Um somit einen Störkörper 3-dimensional abgrenzen zu können, ist es sinnvoll ein Gebiet mit mehreren Profilen abzudecken. Die Profile sollten parallel zu den magnetischen Feldlinien d.h. Nord-Süd ausgerichtet sein, um die Anomalie bestmöglich zu erfassen. Um oberflächliche von tieferliegenden Anomalien trennen zu können, werden Gradientenmessungen, d.h. Messungen in unterschiedlichen Höhen (ausgehend von der Geländeoberkante), durchgeführt.



**Abb. 8:** Die Veränderung der magnetischen Anomalie eines kugelförmigen Störkörpers durch Änderung von Inklination ( $I$ ), Suszeptibilität ( $k$ ), Tiefe ( $T$ ) und Radius ( $R$ ).

### 4.1.2. Arten von Magnetometern

#### **Kernpräzessionsmagnetometer (Protonenmagnetometer, Kerninduktionsmagnetometer)**

Protonen besitzen einen Drehimpuls infolge der Eigenrotation (Spin), welcher ein magnetisches Moment erzeugt. Somit kann jedes Proton als ein winziger Stabmagnet betrachtet werden. Die magnetischen Momente sind unter Normalbedingungen zufällig orientiert und die Magnetfelder heben sich gegenseitig auf.

Durch das Anlegen eines elektrischen Feldes richten sich die Protonen parallel zum Erdmagnetfeld aus und erzeugen durch ihre Präzession ein starkes Magnetfeld. Magnetische Anomalien verändern dieses Feld. In einer Spule, welche um die Protonen angebracht ist, wird durch das Magnetfeld eine Spannung induziert, die gemessen werden kann. Anomalien können auf diese Weise als Spannungsänderungen erfasst werden (Militzer und Weber, 1984; Parasnis, 1997).

Das Messgerät besteht aus einer Sonde mit einer wasserstoffreichen Flüssigkeit wie Wasser, Methanol oder Ethylalkohol. Der Flüssigkeitsbehälter ist von einer oder zwei Spulen umgeben, welche zur Polarisation und zum Empfang genutzt werden. Zusätzlich sind noch eine Steuereinheit, ein Signalverstärker (zur Verstärkung bei niedriger Intensität) und eine Messeinheit vorhanden (Militzer und Weber, 1984).

#### **Sättigungskernmagnetometer (Ferrosonde, Förstersonde, Fluxgate-Magnetometer)**

Die gebräuchlichste Art des Sättigungskernmagnetometers besteht aus zwei Kernen, welche aus Mu-Metall, Permally, Hyperm oder Ferrit bestehen und nur in Längsrichtung eine magnetische Wirkung zeigen. Diese Kerne sind von zwei voneinander getrennten Spulensystemen umgeben, die gegengleich gewickelt sind. Eine Spule wird mit konstantem Wechselstrom versorgt. Dadurch wird in den Kernen ein Magnetfeld erzeugt, welches ohne Einfluss eines äußeren Feldes in beiden Kernen gleich groß ist und auch in der zweiten Spule ein proportionales Wechselfeldsignal induziert. Dies funktioniert jedoch nur in Abwesenheit eines Gleichfeldes.

Durch den Einfluss eines äußeren Magnetfeldes (Erdmagnetfeld) treten die beiden Signale zeitversetzt d.h. phasenverschoben auf, da sich induziertes und äußeres Magnetfeld überlagern. Die Breite der Signale und deren zeitlicher Abstand sind proportional zur Intensität des äußeren Magnetfeldes (Militzer und Weber, 1984). Im Unterschied zum Protonenmagnetometer wird mit einem Fluxgate-Magnetometer nur die Vertikalkomponente und nicht das Totalfeld gemessen.

#### **Optisch gepumpte Magnetometer (Quanten-, Absorptionzellenmagnetometer)**

Optisch gepumpte Magnetometer sind die genauesten und teuersten Magnetometer. Ihre Funktionsweise beruht auf den sogenannten Zeeman-Effekt. Elektronen eines Trägergases (z.B. Cäsium, Rubidium, gasförmige Alkalien) werden durch ein äußeres Magnetfeld vom Grundzustand in einen höheren Energiezustand befördert und können dabei Strahlung absorbieren, wenn sie parallel zum polarisierten Lichtstrahl ausgerichtet sind. Die Frequenz mit der sie das Licht absorbieren kann gemessen werden und gibt die Intensität des äußeren Magnetfeldes wieder (Militzer und Weber, 1984; Parasnis, 1997; Sheriff, 1989).

### 4.1.3. Messkorrekturen und -reduktionen

#### **Variationskorrektur**

Um die tägliche Variation des Magnetfeldes zu berücksichtigen, werden Messdaten mit Hilfe der kontinuierlich gemessenen Daten eines magnetischen Observatoriums oder den Daten einer im Messgebiet eingerichteten Basisstation auf die jeweilige Tageszeit korrigiert.

#### **Instrumentengangkorrektur**

Unter einem Instrumentengang sind alle Messfehler zu verstehen, welche durch mechanische, thermische, elektrische oder magnetische Veränderungen im Messinstrument hervorgerufen werden. Um den Instrumentengang zu bestimmen, wird ein Basispunkt gewählt, an dem in regelmäßigen Abständen Messungen durchgeführt werden (Schleifenmessung) oder an unterschiedlichen Punkten mit bekannter Störwertdifferenz (Streckenmessung).

#### **Normalfeldreduktion**

Eine Normalfeldreduktion wird durchgeführt, um die lokalen Änderungen des Erdmagnetfeldes zu korrigieren. Das Normalfeld wird aus den Mittelwerten der Observatoriumsdaten berechnet und als Internationales Geomagnetisches Referenzfeld (IGRF) zur Verfügung gestellt. Für unterschiedliche Aufgabenstellungen können verschiedene globale und regionale Normalfelder extrapoliert werden.

#### **Höhenreduktion**

Aufgrund der steigenden Entfernung zur magnetischen Quelle, dem Erdkern, nimmt die Intensität des Erdmagnetfeldes mit zunehmender Höhe ab. In gemäßigten Breiten beträgt diese Abnahme 0,02 bis 0,03 nT/m. Bei aeromagnetischen Messungen und Präzisionsaufnahmen ist die Reduktion notwendig, bei Bodenmessungen können diese Änderungen vernachlässigt werden.

#### **Geländerreduktion**

Unebenheiten im Gelände haben einen großen Einfluss auf die magnetischen Messungen, vor allem bei einer hohen Suszeptibilität der anstehenden Gesteine. Gräben bewirken eine Verminderung der Intensitätswerte, entlang von Böschungen oder Steinwänden aufgenommene Daten zeigen erhöhte Werte. Bei einem komplizierten Geländeverlauf ist es daher nötig, die Messdaten mit Reliefdaten zu korrigieren (Hinze et al., 2013).

## 4.2. Ergebnisse

### 4.2.1. Kartierung der magnetischen Suszeptibilität

Um die Auswirkungen der verschiedenen Gesteine auf die geomagnetischen Messungen zu untersuchen und als Grundlage für die Modellierung der Störkörper, wurde eine Kartierung der magnetischen Suszeptibilität im Etagenbereich des Basaltsteinbruchs vorgenommen. Die Suszeptibilität der einzelnen Gesteinspartien konnte mit Hilfe eines Exploranium KT9 Kappameters gemessen werden.

Der Grundgedanke bei der Suszeptibilitätskartierung bzw. bei der geomagnetischen Prospektion war, dass Tuffe und Basalte im Steinbruch eine unterschiedliche Suszeptibilität aufweisen und somit durch geomagnetische Methoden unterschieden werden können. Basalte sollten aufgrund des Mineralbestandes eine höhere Suszeptibilität als Tuffe besitzen. Wie im Folgenden erklärt wird, ist dies jedoch im Steinbruch von Klöch nicht immer möglich.

Die Ergebnisse der Suszeptibilitätskartierung sind in Abbildung 9 dargestellt. Es ist zu beobachten, dass Bereiche mit hoher und niedriger Suszeptibilität nicht zur Gänze mit den kartierten Basaltgängen und Tufflagen korreliert werden können. Bei Betrachtung der Ergebnisse ist zu beachten, dass die Suszeptibilität eines Gesteines stark masseabhängig ist. Die Messwerte variieren in Folge unterschiedlicher Korngröße und Dichte der Gesteinslagen. Daher ergeben sich oft für dieselbe Gesteinsschicht unterschiedliche Werte. Dies zeigt sich besonders deutlich bei den inhomogenen Tuffschichten. Basalte besitzen je nach Zusammensetzung unterschiedliche Messwerte. Dichte, homogene Basalte weisen hohe Messwerte auf, wie z.B. der Basalt in der Nähe des Tunnels im südlichen Bruchareal. Sonnenbrennerbasalte haben häufig niedrige Suszeptibilitäten und sind daher von den stark verschweißten (Schlacken-)Basalten nur schwer zu unterscheiden. Porige Basalte weisen trotz der Hohlräume oft erstaunlich hohe Suszeptibilitäten auf. Die Suszeptibilität von dichten Basalten ist offensichtlich abhängig vom Mineralbestand. Die Suszeptibilität von Tuffen variiert stark. Verschweißte Tuffe und Schlackenbasalte besitzen eine extrem hohe Suszeptibilität, welche häufig die Werte von Basalten übersteigt. Vor allem die bunt gefärbten Tuffe im südlichen Etagenbereich bilden eine Zone mit extrem hohen Suszeptibilitätswerten. Bei locker gelagerten Asche- und Lapillituffe treten niedrige Suszeptibilitätswerte auf.

Aus den oben genannten Tatsachen folgt, dass Tuffe und Basalte aufgrund der Suszeptibilität nur bedingt voneinander unterschieden werden können. Dies muss bei der Interpretation der geomagnetischen Anomalien berücksichtigt werden. Tabelle 1 gibt eine Übersicht über die verschiedenen Suszeptibilitätswerte im Steinbruch.

Gestein	Suszeptibilität [SI]		
	Maximum	Minimum	Mittelwert
<b>Hartbasalt</b>	50,2	3,8	18,3
<b>Sonnenbrennerbasalt</b>	31,8	4,5	18,4
<b>Poriger Basalt</b>	30,4	3,9	14,6
<b>Tuff</b>	37,2	0,6	13,0

**Tab. 1:** Die durchschnittliche Suszeptibilität der unterschiedlichen Gesteine in Klöch.

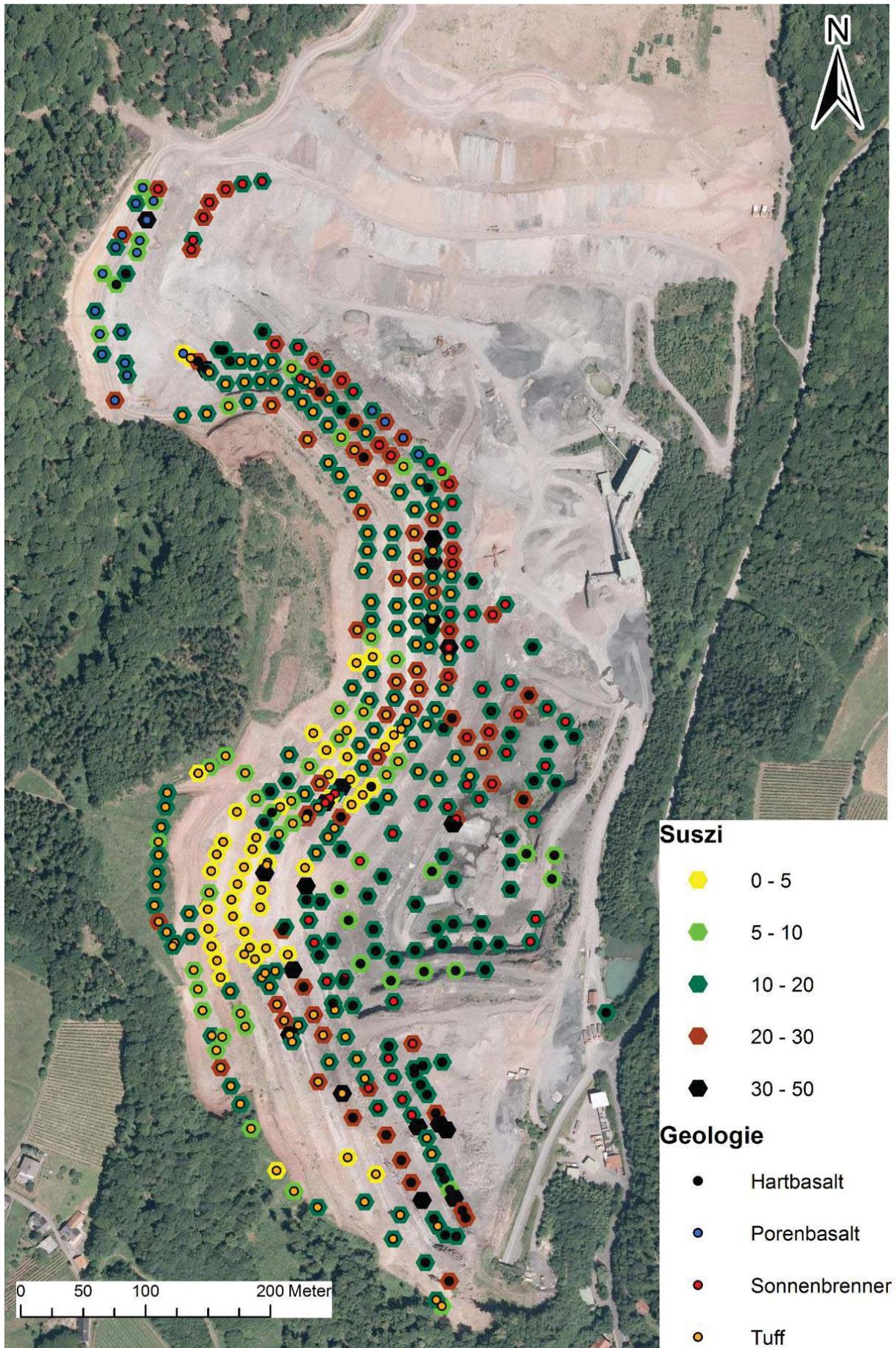


Abb. 9: Die Ergebnisse der Suszeptibilitätskartierung 2013 im Vergleich mit der Geologie.

## 4.2.2. Geomagnetische Prospektion

### Einleitung und Messbeschreibung

Im Zuge der Masterarbeit wurde die geomagnetische Prospektion der Umgebung von Klöch, welche im Rahmen der montanistischen Lehrveranstaltung „Geophysikalische Prospektion“ in den Jahren 2008, 2010, 2011 und 2012 begonnen worden war, weitergeführt. Die genaue Lage des geomagnetischen Arbeitsgebietes kann Abbildung 10 entnommen werden.



**Abb. 10:** Die Lage des Arbeitsgebietes mit den Messpunkten aus den Jahren 2008 bis 2013.

Die geomagnetischen Messungen konnten im August und November 2013 von Thomas Nisch, Yvonne Fleischhacker, Daniele Thallner und Maria Nievoll durchgeführt werden. Das bereits erkundete Gebiet westlich des Steinbruchs wurde nach Norden, Süden und Osten hin erweitert. Ein ca. 1,5 km langes Profil vom Steinbruch bis zum Nordrand des Königbergs und ein ca. 1 km langes E-W-Profil östlich des Steinbruchs ergänzten die dichten, flächendeckenden Messungen im Süden. Zusätzlich erfolgten Messungen in Bereichen, welche in den Jahren zuvor nicht zugänglich waren. Im Dezember 2013 kamen noch jeweils zwei vom Seindl in Richtung Süden und vom Nordrand des Königbergs ebenfalls in Richtung Süden gemessene Profile hinzu. Anzumerken ist, dass einige Messungen in Weingärten nicht möglich waren. Die Eisendrähte und Betonpfähle der Weinstöcke verursachten eine erhebliche Verminderung der Messqualität.

Zur Messung der Intensität des Totalmagnetfeldes wurden ein GSM-19T Protonenmagnetometer und ein GSM-19 Overhauser-Magnetometer der Firma GemSystems verwendet. Um auch das Gradientenfeld aufzuzeichnen fand die Feldmessung mit zwei Spulen statt, welche in einer Höhe von 1 m bzw. 2 m angebracht waren. Die Nord-Süd gerichteten Messprofile wurden dem Gelände angepasst. Der Abstand zwischen den einzelnen Profilen betrug 20 m, jener zwischen den Messpunkten 10 m. Die genaue Positionsbestimmung erfolgte mit einer Trimble Totalstation TK der Firma Trimble. Zur Kontrolle wurde ein zweites GPS-Gerät der Firma Garmin verwendet, da z.B. im Wald eine genaue Positionsbestimmung zu gewissen Tageszeiten aufgrund der ungünstigen Satellitenkonstellation schwierig war.

Eine Basisstation an der nordöstlichen Einfahrt des Steinbruchs zeichnete kontinuierlich im Abstand von 3 Minuten die tägliche Variation des Magnetfeldes auf, um eine entsprechende Korrektur durchführen zu können (siehe Abb. 11). Die Messung der täglichen Variation erfolgte in den ersten beiden Augustwochen mit einem Overhauser-Magnetometer, die Feldmessung mit einem Protonenmagnetometer. Aufgrund von Geräteproblemen wurden die beiden Geräte in der letzten Augustwoche untereinander ausgetauscht. Die gemessenen Basiswerte unterscheiden sich um 10 bis 20 nT.



**Abb. 11:** Die eingerichtete Basisstation an einer Erle ca. 30 m östlich der Nordosteinfahrt des Steinbruchs.

### Datenverarbeitung

Für die Bearbeitung der magnetischen Messdaten wurde das Softwareprogramm GEMLink 5.3 verwendet. Messwerte mit erkennbaren Störeinflüssen (z.B. Zäune, Leitungen, Maschinen) und geringen Qualitätswerten wurden wenn möglich mit benachbarten Messungen korreliert oder eliminiert. Vor allem die Messungen in den Weingärten zeigen starke Störungen und wurden größtenteils entfernt. Mit Hilfe der gemessenen Basisstationswerte konnte eine Tagesgangkorrektur durchgeführt werden. Als Datum wurde 48 564,62nT herangezogen. Dieser Wert entspricht einem Medianwert, welcher aus den Basisdaten von August 2013 bestimmt wurde. Der Normalfeldwert im Untersuchungsgebiet für den August 2013 liegt bei etwa 48 077,7 nT. Die Normalfelddaten stammen aus der IGRF-Datenbank. Des Weiteren wurde eine Regionalfeldkorrektur durchgeführt. Aus gemessenen Daten konnte ein Medianwert von 48 046,51 nT für Klösch bestimmt werden. Der Unterschied zwischen dem Normalfeldwert und dem Regionalwert beträgt somit 31,19 nT. Weitere Reduktionen waren nicht erforderlich.

Die Bearbeitung der GPS-Daten erfolgte mit den Softwareprogrammen Pfdata für die Garmin-Daten und GPS-Pathfinder für die Trimble-Daten. Die Positionsdaten wurden anschließend mit den magnetischen Daten verknüpft.

Eine magnetische Isoanomalien-Karte wurde mit dem Programm Surfer, unter Verwendung von verschiedenen Grid-Funktionen und unterschiedlichen Radien erstellt. Zur Anwendung kamen u.a. die Funktionen „Moving-average“, zur Erfassung von tiefliegenden Strukturen, „Krigging“ und „Radial Base Function“, mit deren Hilfe die einzelnen Strukturen genauer aufgelöst werden können.

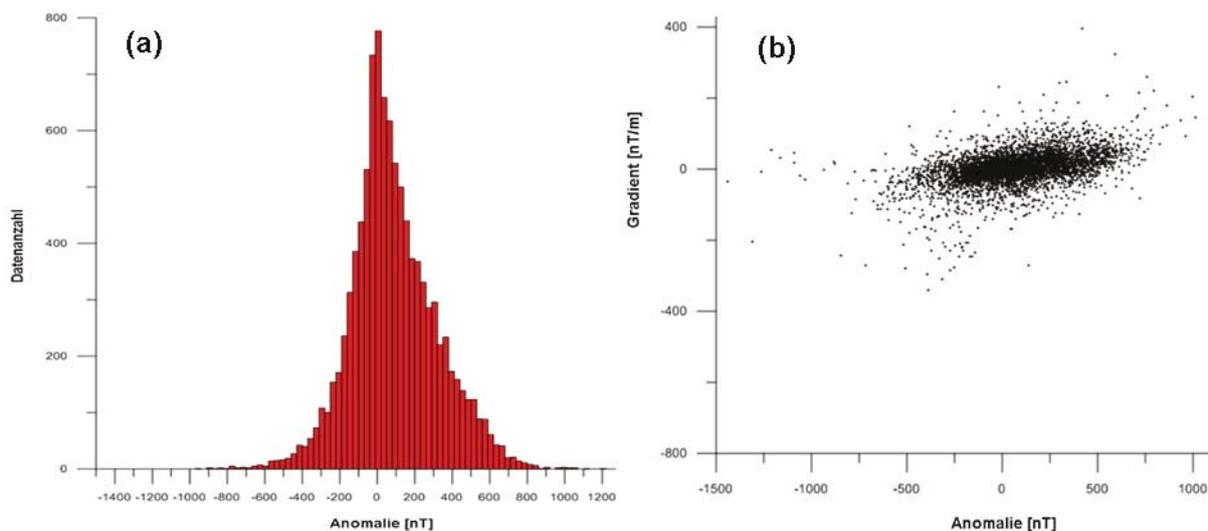
Die Modellierung der Störkörper erfolgte mit der Software Potent in Übereinstimmung mit der Anomalien-Karte. Als Suszeptibilitätswerte für die Basaltkörper wurden die gemessenen InSitu-Daten (siehe Abschnitt 4.2.1.) bzw. die Labordaten (siehe Kapitel 6) verwendet.

Die oben angeführten Arbeitsschritte und verwendeten Werte gelten für die akquirierten Messdaten im Sommer 2013. Die Datenverarbeitung der geomagnetischen Messungen in den Jahren 2008 bis 2012 und im Herbst 2013 erfolgte auf ähnliche Weise. Die jeweiligen Normalfeldwerte wurden ebenfalls aus der IGRF-Datenbank berechnet. Für die Tagesgangkorrektur wurden Werte vom magnetischen Observatorium in Fürstenfeldbruck bei München bzw. vom Kobenzl in Wien bezogen.

### Ergebnisse der geomagnetischen Prospektion

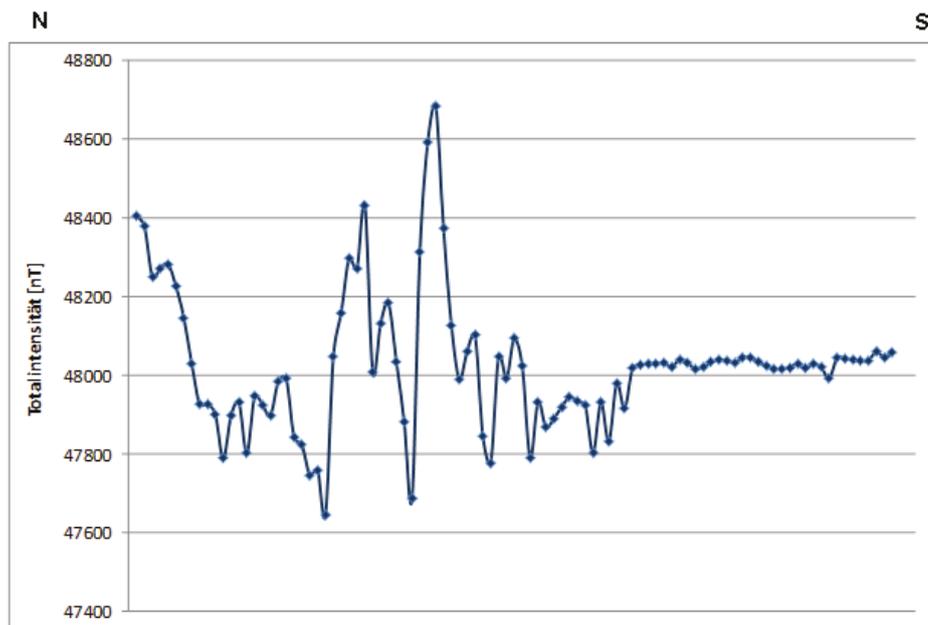
Die gemessenen Werte der korrigierten Totalintensität liegen zwischen 47 142,72 und 48 938,57 nT, die gemessenen Anomaliewerte zwischen -903,98 und 917,52 nT.

Abbildung 12a zeigt eine Häufigkeitsverteilung der Anomaliewerte. Das Maximum der Daten liegt um Null, was als eine Bestätigung für die angewendeten Korrekturen gilt. Im Diagramm von Abbildung 12b sind die Anomaliewerte gegen die Gradienten aufgetragen. Der Mittelpunkt der Datenwolke fällt ungefähr mit dem Nullpunkt zusammen. Eine leichte Neigung der Ellipse wird durch die starken Anomalien im Messgebiet verursacht.

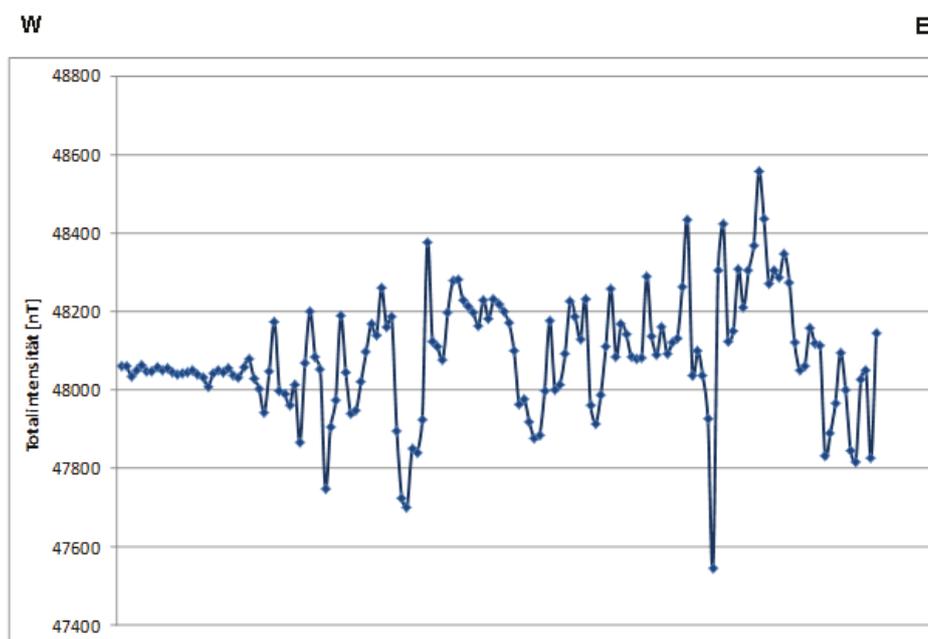


**Abb. 12:** LINKS: Histogramm mit den berechneten Anomaliewerten. Das Maximum der Werte ist um den Nullpunkt zu finden. RECHTS: Darstellung der magnetischen Anomaliewerte gegen den Gradienten. Der Mittelpunkt der Datenwolke entspricht dem Nullpunkt.

Aus den Nord-Süd und Ost-West-Profilen der magnetischen Totalintensität bzw. der Anomalie kann die Grenze des Basaltmassivs zu den Neogensedimenten klar definiert werden (siehe Abbildung 13 und 14). Im Bereich der Neogensedimente zeigt das Magnetfeld ungestörte, konstante Totalintensitätswerte. Die magnetischen Anomaliewerte schwanken um den Nullpunkt. Der Übergang zum Basalt ist durch das Einsetzen von positiven und negativen Anomalien gekennzeichnet, die an Stärke zunehmen. Die magnetische Abgrenzung deckt sich mit der unterschiedlichen Morphologie von Basalt und Neogensedimenten. Die flache Sedimentlandschaft geht über in steile Basalthügel.



**Abb. 13:** Nord-Süd-Profil der magnetischen Totalintensität [nT] westlich von Klöch.



**Abb. 14:** Ost-West-Profil der magnetischen Totalintensität [nT] auf Höhe des Steinbruchs.

Die Modellierung der Störkörper erfolgte in Übereinstimmung mit jenen, aus den geomagnetischen Messdaten erstellten Anomaliekarten, welche in Abbildung 15 und 16 dargestellt sind. Zu beachten ist, dass die Suszeptibilität von Basalten und Tuffen, vor allem stark verschweißten Schlacken, sehr ähnlich sein kann. Somit war nur eine Modellierung von Störkörpern möglich, welche nicht unbedingt Basaltkörper darstellen. Aus der Untersuchung der Suszeptibilitäten geht ebenfalls hervor, dass eine Unterscheidung zwischen Sonnenbrenner und Hartbasalt mit der magnetischen Methode nicht möglich ist.

Das Ergebnis der Modellierung mit den lokalisierten Störkörpern zeigt Abbildung 18. Im Süden lassen sich deutlich zwei mächtige NO-SW streichende Anomaliesysteme abgrenzen. Die südliche Struktur streicht von der Bruchkante ausgehend NO-SW und besitzt laut Modellrechnung eine Mächtigkeit von rund 80 m und einem geringen Einfallen von rund 10° nach SO (siehe Abbildung 19 – Profil 1). Sie dreht nach etwa 200 m Entfernung von der Bruchkante nach Süden. Der weiter nördlich gelegene Störkörper ist als eine Aufdomung zu interpretieren mit einer unregelmäßigen Ausdehnung und einem Einfallen nach Nordwesten. Bohrung 4-2004 zeigt jedoch keinen Basalt. Dies könnte einerseits dafür sprechen, dass die Anomalie von Tuffen verursacht wurde. Eine zweite Möglichkeit wäre, dass der großräumige Körper aus geringmächtigen Einzelbasaltstrukturen aufgebaut ist und die Bohrung in einem Tuffbereich abgeteuft wurde.

Nordöstlich der Spalten, im Bereich der Steinbruchausbuchtung ist eine stark positive Anomalie zu beobachten (siehe Abbildung 20 - Profil 2). Der modellierte Störkörper besitzt eine domartige Struktur mit einer Länge von rund 250 m. Er reicht laut Modell bis an die Geländeoberkante. Im Aufschluss ist jedoch zu erkennen, dass der Basalt nur in vereinzelt Gängen bis an die Oberfläche dringt und von einer mächtigen Tuffschicht überlagert wird.

Im Westen sind zwei weitere großräumige Anomalien zu erkennen, welche als zusammenhängender Störkörper mit Aufdomungen (Durchmesser rund 200 m) interpretiert wurden. Aufgrund der geologischen Kartierungsergebnisse kann davon ausgegangen werden, dass die einzelnen Dome und Spalten westlich des Steinbruchs im Untergrund miteinander in Verbindung stehen und von einem gemeinsamen Zentrum ausgehen. Die ursprüngliche Annahme eines Dyke-Systems im Westen des Steinbruchareals kann durch die Ergebnisse dieser Arbeit widerlegt werden.

Die Datendichte im Norden ist äußerst gering. Die gemessenen Einzelprofile geben nur eine ungefähre Vorstellung der Basaltstrukturen im Untergrund. Dennoch lässt sich im Bereich des Königsbergs ein mächtiger Anomaliekörper identifizieren (siehe Abbildung 21 – Profil 3). Auch sind ungefähr O-W streichende Strukturen zu erkennen, die in beiden NS-Profilen auftauchen. Es könnte sich dabei um Spalten handeln, welche mit der Basaltspalte von Tieschen im Westen korrelieren. Zwischen Seindl und Königsberg wurden keine tiefreichenden Anomaliekörper geortet. Bei den zahlreichen seicht liegenden Anomalien könnte es sich um Lavaströme handeln, welche vom Königsberg heruntergeflossen waren. Im äußersten Osten des Messgebietes auf Höhe der Halde, deuten sich mächtigere, tiefgreifende Strukturen an, die jedoch an der Grenze des abgedeckten Gebietes liegen und somit nicht exakt erfasst werden konnten (siehe Abbildung 22 – Profil 4).

Der Hochwarth im Osten setzt sich aus mehreren Anomalien zusammen (siehe Abbildung 23 – Profil 5). Im Süden im Bereich der Burg belegen zahlreiche Aufschlüssen, vor allem in den Gräben, vorhandene Basaltkörper, welche bis an die Oberfläche reicht. Der modellierte Basaltkörper in Profil 5 liegt aufgrund der östlicheren Profillage etwas tiefer. Eine Verbindung zu den Vulkaniten des Seindl ist anzunehmen. Aufgrund des weit fortgeschrittenen Bergbaus kann dies jedoch nicht mehr exakt beurteilt werden. Eine Schlucht, welche eine junge Störungszone darstellen könnte, trennte Seindl und Hochwarth auch in früherer Zeit.

Der Haldenbereich wurde nicht interpretiert, da der mächtige Abraum eine nicht vernachlässigbare Störquelle darstellt. Der Basalt im Untergrund ist durch Bohrungen nachgewiesen und nordöstlich der Halde konnten zwei weitere Störkörper lokalisiert werden. Im Nordosten des Messgebietes entlang der beiden NS-Profile konnten keine großräumigen Störkörper nachgewiesen werden.

Das lange Einzelprofil im Westen des Messgebiets, vom Seindl bis zum Drauchenbach, gibt nur eine ungenaue Vorstellung der Störkörper. Die Erstreckung der Strukturen in Nord-Süd-Richtung konnte aufgrund der fehlenden Daten nicht modelliert werden. Im Osten wurde ein vermutlich nach Osten einfallenden Störkörper identifiziert, der eine starke Anomalie produziert. Darauf folgt eine großräumige Struktur mit einer unregelmäßigen Oberfläche. Zwei weitere Störkörper konnten im Westen nachgewiesen werden. Ab der Waldgrenze sind keine Vulkanite mehr zu erwarten. Entlang der einzelnen Südprofile konnte nur mehr in der Nähe des Seindls ein kleinräumiger Störkörper geortet werden.

Die Messwerte in den Weingärten, im Bereich der Straße südöstlich des Steinbruchgeländes und in unmittelbarer Nähe zu den Aufbereitungsanlagen sind zu hinterfragen und wurden größtenteils nicht in die Modellierung miteinbezogen. Die Metalldrähte der Weinstöcke stellen eine immense Störquelle dar und führen zu großen Messfehlern, weshalb die Messwerte entfernt wurden. Der Wall östlich des Steinbruchs wurde aufgeschüttet.

Die Morphologie des Messgebietes hat einen starken Einfluss auf die magnetischen Ergebnisse. Zahlreiche negative Anomalien konnten mit Gräben korreliert werden (siehe Abb. 17). Die ermittelten Störkörper decken sich größtenteils mit den morphologischen Höhen.

Bei einem genauen Vergleich der magnetischen Ergebnisse mit den geologischen Daten wird deutlich, dass einzelne, kleinräumige Strukturen nicht aufgelöst werden können. Der gewählte Messabstand von 10 m in Nord-Süd-Richtung und eine Datenbearbeitung mit Grid-Berechnung führen dazu, dass geringmächtige Körper von wenigen Metern nicht erfasst bzw. interpretiert werden können. Vor allem tiefer liegende Basaltspalten und -gänge sind nicht ortbar, da sie von den Signalen der seicht liegenden Körper überlagert werden. Strukturen, welche sich sehr dicht nebeneinander befinden, können mit der magnetischen Methode nicht aufgelöst werden und werden meist als eine große Einheit dargestellt. Um kleinräumige Strukturen auflösen zu können, wäre ein geringerer Messpunktabstand erforderlich. Auch ist es mit Potent nicht möglich, die komplexe Struktur des Klöcher Vulkanmassivs exakt zu modellieren, da das Programm Funktionen z.B. bezüglich der 3D-Darstellung und Modellierung nicht bieten kann.

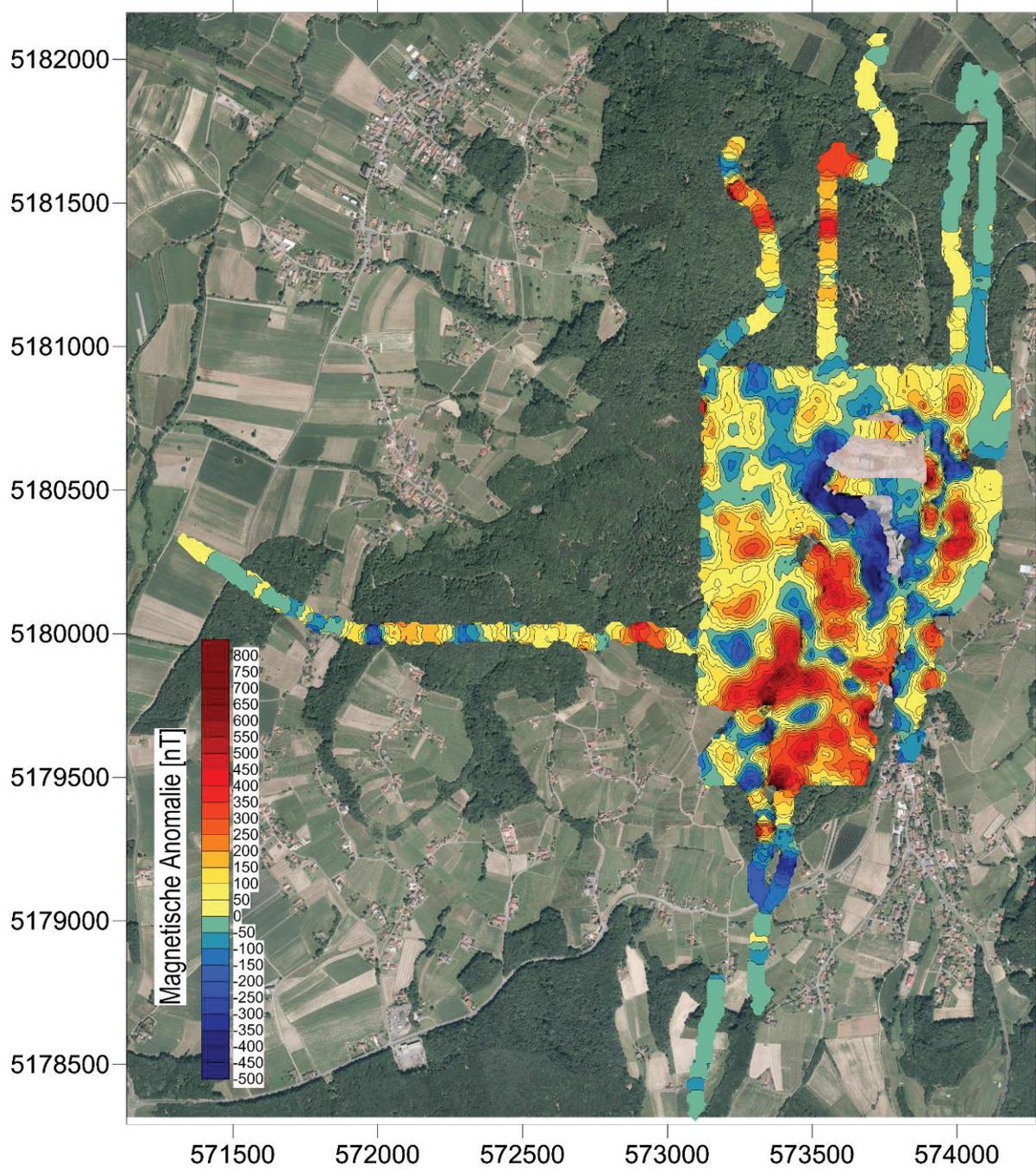


Abb. 15: Magnetische Anomalienkarte („Moving average“-Funktion).

**Abb. 16:** Magnetische Anomalienkarte („Radial basis“-Funktion).



**Abb. 17:** Höhenmodell des Untersuchungsgebietes mit der Anomalieverteilung.

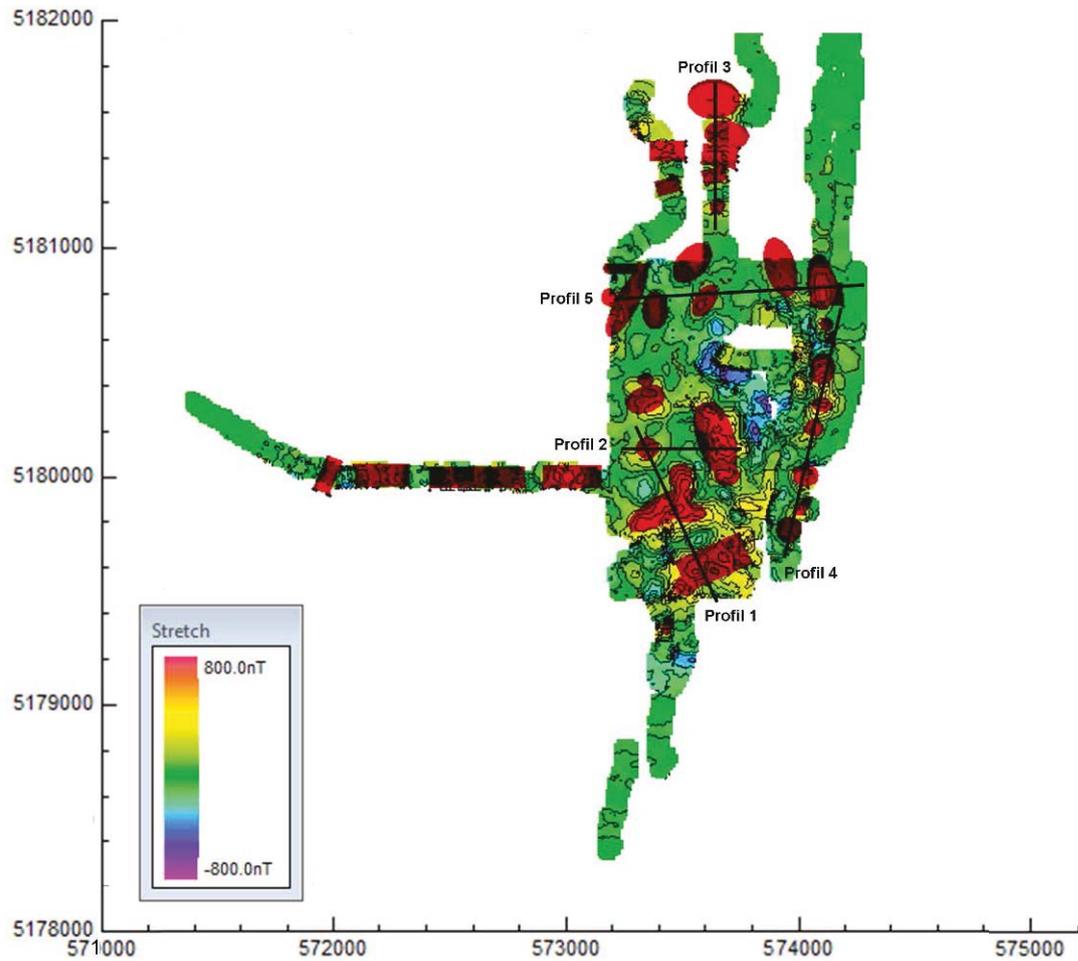


Abb. 18: Stark vereinfachte Darstellung der modellierten Störkörper, durchgeführt mit Potent.

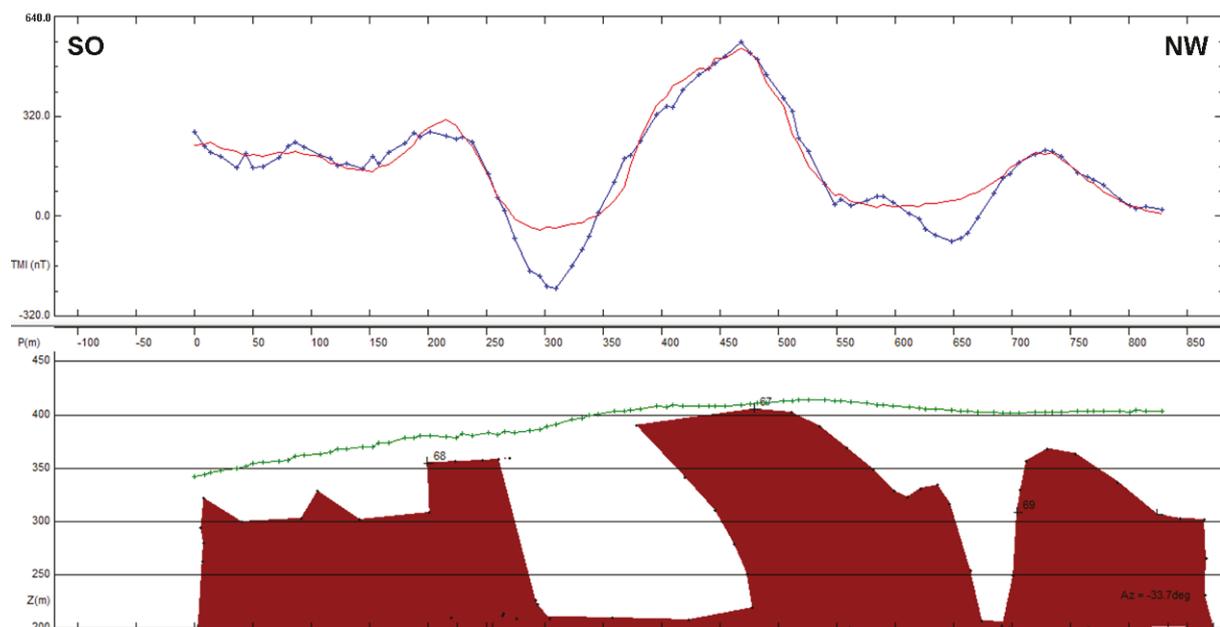


Abb. 19: Modellierte Störkörper im Südwesten des untersuchten Gebietes (Profil 1).

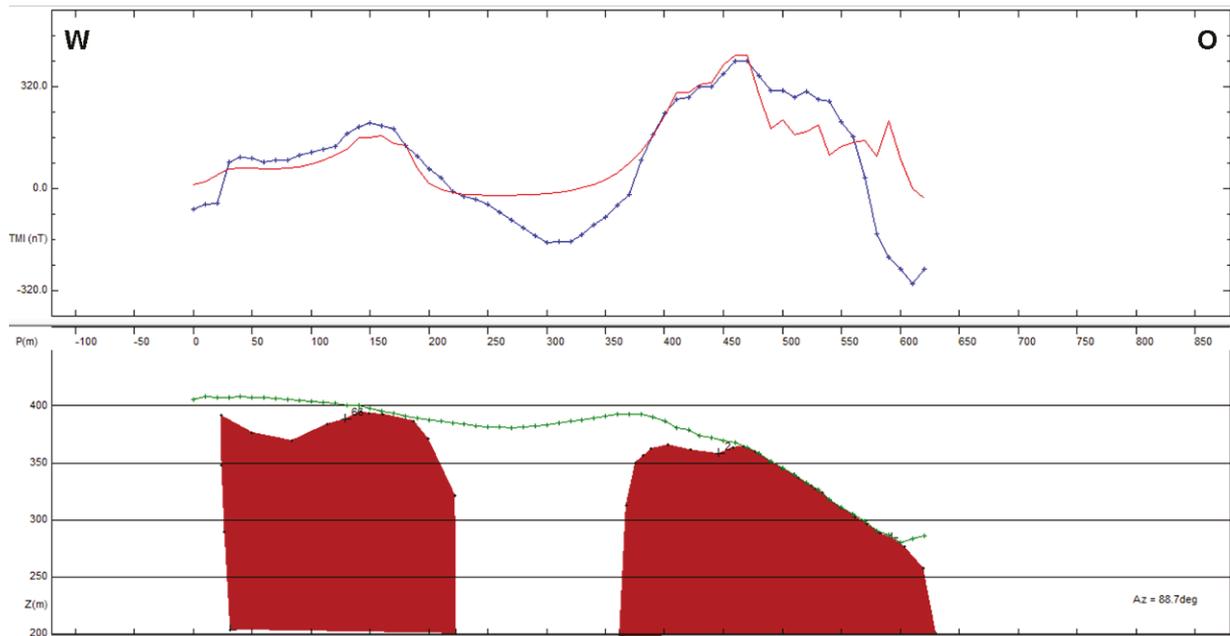


Abb. 20: Modellierte Störkörper westlich des Steinbruchs (Profil 2).

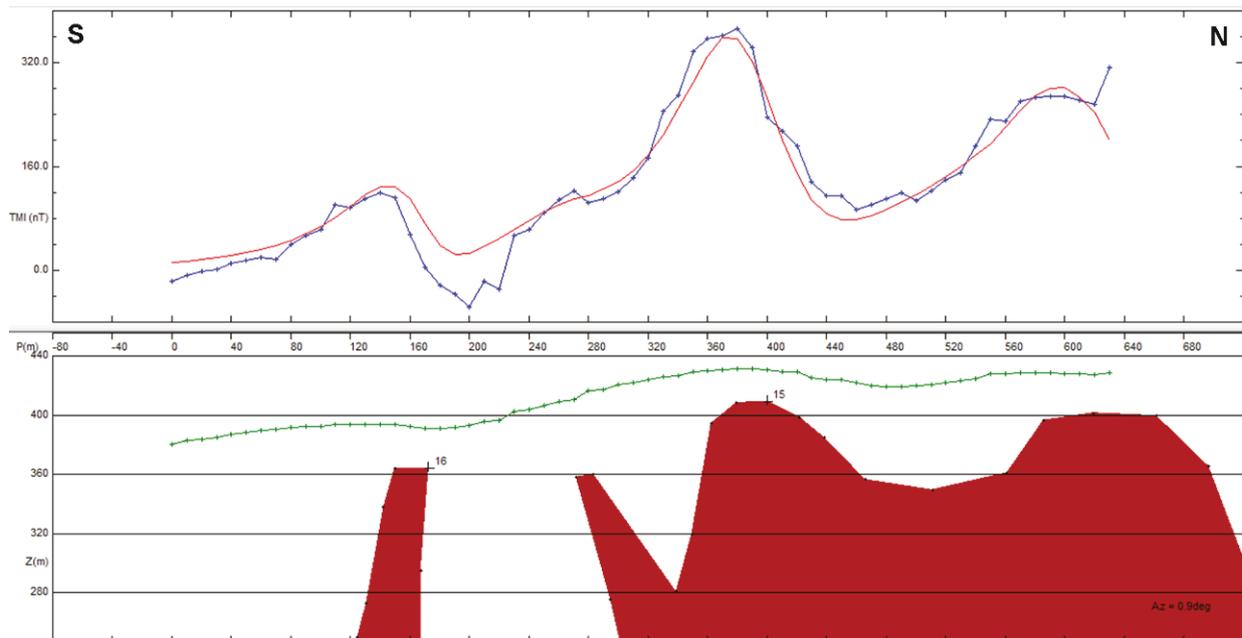


Abb. 21: Modellierte Störkörper im Bereich Königsberg (Profil 3).

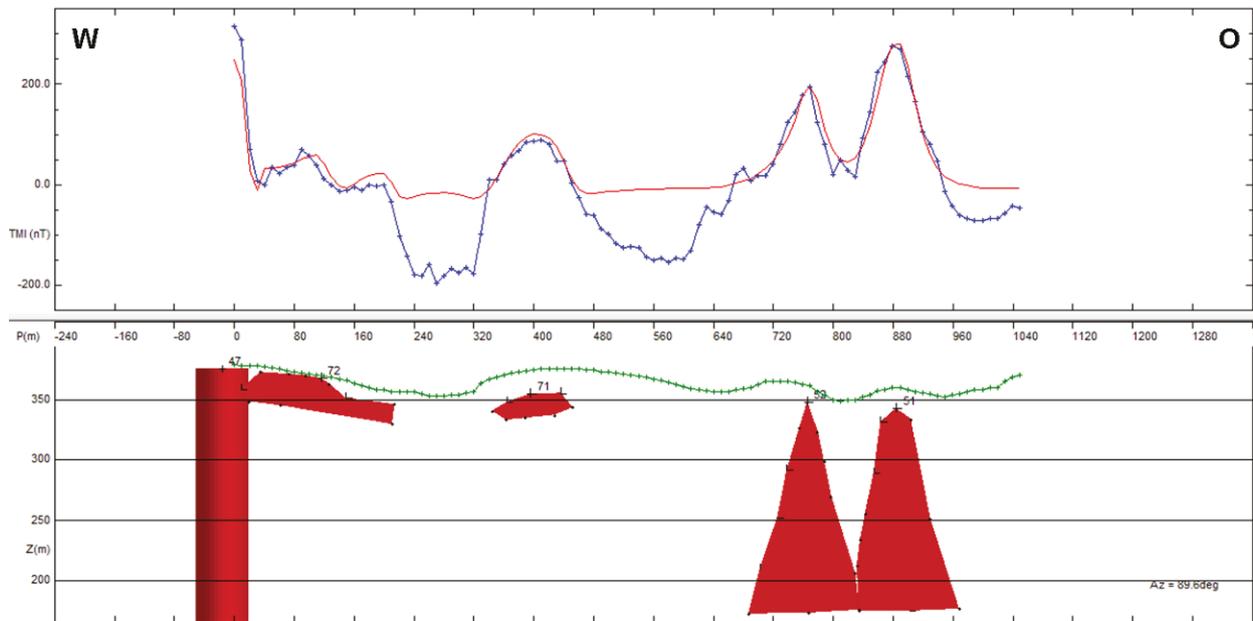


Abb. 22: Modellierte Störkörper nördlich der Halde (Profil 4).

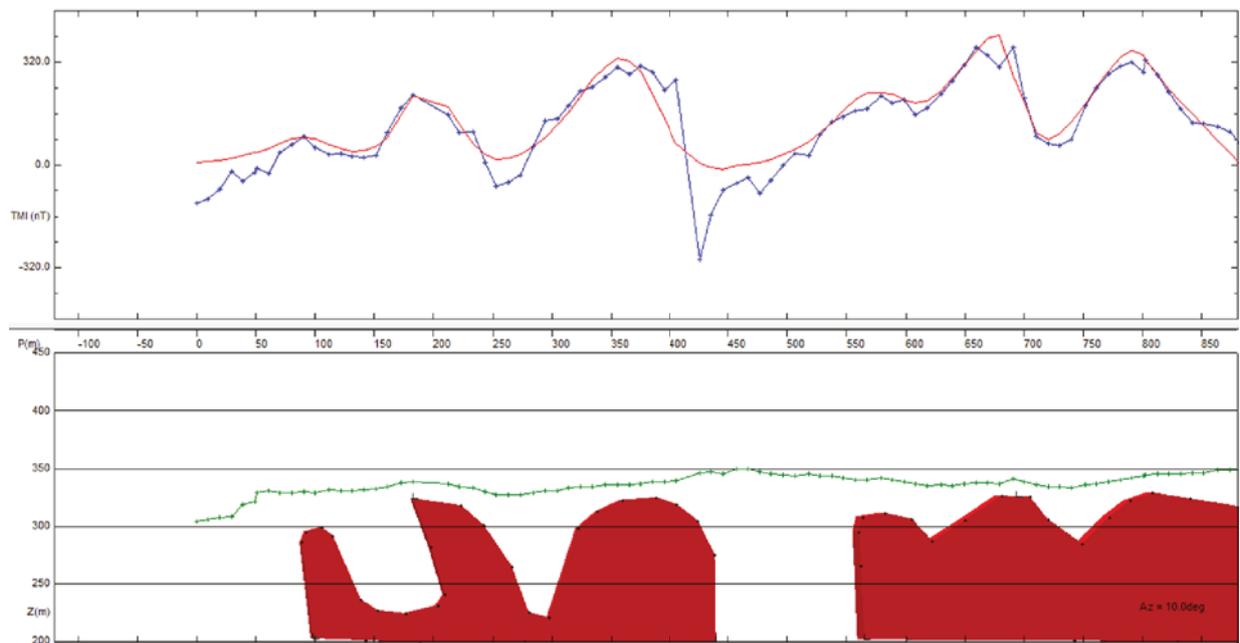


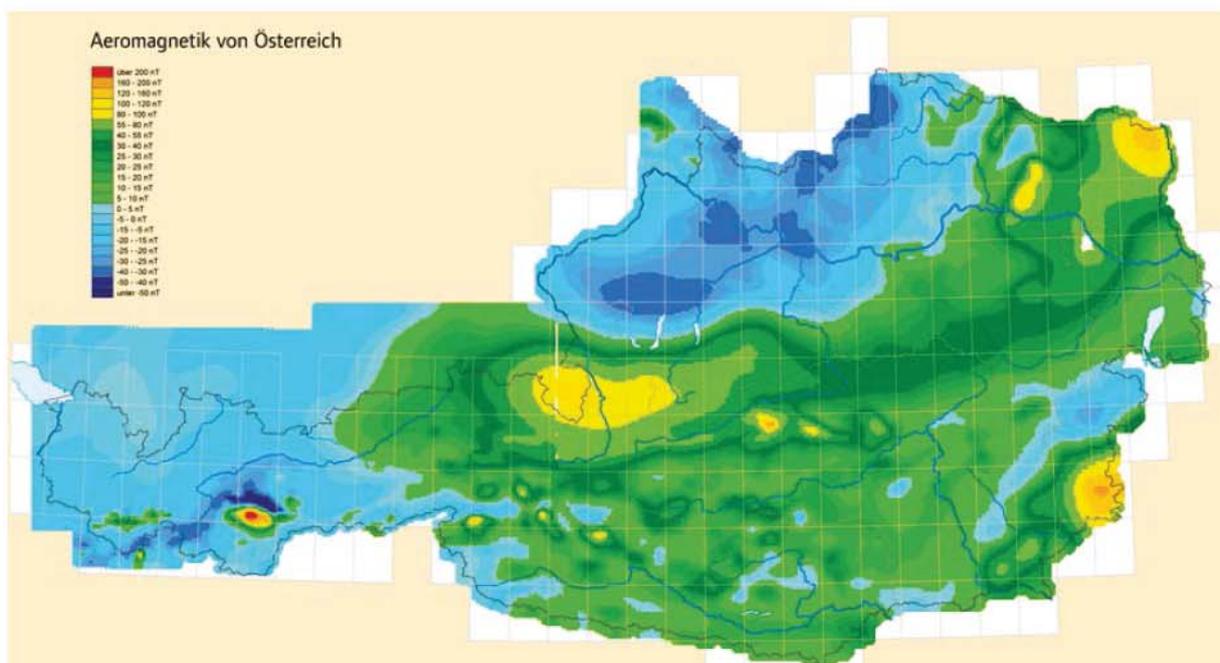
Abb. 23: Modellierte Störkörper des Hochwarths (Profil 5).

## 5. Aeromagnetik

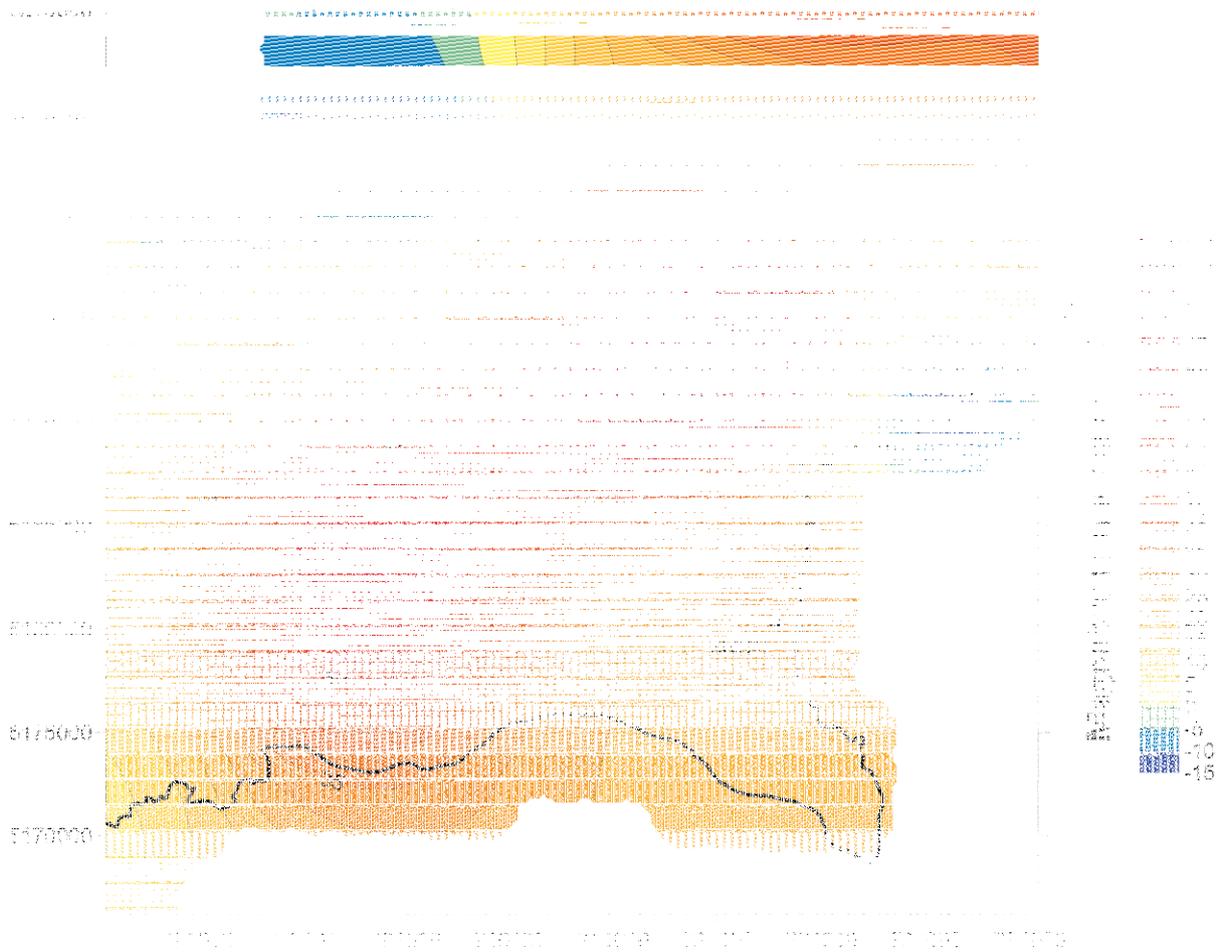
Die erste vollständige aeromagnetische Karte von Österreich stammt aus dem Jahre 1992 (Blaumoser, 1992). Sie dient als Grundlage für heutige Vermessungen. Alle zur Interpretation verwendeten, aeromagnetischen Daten wurden von der Geologischen Bundesanstalt zur Verfügung gestellt.

Abbildung 24 zeigt die gesamte aeromagnetische Karte von Österreich. Bereits im großen Maßstab sind die Vulkangebiete in der Südoststeiermark als positive Anomalien zu erkennen. Die Vulkane um Bad Gleichenberg bilden mehr oder weniger eine große Anomalie. Einzelne Komplexe können in diesem Maßstab nicht aufgelöst werden. Eine zweite Anomalie ist im Bereich des Fürstenfelder Beckens zu finden. Daran schließt sich im südlichen Burgenland eine großräumige, stark positive Anomalie an. Leider sind keine aeromagnetische Daten über die österreichische Staatsgrenze hinaus vorhanden. Es ist jedoch anzunehmen und auch bekannt, dass sich die Anomalien in Ungarn und Slowenien fortsetzen und die Feldstärke in Richtung des pannonischen Beckens hin noch weiter zunimmt. Eine Anomalie im Bereich von Klöch lässt sich in diesem großen Maßstab nicht erkennen.

Hochauflösende aeromagnetische Daten der Südoststeiermark sind in Abbildung 25 dargestellt. Die Aufnahmen wurden in einer konstanten Höhe von 1600m durchgeführt. Grundsätzlich ist zu bemerken, dass die aeromagnetischen Ergebnisse nur großräumige Anomalien liefern und einzelne Vulkankomplexe nicht aufgelöst werden. Deutlich zu erkennen ist die große magnetische Anomalie, welche von den Vulkaniten südlich der Raab erzeugt wird (vgl. Kapitel 3). Nordöstlich davon ist die magnetische Anomalie der burgenländischen Vulkanite zu erahnen. Die Vulkanite im Süden, u.a. das Klöcher Vulkanmassiv, führen zu einer schwachen Ausbuchtung der positiven Anomalie.



**Abb. 24:** Aeromagnetische Karte von Österreich (Geologische Bundesanstalt Wien, Stand 2013).



**Abb. 25:** Aeromagnetische Detailkarte der Region Südoststeiermark (Daten von der Geologischen Bundesanstalt Wien).

## 6. Paläomagnetik

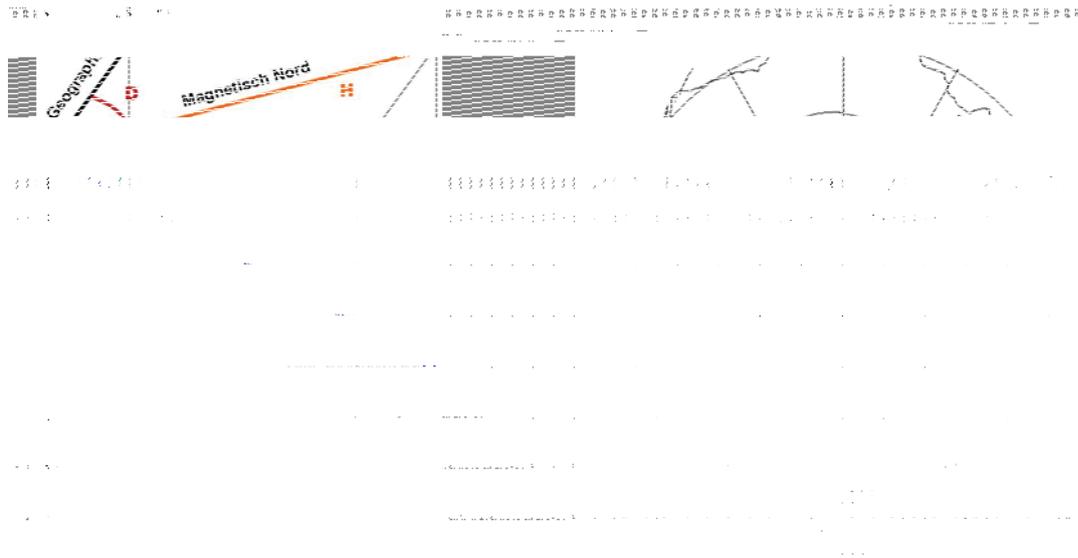
### 6.1. Theoretische Grundlagen

#### 6.1.1. Das Erdmagnetfeld

Das Erdmagnetfeld wird durch Konvektionsströme im flüssigen, äußeren Erdkern, welcher vorwiegend aus Eisen und Nickel besteht, erzeugt. Die Quelle dieser Konvektionsströme ist jedoch noch nicht gänzlich geklärt und wird in zahlreichen Modellen diskutiert. Eine Ursache könnte die Abkühlung des Kernes und der damit verbundene konvektive Wärmetransport nach außen sein. Butler (1982) nimmt außerdem an, dass Differentiationsprozesse von Eisen und Nickel an der Grenze zwischen innerem und äußerem Erdkern als treibende Kraft wirken (Butler, 1992; Soffel, 1991; Tauxe, 2005). Aufgrund der Komplexität der Prozesse wird das Erdmagnetfeld meist nur näherungsweise als geozentrisches Dipolfeld dargestellt, welches um ca.  $11,5^\circ$  von der Rotationsachse der Erde abweicht.

Zur Beschreibung des Erdmagnetfeldes werden mehrere Parameter herangezogen: Deklination (D) und Inklination (I) geben die Richtung des Erdmagnetfeldes an. Die Deklination zeigt die Abweichung von magnetisch zu geographisch Nord an, die Inklination die Neigung der magnetischen Feldlinien. Nach heutiger Konvention entspricht eine östliche Deklination einem positiven Wert und die Inklination wirkt positiv nach unten. An jedem Punkt der Erdoberfläche kann der Feldvektor durch die weiteren Parameter Totalintensität (F), geographische Nord-Komponente (X), geographische Ost-Komponente (Y), Vertikalkomponente (Z) und durch die Horizontalkomponente (H) beschrieben werden (siehe Abb. 26a; nach Soffel, 1991).

Die Richtung und die Stärke des Erdmagnetfeldes sind zeitlich und räumlich nicht konstant. Es kann zwischen verschiedenen zeitlichen Variationszyklen unterschieden werden. Die langsamen Veränderungen des Dipolanteils und der Nichtdipolanteile (=reales Erdmagnetfeld – Dipolfeld) werden als Säkularvariation bezeichnet. Innerhalb von hundert bis tausend Jahren kann es zu Polwanderungen von  $10 - 20^\circ$  kommen (siehe Abb. 26a). Als Ursache der Säkularvariation werden Vorgänge im Erdkern wie Veränderungen der Konvektionsströme genannt. Vermehrte Sonnenfleckenaktivität und magnetische Stürme können das Magnetfeld über Tage bzw. Jahre hin beeinflussen. Die tägliche Variation wird durch den unterschiedlich starken Einfluss des Sonnenwindes verursacht. Eine Umpolung (Feldumkehr) findet in der Regel alle 250 000 Jahre statt, wobei diese Zeitangabe stark variiert. Die letzte Umpolung ereignete sich vor etwa 780 000 Jahren und ist als Brunhes-Matuyama-Umkehr bekannt. Der Wechsel von inversen und normalen Polaritäten kann auf der ganzen Welt korreliert werden. Umpolungen gehen sehr rasch vonstatten und sind innerhalb von ca. 5000 Jahren abgeschlossen. „Beinaheumpolungen“ werden als Exkursionen bezeichnet und sind durch extrem starke Abweichungen des Erdmagnetfeldes vom Dipolfeld gekennzeichnet. Der Grund für die räumliche Variation des Erdmagnetfeldes ist die Abweichung des realen Feldes von einem Dipolfeld (Butler, 1992; Soffel, 1991; Tauxe, 2005). Die Eigenschaft der zeitlichen Variation wird in der Paläo- und Archäomagnetik zur magnetischen Datierung genutzt.



**Abb. 26:** (a) Parameter zur Beschreibung des Erdmagnetfeldes: Deklination (D), Inklination (I), Totalintensität (F), geographische Nord-Komponente (X), geographische Ost-Komponente (Y), Vertikalkomponente (Z), Horizontalkomponente (H); (b) Veränderung des Nordpols in den letzten 2000 Jahren (Tauxe, 2005).

### 6.1.2. Magnetismus

Das Phänomen Magnetismus lässt sich auf die magnetischen Momente eines Elektrons zurückführen. Jedes Elektron besitzt ein Bahnmoment durch die Bewegung der Elektronen um den Atomkern und ein Spinnmoment, welches an den Drehimpuls gebunden ist. Um die Energie zu minimieren ordnen sich die magnetischen Momente meist antiparallel oder statistisch ungeordnet zueinander an. Heben sich die Kräfte der magnetischen Momente jedoch nicht auf, resultiert daraus eine Magnetisierung  $J$  (Soffel, 1991).

$$J = M / dV \quad [A/m]$$

Existiert diese Magnetisierung nur in einem externen Feld, so wird sie „Induzierte Magnetisierung“ genannt. Ist kein externes Feld nötig, wird sie als „Remanente Magnetisierung“ bezeichnet (Tauxe, 2005).

Die induzierte Magnetisierung  $J_i$ , deren Richtung und Stärke, ist direkt proportional zum externen Feld  $H_a$ . Die Proportionalitätskonstante wird magnetische Volumenssuszeptibilität  $k$  genannt und ist somit ein Maß für die Magnetisierbarkeit eines Gesteins. Die Suszeptibilität eines Materials ist stark temperaturabhängig (Morris, 2003; Schön, 1996).

$$J_i = k * H_a$$

Die Massensuszeptibilität oder spezifische Suszeptibilität  $K$  definiert sich über die Dichte (Soffel, 1991).

$$K = k / \rho \quad [m^3/kg]$$

### 6.1.3. Arten von Magnetismus

#### Diamagnetismus

Diamagnetische Stoffe besitzen keine unkompensierten magnetischen Momente. Beim Anlegen eines externen Feldes wird eine geringe Magnetisierung erzeugt, welche entgegengesetzt zur Richtung des externen Feldes wirkt. Wird das äußere Feld wieder entfernt, so verschwindet auch die induzierte Magnetisierung (siehe Abb. 27). Grundsätzlich besitzen alle Stoffe eine diamagnetische Komponente, welche jedoch vom stärkeren Para- und Ferromagnetismus überlagert wird. Die spezifische Suszeptibilität von diamagnetischen Stoffen ist negativ. Beispiele für diamagnetische Minerale sind in Tabelle 2 aufgelistet. Der Diamagnetismus von einigen speziellen Mineralen wie z.B. Quarz ist temperaturabhängig (Morris, 2003; Soffel, 1991).

#### Paramagnetismus

Paramagnetische Stoffe enthalten magnetische Momente, deren Wechselwirkungen untereinander jedoch sehr schwach sind. Sie oszillieren rasch und zufällig und es wird keine Magnetisierung produziert. Durch das Anlegen eines externen Magnetfeldes  $H_a$  richten sich die magnetischen Momente parallel zu diesem Feld aus und erzeugen eine positive,  $H_a$ -proportionale Magnetisierung. Wird das äußere Feld entfernt, verteilen sich die magnetischen Momente zufällig und die Magnetisierung ist wieder gleich Null. Wie stark sich die induzierte Magnetisierung ausbildet, hängt von der Intensität des externen Feldes und der Temperatur ab. Paramagnetische Materialien besitzen eine positive Suszeptibilität (siehe Tab. 2; Morris, 2003; Soffel, 1991).

DIAMAGNETISCH		PARAMAGNETISCH	
Mineral	$k_{\text{dia}}$	Mineral	$k_{\text{para}}$
Quarz	-0,6	Olivin	5-130
Forsterit	-0,4	Amphibol	10-100
Orthoklas	-0,6	Biotit	6-100
Zinkblende	-0,3	Cordierit	7-40
Kalkspat	-0,5	Turmalin	2-40
Anhydrit	-2,0	Serpentin	12-48
Halit	-0,5	Pyroxen	3-90
Graphit	-7,8	Granat	10-150
		Muscovit	-1-25
		Feldspäte	-0,5-30
		Pyrit	5-50
		Quarz	-0,6-5

**Tab. 2:** Auflistung der wichtigsten dia- und paramagnetischen Minerale und ihre spezifische Suszeptibilität in  $10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  (Soffel, 1991).

#### Ferromagnetismus

Sind die Wechselwirkungen zwischen magnetischen Komponenten eines Stoffes besonders stark, tritt Ferromagnetismus auf. Innerhalb von Teilbereichen, den sogenannten „Weißschen Bezirken“ sind die magnetischen Momente parallel ausgerichtet und erzeugen ein permanentes Magnetfeld. Diese

Magnetisierung wird durch das Anlegen eines äußeren Magnetfeldes d.h. durch das vermehrte Ausrichten der Weißschen Bezirke verstärkt und bleibt auch nach dem Entfernen des externen Feldes erhalten. Es können mehrere Arten von Ferromagnetismus unterschieden werden: reiner Ferromagnetismus, Antiferromagnetismus und Ferrimagnetismus. Beim reinen Ferromagnetismus sind alle vorhandenen nicht kompensierten magnetischen Momente parallel ausgerichtet und eine sehr starke Magnetisierung wird erzeugt. Reiner Ferromagnetismus kommt bei gesteinsbildenden Mineralen nicht vor (siehe Tab. 3). Nur drei bekannte Elemente (Fe, Co und Ni) und einige künstlich hergestellte Granate weisen diese Eigenschaft auf (Butler, 1992; Morris, 2003; Soffel, 1991).

Über einer bestimmten Temperatur, der sogenannten Curie-Temperatur, welche für jedes Element bzw. für jedes Mineral spezifisch ist, verschwindet die Ausrichtung der magnetischen Momente und das Material wird paramagnetisch. Am Curiepunkt erreichen die Ferromagnetika ein Maximum von  $k$  (=Hopkinson-Peak) bzw. ein Minimum von  $1/k$  (Soffel, 1991).

### Antiferromagnetismus

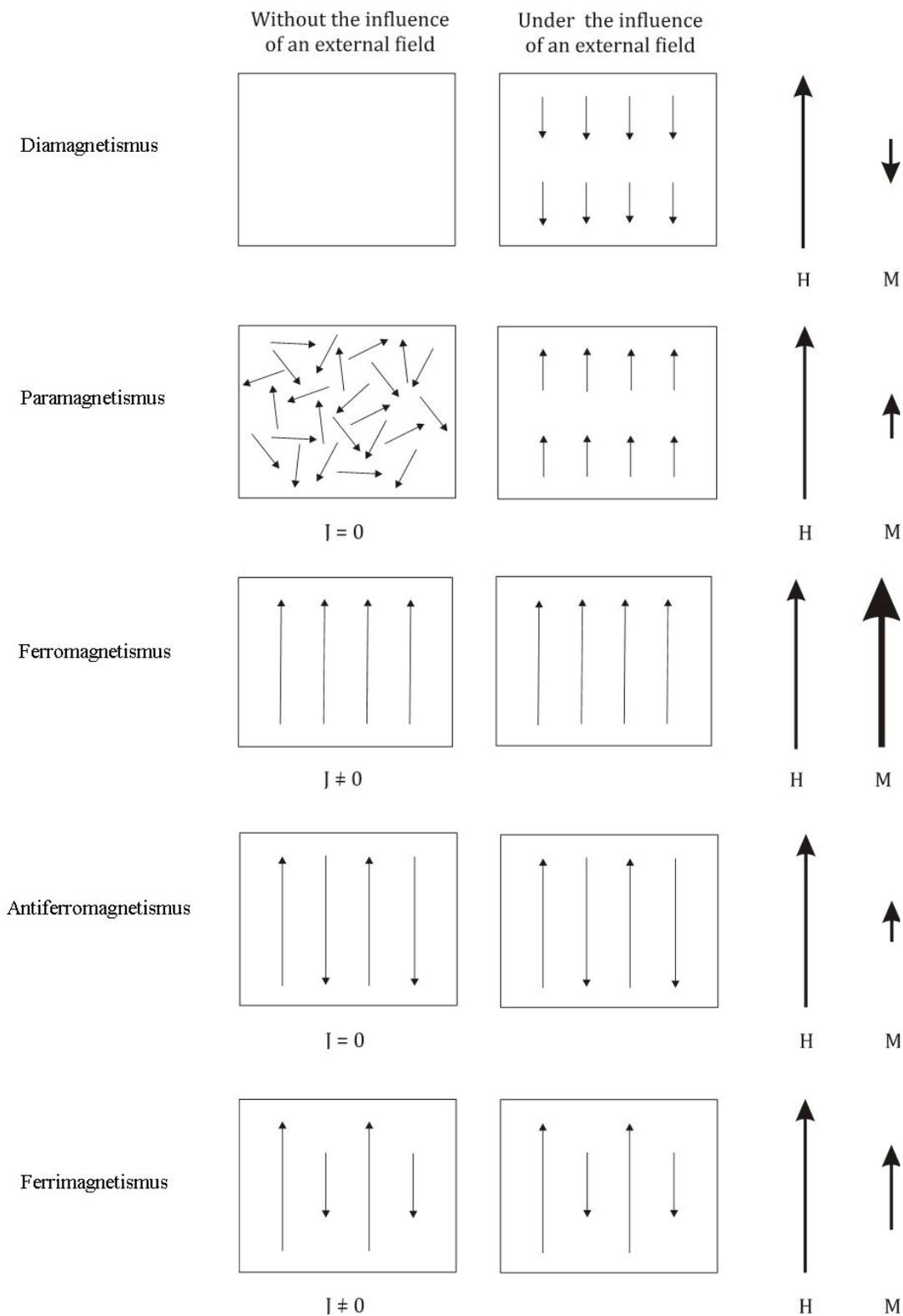
Antiferromagnetismus beschreibt das Verhalten von Stoffen, deren magnetische Momente paarweise antiparallel ausgerichtet sind. Im Gegensatz zum Ferromagnetismus ist die Summe der magnetischen Momente gleich Null und somit wird keine Magnetisierung produziert. Das Anlegen eines externen Magnetfeldes jedoch führt zum Umklappen und Drehen der magnetischen Momente und erzeugt eine zum externen Feld parallele induzierte Magnetisierung, welche nach dem Entfernen des externen Feldes sofort verschwindet.

### Ferrimagnetismus

Sind die magnetischen Momente eines Stoffes ungleich groß und antiparallel angeordnet, so spricht man von Ferrimagnetismus. Durch die unvollständige Kompensation kommt es zur Erzeugung einer Magnetisierung, welche auch ohne externes Feld bestehen bleibt. Die Gründe für diese Ungleichheit sind vielfältig: Ionen können ungleich große magnetische Momente besitzen (z.B. Magnetit), Defektmomente resultieren aus der Unterbesetzung eines Gitters (z.B. Magnetkies) und die Antiparallelstellung magnetischer Momente kann nicht exakt sein (z.B. Hämatit).

Mineral	$T_c$ [°C]	$k_{spez.}$ [ $10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ]
Magnetit (unrein)	578 (570 – 590)	106 – 107
Titanomagnetit	-200 – 578	102 – 107
Maghemit	578 – 675	105 – 107
Hämatit	675	102 – 103
Hämo-Ilmenit	-200 – 675	102 – 105
Magnetkies	325	103 – 105
Goethit	110	103
Greigit	270 – 300	103 – 105

Tab. 3: Die Curietemperaturen und spezifische Suszeptibilitäten ausgewählter Ferr(o)imagnetika (verändert nach Soffel, 1991).



**Abb. 27:** Das Verhalten von dia-, para-, ferro-, antiferro- und ferrimagnetischen Stoffen unter dem Einfluss eines externen Feldes ( $J$  = remanente Magnetisierung,  $H$  = externes Feld,  $M$  = induzierte Magnetisierung; Tauxe, 2005).

#### 6.1.4. Arten von remanenter Magnetisierung

##### **Natürliche remanente Magnetisierung (NRM)**

Der geringe Anteil von ferro(i)magnetischen Mineralen in einem Gestein ist der Grund für eine remanente Magnetisierung, welche bei allen Gesteinstypen nachgewiesen werden kann. Diese sogenannte natürliche remanente Magnetisierung setzt sich aus verschiedenen „Remanenztypen“ zusammen, welche nachfolgend beschrieben werden. Bei den unterschiedlichen Prozessen, welche zu einer Remanenz führen, sind (fast) immer nur Teile der magnetischen Komponente betroffen (Soffel, 1991). Die gewonnenen Remanenzen werden in der Paläomagnetik genutzt, u.a. um Kontinentenbewegungen zu rekonstruieren, magnetische Datierungen durchzuführen und um gesteinsmagnetische Untersuchungen zu unterstützen.

##### **Thermoremanente Magnetisierung (TRM)**

Eine Thermoremanenz entsteht, wenn ein Gestein auf Temperaturen aufgeheizt wird, welche über der Curietemperatur liegen und anschließend im Erdmagnetfeld oder einem künstlichen Feld im Labor wieder unter die Curietemperatur abgekühlt wird. Beim Erreichen dieser mineralspezifischen Temperatur regeln sich die magnetischen Momente nach dem äußeren Magnetfeld ein und speichern auf diese Weise nicht nur die Richtung, sondern auch die Intensität des Feldes (Butler, 1992; Soffel, 1991).

Knapp unterhalb der Curietemperatur sind die magnetischen Momente jedoch noch beweglich (Néel, 1949). Das enge Temperaturintervall unterhalb der Curietemperatur, in dem die Bewegung der magnetischen Momente blockiert, wird als Blockungstemperatur  $T_b$  bezeichnet und ist mineralspezifisch (Morris, 2003; Soffel, 1991).

Die Thermoremanenz erweist sich im Vergleich zu anderen Remanenzen sowohl bei der thermischen, als auch bei der Wechselfeldentmagnetisierung als äußerst resistent.

##### **Partielle thermoremanente Magnetisierung (PTRM)**

Ein Gestein erhält eine partielle Thermoremanenz, wenn es nicht ganz bis zur Curie-Temperatur erhitzt wird und wieder abkühlt. Nur jene ferro(i)magnetischen Erzkörner, deren Blockungstemperatur bereits überschritten ist erhalten diese Remanenz (Butler, 1992; Soffel, 1991). Die Summe aller partiellen thermoremanenten Magnetisierungen ergibt die Thermoremanenz (Thellier, 1937).

##### **Chemische Remanenz (CRM)**

Eine chemische Remanenz bildet sich aus, wenn Minerale unter Einfluss eines äußeren Feldes auskristallisieren. Dies geschieht u.a. bei der Verwitterung von Gesteinen oder auch bei Metamorphosevorgängen. Die Unterscheidung einer chemischen von einer thermischen Remanenz ist aufgrund der ähnlichen Eigenschaften (große Koerzitivkräfte und Blockungstemperaturen) schwierig (Butler, 1992; Soffel, 1991).

**Sedimentationsremanenz (DRM)**

Sedimentieren ferro(i)magnetische Teilchen in ruhiger Umgebung, so erhalten sie eine Remanenz, welche ungefähr das äußere Feld widerspiegelt. Der Inklinationsfehler durch die Kompaktion ist stets zu beachten (Butler, 1992; Soffel, 1991).

**Postsedimentationsremanenz (PDDRM)**

Kleine Teilchen im Porenraum von Sedimenten können durch thermische Prozesse und Wasserzirkulation auch nach der Ablagerung noch in Bewegung gehalten werden und blockieren erst während der Diagenese (Butler, 1992; Soffel, 1991).

**Viskose Remanenz (VRM)**

Gesteinsproben, welche längere Zeit einem äußeren Magnetfeld ausgesetzt sind, erhalten eine remanente Magnetisierung parallel zum äußeren Magnetfeld. Eine viskose Remanenz ist bei allen Gesteinen mehr oder weniger stark ausgebildet. Sie kann mit thermischer oder Wechselfeldentmagnetisierung sehr einfach entfernt werden (Butler, 1992; Soffel, 1991).

**Isothermale Remanenz (IRM)**

In einem stärkeren externen Feld können Proben sehr rasch eine sogenannte isothermale Remanenz ausbilden, welche parallel aber nur annähernd proportional zum äußeren Feld ist. Im Labor werden IRM-Erwerbskurven zur Identifikation von Mineralen verwendet. Eine natürliche isothermale Remanenz kann durch Blitzschlag entstehen (Butler, 1992; Soffel, 1991).

**Drilling Induced Remanent Magnetization (DIRM)**

Bohrkerne weisen oft im äußeren Bereich eine starke Magnetisierung mit einer höheren Inklination als innen auf. Ein Grund könnte der Bohrkopf aus Eisen sein bzw. die mechanischen Spannungen während des Bohrens (Butler, 1992; Soffel, 1991).

Des Weiteren kann zwischen **Charakteristischer Remanenz (ChRM)**, **Gyroremanenz (GRM)**, **Anhysteretischer Remanenz (ARM)** und **Piezoremanenz (PRM)** unterschieden werden. Da diese Remanenzen für diese Arbeit jedoch nicht relevant sind, wird nicht näher auf sie eingegangen.

### 6.1.5. Analyse der magnetischen Information von Gesteinen

Um das Remanenzverhalten eines Gesteins zu analysieren, werden Gesteinsproben stufenweise entmagnetisiert d.h. der Aufprägungsvorgang von hinten aufgerollt. Neben Wechselfeld-, thermischer- und chemischer Entmagnetisierung wird auch die Stoßwellentmagnetisierung angewendet.

#### **Wechselfeldentmagnetisierung (AF)**

Bei der Wechselfeldentmagnetisierung kann die Remanenz der Gesteinsprobe schrittweise abgebaut werden, indem die Probe einem Wechselfeld mit bekannter Intensität und steigender Amplitude ausgesetzt wird. Dabei subtrahiert sich das äußere Wechselfeld vom Anisotropiefeld  $H_C$  im Erzkorn (Collinson, 1985; Soffel, 1991).

Der Wert, bei dem die Hälfte der Remanenz entmagnetisiert ist, wird MDF (Medium Destructive Field) - Wert genannt. Er entspricht der Remanenzkoerzitivkraft  $H_{Cr}$ . Da die Koerzitivkraft von jedem Mineral unterschiedlich ist, kann der MDF-Wert zur Mineralbestimmung herangezogen werden.

#### **Thermische Entmagnetisierung (TH)**

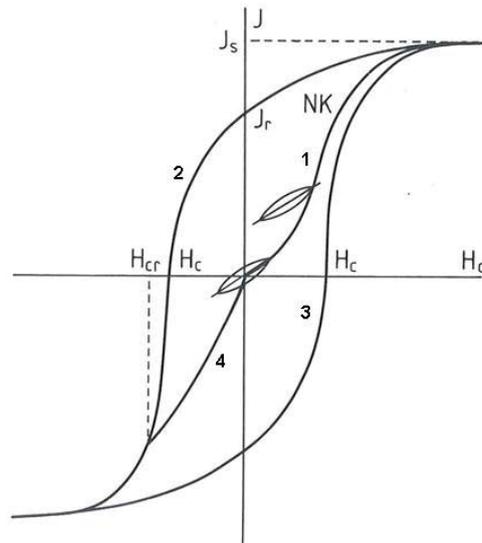
Beim Erhitzen von Gestein beginnen Teilbereiche von Erzkörnern zu entblocken und die darin gespeicherte Remanenz verschwindet. Durch schrittweises Heizen kann somit die gesamte Remanenz eines Gesteins ausgelöscht und die einzelnen Remanenztypen herausgefiltert werden (Collinson, 1983; Soffel, 1991).

#### **Hystereseschleife – IRM-Erwerbskurve**

Eine Hystereseschleife beschreibt das Magnetisierungsverhalten eines Gesteins oder Minerals unter dem Einfluss eines äußeren Feldes, welches schrittweise bis zur Sättigung des Gesteins auf- und anschließend auch wieder abgebaut wird. Wird eine unmagnetisierte Probe zunächst kleinen Feldern ausgesetzt, so steigt die Magnetisierung  $J$  proportional zum externen Feld (Abb. 28). Die Kurve ist reversibel, wenn das äußere Feld zu diesem Zeitpunkt entfernt wird (McElhinny et al., 2000). Bei hohen Feldstärken flacht die Kurve allmählich ab und die Sättigungsmagnetisierung  $J_s$  des Gesteins ist erreicht [1].

Bei einer schrittweisen Verringerung des äußeren Feldes, ausgehend vom Sättigungszustand, wird keine reversible Kurve erzeugt [2]. Ist das äußere Feld wieder auf Null reduziert, verbleibt eine Restmagnetisierung (=Remanenz  $J_r$ ). Um die Magnetisierung wieder abzubauen ist ein zum ursprünglichen Feld antiparalleles Gegenfeld notwendig, welches als Koerzitivfeldstärke oder Koerzitivkraft  $H_c$  bezeichnet wird und mineralspezifisch ist. Wird die Stärke des Koerzitivfeldes weiter gesteigert und wieder schrittweise abgebaut, so wird eine Remanenz in Gegenrichtung produziert [3]. Um die remanente Magnetisierung  $J_r$  gänzlich zu entfernen, ist eine bestimmte Feldstärke, die sogenannte Remanenzkoerzitivkraft  $H_{Cr}$  notwendig [4] (Soffel, 1991).

Das Sättigungsverhalten ist für jedes Mineral unterschiedlich und kann deshalb zur Mineralidentifikation verwendet werden. Die Grundlage für diese Verfahren bilden die unterschiedlichen Koerzitivkräfte von Mineralen (siehe Tab. 4).



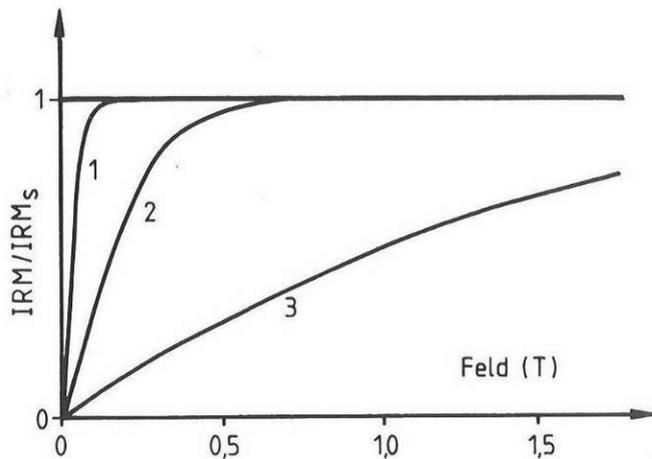
**Abb. 28:** Hystereseschleife und Definition ausgewählter magnetischer Kenngrößen: NK = Neukurve,  $J$  = Magnetisierung,  $H_a$  = äußeres Magnetfeld;  $J_s$  = Sättigungsmagnetisierung;  $J_r$  = remanente Magnetisierung;  $H_c$  = Koerzitivkraft oder Koerzitivfeldstärke;  $H_{cr}$  = Remanenzkoerzitivkraft (verändert nach Soffel, 1991).

Mineral	$H_c$ [T]
Magnetit	0,3
Titanomagnetit (TM30)	0,2
Titanomagnetit (TM60)	0,1
Maghemit	0,3
Hämatit	1,5 - 5
Pyrrhotin	0,5 - 1
Goethit	5

**Tab. 4:** Maximale Koerzitivkraft ( $H_c$ ) natürlicher Ferrite (verändert nach Soffel, 1991 und McElhinny et al., 2000).

IRM-Erwerbskurven werden erstellt, um die Entstehung einer isothermalen remanenten Magnetisierung in einem äußeren Feld in Abhängigkeit von dessen Stärke zu untersuchen (Dunlop, 1972). Eine abmagnetisierte Probe wird dabei einem äußeren Magnetfeld schrittweise bis zur Sättigung ausgesetzt (siehe Teil 1 der Hystereseschleife). Das Feld, bei dem die Hälfte der SIRM erreicht ist, ist charakteristisch für bestimmte Mineralphasen (McElhinny et al., 2000). Magnetit, Titanomagnetit, Maghemit und Magnetkies zeigen ähnliche IRM-Erwerbskurven (siehe Abb. 29). Eine Sättigung erfolgt schon bei Feldern mit einer Intensität von 100 bis 200 mT. Mit steigendem Titangehalt sinken die maximalen Koerzitivkräfte und eine Sättigung wird häufig schon unter 100 mT erreicht. Hämatit und Goethit zeichnen sich durch eine äußerst hohe Koerzitivkraft aus und sind meist auch bei äußerst hohen Feldern im Bereich von einigen Tesla noch nicht gesättigt (Soffel, 1991).

Um die remanente Koerzitivkraft  $H_{cr}$  zu bestimmen, wird eine gesättigte Probe einem antiparallelen Feld ausgesetzt, dessen Feldstärke schrittweise erhöht wird. Die remanente Koerzitivkraft  $H_{cr}$  ist erreicht, wenn die zuvor umgekehrt aufgeprägte Magnetisierung wieder abmagnetisiert ist (Collinson, 1983; McElhinny et al., 2000).



**Abb. 29:** Die IRM-Erwerbskurven für ausgewählte Minerale: 1 = Magnetit, Titanomagnetit, Maghemit, Magnetkies, 2 = Hämatit, 3 = Goethit (Soffel, 1991).

#### 6.1.6. Magnetische Eigenschaften von Vulkaniten

Extrusiva besitzen im Vergleich zu anderen Gesteinen die höchsten Gehalte an Eisenoxiden und -sulfiden wie Magnetit, Titanomagnetit, Hämo-Ilmenit, Hämatit und teilweise auch Magnetkies. Je basischer ein Gestein, desto höher sind Suszeptibilität und Remanenz. Die Temperatur der Schmelzen beträgt zwischen 700 bis 1200 °C, sodass die Gesteine eine TRM bei der Abkühlung erhalten. Die primäre TRM ist meist durch eine mehr oder weniger starke VRM überprägt. Die Richtung kann aufgrund von postvulkanischen Setzungen und tektonischen Bewegungen variieren.

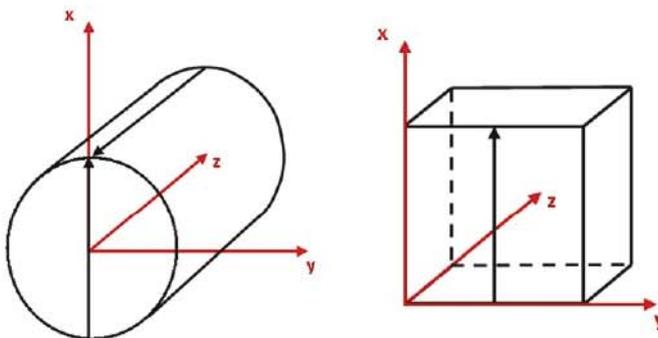
Intrusiva besitzen geringere Anteile an ferro(i)magnetischen Mineralen. Gabbros haben im Vergleich zu Basalten aufgrund der Differentiationsprozesse keine Titanomagnetite, sondern meist Magnetit und Ilmenit. Intrusionen benötigen sehr lange um sich ihrer Umgebungstemperatur anzugleichen (mehrere  $10^5$  bis  $10^6$  Jahre). Somit zeichnet die TRM eines Intrusivgesteines langperiodische Variationen des Erdmagnetfeldes (Säkkularvariationen) auf. Lediglich am Kontakt zum Nebengestein kühlen Intrusionen schneller ab. Die Abkühlungsgeschichte von Intrusivgesteinen ist meist sehr kompliziert, da sich Intrusionen auch gegenseitig beeinflussen können. Somit wird die primäre TRM, deren Zeitpunkt aufgrund der langsamen Abkühlung nicht genau feststellbar ist, meist noch von PTRMs überprägt. Die langsame Abkühlung fördert außerdem den Aufbau einer ausgeprägten VRM.

Die Mineralogie von Ganggesteinen ist ähnlich wie jene der zuvor beschriebenen Magmatite. Magnetit und Hämatit sind die häufigsten ferro(i)magnetischen Mineralphasen. Durch die raschere Abkühlung als bei Intrusiva umfasst die TRM kürzere Zeiträume. Die Aufheizung des Nebengesteins erzeugt eine PTRM, welche ebenfalls für paläomagnetische Untersuchungen verwendet werden kann (Soffel, 1991).

## 6.2. Methodik

### 6.2.1. Probennahme

Die Probennahme für die paläomagnetische Analyse erfolgte in den Jahren 2012 und 2013. Mit einer wassergekühlten Handbohrmaschine konnten Zylinderproben gewonnen werden, welche nach paläomagnetischen Standardverfahren orientiert wurden. Die Bohrkern wurden anschließend im Gesteinslabor des Lehrstuhls für Angewandte Geophysik auf ca. 2,2 cm zugeschnitten, sodass sie ein Standardvolumen von ungefähr  $10 \text{ cm}^3$  aufweisen. Sedimentproben wurden mittels Würfelformen aus Plastik entnommen und mit einem Clar-Kompass orientiert. Die genaue Orientierung der Proben ist in Abbildung 30 dargestellt.



**Abb. 30:** Orientierung der Zylinder- und Würfelproben nach dem britischen System, wobei die z-Achse der Bohrrichtung entspricht.

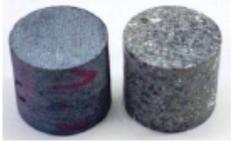
Insgesamt konnten im Zuge der Diplomarbeit 15 verschiedene Stellen im Basaltsteinbruch der Asamer Kies- und Betonwerke GmbH und in der näheren Umgebung beprobt werden (Abbildung 31). Bei den Proben aus dem Steinbruch handelt es sich um äußerst dichten Nephelinbasanit mit nur wenigen Einschlüssen und „Sonnenbrenner“-Basalt. Der „Sonnenbrenner“-Basalt neigt zu starker Verwitterung, wodurch die Bohrarbeit und die Gewinnung von längeren Kernen erschwert wurden. In der Nähe der Halde konnten außerdem tonige Sedimente, welche sich im Hangenden der Basalte befinden, als Würfelproben gewonnen werden. Ein poriger, oberflächlich stark verwitterter Basalt wurde auf dem Hochwarth in der Nähe der Burg Klösch beprobt. Daneben wurden für die paläomagnetische Analyse Basaltproben von einem Lavastrom am Zaraberg verwendet und Tuffproben, welche durch ebendiesen Lavastrom verziegelt wurden. Die Tabellen 5 bis 7 geben eine Übersicht über die 15 verschiedenen Probennahmestellen und deren Eigenschaften.



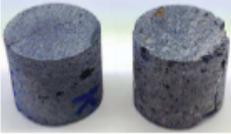
**Abb. 31:** Die genaue Lage der Probenahmestellen im Steinbruch von Klösch. Die Proben KN14 und KN15 wurden im stillgelegten Steinbruch am Zaraberg entnommen.

Probe	Lokalität	Koordinaten [UTM 33N]	Petrologische Beschreibung	Dichte [g/cm <sup>3</sup> ]*	Suszeptibilität [10 <sup>-3</sup> ]*	Aufbereitungsverhalten	
KN01	Tiefgang Nord, Etage -2	573615,6 5179962,9	Säuliger, dunkler, dichter Basalt, wenige Olivineinschlüssen	2,78	21,42	schwer	
KN02	Tiefgang Nord, Etage -2	573625,0 5179983,2	Grobsäuliger, dunkler, dichter Basalt, ähnlich wie KN01	2,76	19,10	schwer	
KN03	Tiefgang Nord, Etage -2	573640,1 5180010,7	Grobsäuliger, grauer, dichter Basalt, drusig	2,76	18,41	schwer	
KN04	Tiefgang Nord, Etage -2	573643,2 5180014,9	Feinsäuliger, analcimreicher „Sonnenbrenner“-Basalt, stark verwittert	2,41	13,63	einfach	
KN05	Etage +2	573574,0 5179808,9	Grenzbereich massiger, dunkler, Basalt, viele Mineraleinschlüsse; verschweißter, poriger Schlackenbasalt	2,09	18,08	schwer	

Tab. 5: Beschreibung der Probenahmestellen KN01 – KN05 (\*Durchschnittswerte).

Probe	Lokalität	Koordinaten [UTM 33N]	Petrologische Beschreibung	Dichte [g/cm]*	Suszeptibilität [10 <sup>-3</sup> ]*	Aufbereitungsverhalten	
KN06	Tiefgang Süd, Etage -1	573680,7 5179748,6	Massiger, dichter, dunkler Basalt, mit Foideinschlüssen	2,79	38,94	einfach	
KN07	Tiefgang Süd, Etage -1	573671,8 5179776,1	Massiger, dichter, dunkler Basalt, wenige Olivineinschlüsse	2,90	41,17	schwer	
KN08	Tiefgang Süd, Etage -1	573638,0 5179847,9	Säuliger, dunkler Basalt, drusig	2,98	16,13	sehr schwer	
KN09	Tiefgang Süd, Etage 0	573626,0 5179860,4	Plattiger, hellgrauer, analcimreicher „Sonnenbrenner“-Basalt	2,60	21,14	einfach	
KN10	An Straße westlich der Halde	573511,7 5180610,8	Rötlicher, sandiger Ton, Schichtung erkennbar	0,94	7,48	---	

Tab. 6: Beschreibung der Probenahmestellen KN06 – KN10 (\*Durchschnittswerte).

Probe	Lokalität	Koordinaten [UTM 33N]	Petrologische Beschreibung	Dichte [g/cm]*	Suszeptibilität [10 <sup>-3</sup> ]*	Aufbereitungsverhalten	
KN11	Steinbruch NE-Einfahrt	573887,2 5180358,1	Dunkler Gangbasalt, viele Poren (<0,05 mm) und Einschlüsse	2,83	23,11	einfach	
KN12	Burg Klöch	573878,5 5179757,0	Hellgrauer, stark poriger Basalt (bis cm-Größe), verwittert	2,44	22,81	einfach	
KN13	An Straße neben Betriebsgebäude	573803,0 5179785,9	Hellgrauer Basalt, schlierenartige Risse, viele Einschlüsse	2,85	24,20	einfach	
KN14	Zaraberg	572223,5 5179385,2	Rötlicher Tuff, Wechsellagerung von feinen Aschen und grobkörnigeren Schichten (≤ 1 mm)	1,85	15,43	einfach	
KN15	Zaraberg	572223,5 5179385,2	Dichter, dunkler Basalt, rötliche Färbung, mit Mineraleinschlüssen	2,73	23,69	schwer	

Tab. 7: Beschreibung der Probenahmestellen KN10 – KN15 (\*Durchschnittswerte).

### 6.2.2. Labormessungen

Alle paläomagnetischen Messungen wurden im Paläomagnetiklabor des Lehrstuhls für Angewandte Geophysik der Montanuniversität Leoben vorgenommen.

Die Messungen dienen einerseits zur Bestimmung der paläomagnetischen Richtungen und deren stratigraphischer Einordnung. Außerdem konnte eine Analyse der magnetischen Trägerminerale durchgeführt werden. Dafür wurde die natürliche remanente Magnetisierung (NRM) gemessen und ausgewählte Proben sowohl einer thermischen, als auch einer Wechselfeldentmagnetisierung unterzogen. Jeweils eine Probe pro Site wurde für eine Curiepunktmessung ausgewählt. Um das Alterationsverhalten der Proben zu analysieren, wurden Stufen-Alterationsmessungen durchgeführt. Zusätzlich wurde das Sättigungsverhalten durch IRM-Erwerbsskurven untersucht.

#### **Masse / Dichte und Suszeptibilität**

Am Beginn der Messungen wurden die Masse und die spezifische Suszeptibilität aller vorhandenen Proben bestimmt. Diese Suszeptibilitätswerte waren vor allem für die spätere magnetische Auswertung und Interpretation von Bedeutung. Für die Messungen wurden eine Laborwaage der Firma UWE (Genauigkeit:  $10^{-3}$  [g]) und ein Kappameter der Firma Geofyzika (Messbereich  $10^{-6}$  bis  $10^{-3}$ ) verwendet.

#### **Remanenz- und Richtungsanalyse**

##### *Natürliche remanente Magnetisierung (NRM)*

Die natürliche Remanenz der Gesteine wurde mit einem Kryogenmagnetometer der Firma 2G Enterprise gemessen. Der Messbereich dieses Geräts liegt zwischen  $10^{-6}$  und  $1000$  A/m. Die Messung findet in einem Behälter statt, welcher mit  $\mu$ -Metall ummantelt und durch drei elektromagnetische Spulen vom äußeren Magnetfeld abgeschirmt ist. Die magnetische Information der Probe wird in vier Intervallen in drei Raumrichtungen gemessen. Dies geschieht mit Hilfe von drei, an einen Computer angeschlossenen Model 581 DC SQUID- Systemen (Superconducting Quantum Interference Device).

##### *Thermische und Wechselfeldentmagnetisierung (AF)*

Um das Remanenzverhalten der Gesteine zu untersuchen, wurden an ausgewählten Proben sowohl eine thermische, als auch eine Wechselfeldentmagnetisierung durchgeführt.

Die Messung wurde mit dem Kryogenmagnetometer und einem angeschlossenen, linearen Degausser (ebenfalls von der Firma 2G Enterprise) durchgeführt. Die Abmagnetisierung der Probe erfolgte nacheinander in drei Raumrichtungen mit den Schritten 2, 3, 5, 7, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40, 50, 60, 70, 90, 110 und 140 mT.

Da die Koerzitivkraft einiger Minerale durch das maximal mögliche Wechselfeld nicht überwunden werden kann, wurde zusätzlich eine thermische Entmagnetisierung an ausgewählten Proben vorgenommen. Die Gesteinsproben wurden in einem MMTD1 – Magnetic Measurements Thermal

Demagnetiser schrittweise auf maximal 620°C abmagnetisiert. Von 150 bis 500°C wurde in 50°C-Schritten geheizt, ab 500°C in 20°C-Schritten. Der Ofen ist mit  $\mu$ -Metall verkleidet, um das äußere Erdmagnetfeld während des Heizens abzuschirmen und keine partielle Thermoremanenz (PTRM) zu erzeugen. Um Mineralumwandlungen zu verfolgen, wurde die Suszeptibilität nach jedem Heizschritt gemessen (Collinson, 1983).

Die Auswertung der paläomagnetischen Daten erfolgte mit der Software Remasoft 4.0 von AGICO. Das Abmagnetisierungsverhalten der einzelnen Gesteinsproben wurde analysiert, die Remanenzrichtungen als Zijderveld-Projektion ausgewertet (Zijderveld, 1967) und die Mittelwerte nach Fisher (1953) bestimmt. Des Weiteren konnten aus dem Intensitätsverlauf mineralspezifische MDF (Medium Destructive Field) - Werte bestimmt und die Entblockungstemperaturen der Minerale grob abgeschätzt werden. Diese Parameter dienen als Hilfe bei der magnetischen Trägermineralbestimmung, auf welche im nächsten Abschnitt genauer eingegangen wird.

### **Bestimmung der magnetischen Minerale**

Um die magnetischen Trägerminerale der einzelnen Gesteine zu analysieren, wurde auf eine Kombination von mehreren paläomagnetischen Verfahren zurückgegriffen. Hochtemperatur-Messungen gaben Aufschluss über die Curiepunkte der Gesteine. Da die meisten untersuchten Gesteine zu starken Umwandlungen während des Heizens neigen, wurden auch Alterationsmessungen vorgenommen. Mit IRM-Erwerbskurven wurde das mineralspezifische Sättigungsverhalten der Gesteinsproben untersucht.

#### *Hochtemperatur-Messungen*

Um den Curiepunkt einer Probe zu bestimmen wird die Suszeptibilität einer Probe in Abhängigkeit von der Temperatur gemessen. Jeweils eine Probe pro Site wurde auf 700°C aufgeheizt und anschließend auf 40°C abgekühlt. Die Bestimmung des Curiepunktes wurde auf zwei Arten durchgeführt:

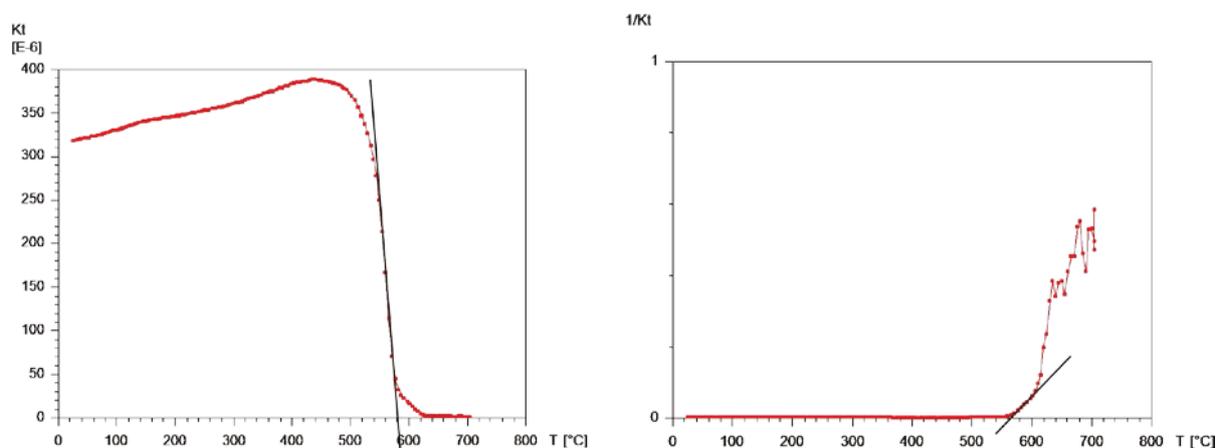
#### Tangentenverfahren (Collinson, 1983; Gromme et al., 1969; Moskovitz, 1981)

Die Suszeptibilität von ferromagnetischen Mineralen nimmt gemäß dem Curieschen Gesetz beim Heizen ab, da die Einregelung der magnetischen Momente durch die Temperaturzunahme gestört wird und geht gegen Null, sobald der Curiepunkt erreicht ist. Beim Tangentenverfahren wird die gemessene Suszeptibilität gegen die Temperatur in einem Diagramm aufgetragen. Der Curiepunkt ist durch die Abnahme der Steigung der abfallenden Suszeptibilitätskurve gekennzeichnet d.h. er ist am Übergang von der steilen zur flachen bzw. zur Nulllinie zu finden. Der Schnittpunkt der Tangenten der beiden unterschiedlich steilen Kurven ergibt den Curiepunkt (siehe Abb. 32).

### Curie-Weiss-Methode (Collinson, Hrouda et al., 2005; 1983; Moskowitz, 1981)

Um den Curiepunkt nach der Curie-Weiss-Methode zu bestimmen, wird der Kehrwert der Suszeptibilität gegen die Temperatur in einem Diagramm aufgetragen. Am Curiepunkt verlieren Minerale ihre ferromagnetischen Eigenschaften und gehen in einen paramagnetischen Zustand über. Sind die Minerale noch ferromagnetisch zeigt das Diagramm eine mehr oder weniger horizontale Gerade. Der Übergang zum Paramagnetismus ist durch einen linearen Anstieg gekennzeichnet. Somit ergibt sich in diesem Fall der Curiepunkt durch Schneiden der ferromagnetischen Gerade mit der paramagnetischen Tangente (siehe Abb. 32).

Grundsätzlich ist zu erwähnen, dass bei der Tangentenmethode der Curiepunkt in den meisten Fällen überschätzt wird (Fabian et al., 2013; Petrovsky et al., 2006). Eine Curiepunktbestimmung nach mindestens zwei Methoden ist somit immer ratsam.



**Abb. 32:** Bestimmung des Curiepunkts: links nach der Tangentenmethode, rechts nach der Curie-Weiss-Methode.

### Alterationsmessungen

Durch das Aufheizen einer Probe können Minerale im Gestein umgewandelt bzw. neu gebildet werden. Die Alteration von Gesteinen ist durch stufenweises Heizen mit einhergehender Messung der Suszeptibilität am besten festzustellen. Die verwendeten Heizstufen für die Alterationsmessung sind in Tabelle 8 aufgelistet.

Heizstufe	$T_{\text{Max}}$ [°C]	$T_{\text{Min}}$ [°C]
I	250	60
II	350	60
III	450	60
IV	550	60
V	700	40

**Tab. 8:** Verwendete Temperaturstufen bei der Alterationsmessung.

Sowohl die Hochtemperatur-, als auch die Alterationsmessungen wurden mit einer AGICO MFK1 Kappabridge durchgeführt. Als Messsoftware diente das Softwarepaket Sufyte von AGICO. Für die Auswertung wurde das Programm Cureval, ebenfalls von der Firma AGICO, verwendet.

*Isothermale Remanente Magnetisierung (IRM)*

Für die Erzeugung der IRM-Sättigungskurven wurde jeweils eine Probe pro Site ausgewählt und in einem Walker Sättigungsmagnet einem Magnetfeld mit bekannter Intensität ausgesetzt. Die Intensität des Feldes wurde schrittweise erhöht (siehe Tab. 9). Nach jedem Schritt erfolgte die Messung der Magnetisierung mit einer Förstersonde (speziell für hohe Magnetisierungen) bzw. mit dem bereits zuvor beschriebenen Kryogenmagnetometer der Firma 2G Enterprise.

Um die remanente Koerzitivkraft zu bestimmen wurde die Probe anschließend in umgekehrter Richtung in den Sättigungsmagneten eingelegt und wiederum einem schrittweise ansteigenden Magnetfeld ausgesetzt. Die remanente Koerzitivkraft ( $H_{CR}$ ) ist erreicht, wenn die zuvor umgekehrt aufgeprägte Magnetisierung wieder abmagnetisiert ist (Collinson, 1983; McElhinny und McFadden, 2000).

Zur Auswertung der gemessenen Daten wurde das Programm IRM-CLG 1.0 (Kruvier et al., 2001) herangezogen. Neben der Erstellung der IRM-Erwerbsskurven konnte damit auch eine Analyse der Mineralkomponenten durchgeführt werden. Die Grundlage für diese Verfahren bilden die unterschiedlichen Koerzitivkräfte von Mineralen. Das Feld, bei dem die Hälfte der SIRM erreicht ist, ist charakteristisch für bestimmte Mineralphasen.

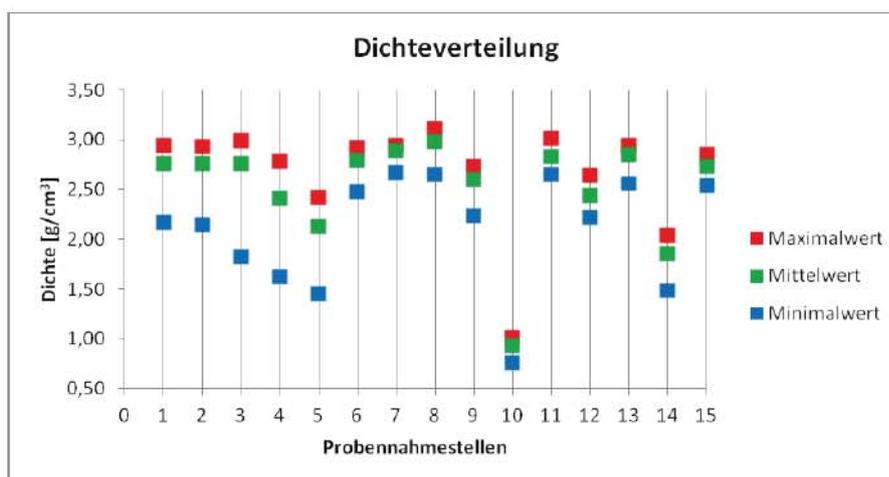
AUFMAGNETISIERUNG UND BACKFIELD	Feldintensität [mT]
	3,4
	8,5
	17
	35
	52
	70
	87
	105
	150
	200
	300
	500
	700
1000	
1450	

**Tab. 9:** Intensitätsschritte für die Erstellung der IRM-Erwerbsskurven.

## 6.3. Ergebnisse

### 6.3.1. Dichte und Suszeptibilität

Aus der Masse und dem Standardvolumen von  $10 \text{ cm}^3$  konnte die Dichte der einzelnen Gesteinsproben ermittelt werden. Diese liegt zwischen  $1,48$  und  $3,11 \text{ g/cm}^3$ . Abbildung 33 zeigt eine Verteilung der Maximal-, Minimal- und Mittelwerte für die einzelnen Probenahmestellen. Die dichtesten Basalte sind in den unteren Etagen der beiden Tiefgänge zu finden (Vgl. Tabelle 5-7). Der „Sonnenbrenner“-Basalt weist grundsätzlich eine geringere Dichte auf. Auch der Gangbasalt an der NE-Einfahrt des Steinbruchs, der Basalt vom Zaraberg und der Basalt an der Straße neben dem Betriebsgebäude zeigen eine hohe Dichte. Der letztgenannte verliert jedoch beim Heizen an Festigkeit. Konsequenterweise hat auch der Tuff (KN10) eine geringe Dichte.



**Abb. 33:** Dichte: Maximal-, Minimal-, und Mittelwerte der einzelnen Probenahmestellen.

Die Suszeptibilitätswerte liegen zwischen  $8,11$  und  $45,5 \times 10^{-6} \text{ SI}$ . Abbildung 34 zeigt eine Verteilung der Suszeptibilitätswerte. Es ist deutlich zu erkennen, dass die Suszeptibilität der Basalte stark variiert (Vgl. ebenfalls Tabelle 5-7). Die Proben von Site 6 und 7 weisen mit Abstand die höchsten Suszeptibilitäten auf und unterscheiden sich dadurch von den anderen Basalten mit ähnlicher, jedoch niedrigerer Suszeptibilität. Aufgrund dessen ist anzunehmen, dass sie einer anderen Basaltgeneration angehören. Der sogenannte „Sonnenbrenner“-Basalt zeigt grundsätzlich niedrigere Werte. Dieses Merkmal wurde auch schon im Gelände erkannt (Vgl. Kapitel 8). Bei den Tuffen konnte ein Suszeptibilitätstrend festgestellt werden. Helle, feinkörnige Tufflagen weisen eine niedrige Suszeptibilität auf; dunkle, deutlich rötliche Lagen eine höhere. Diese Tatsache hängt konsequenterweise mit dem Mineralbestand und den Mineralumwandlungen bei der Verriegelung durch einen Lavastrom zusammen. Bemerkenswert ist, dass die Tuffe eine höhere Suszeptibilität als einige Basalte zeigen, was wiederum für die geomagnetische Prospektion eine wichtige Rolle spielt.

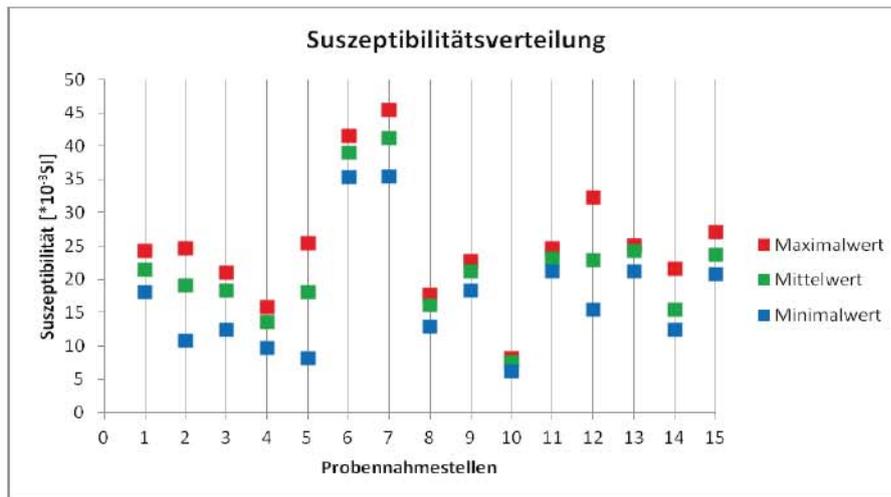


Abb. 34: Suszeptibilität: Maximal-, Minimal-, und Mittelwerte der einzelnen Probennahmestellen.

### 6.3.2. Natürliche remanente Magnetisierung (NRM)

In Abbildung 35 sind die Ergebnisse der NRM-Messungen aller Gesteinsproben dargestellt. Die Richtungen sind größtenteils willkürlich verteilt, was auf eine Überprägung mit verschiedenen Remanenzereignissen schließen lässt. Eine Tendenz zu einer südöstlichen Richtung mit flachem Einfallen ist jedoch deutlich zu erkennen (siehe blaue Markierung). Die Anfangsintensitäten der Gesteine liegen zwischen 5,090 und 0,237 A/m.

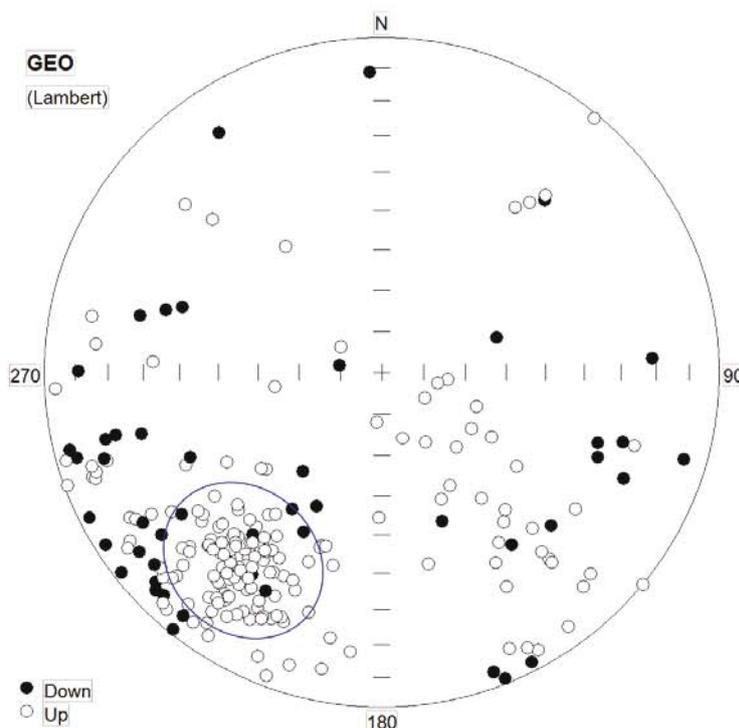


Abb. 35: Die Richtungen der natürlichen remanenten Magnetisierung aller Gesteinsproben.

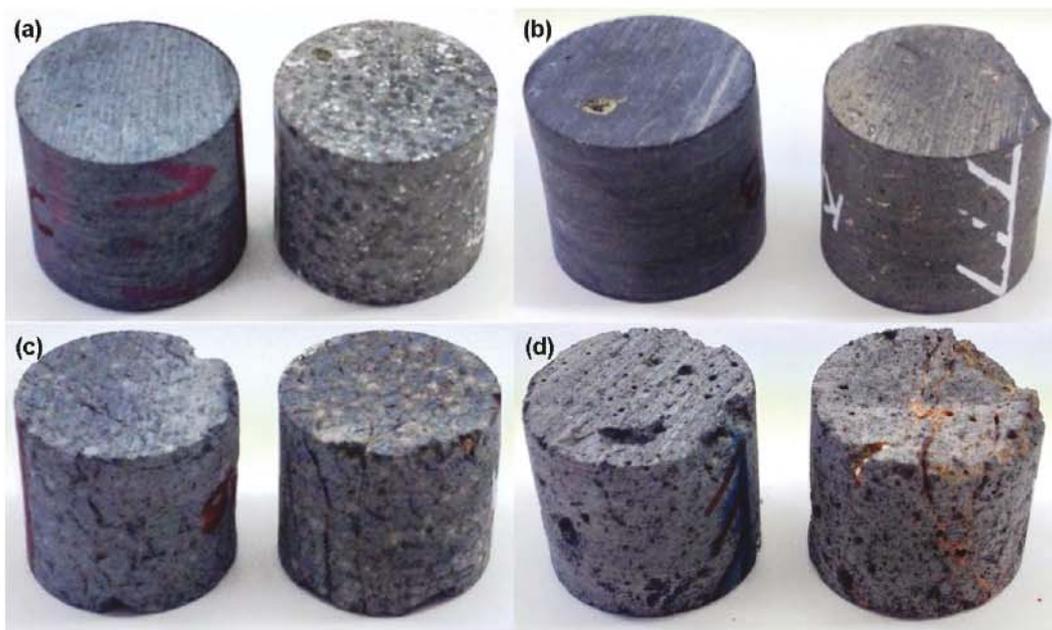
### 6.3.3. Wechselfeld-(AF) und thermische Entmagnetisierung (TH)

#### Veränderung der Gesteinseigenschaften beim Heizen

##### *Makroskopische Veränderungen*

Die Umwandlung und Alteration von Mineralen ist bei den meisten Proben bereits ab 200°C am Handstück zu beobachten (siehe Abb. 36). Die analcimreichen, hellen Punkte der Sonnenbrenner-Basalte treten beim Heizen noch deutlicher hervor. KN09 entwickelt einen braunen Saum um die Punkte, was auf die Entstehung von Eisenoxiden hinweist. Es zeigt sich, dass auch das Gestein von KN13 Sonnenbrennerpartien aufweist. Die dichten Säulenbasalte weisen nur wenige Veränderungen auf. Die Olivine färben sich aufgrund der Oxidation des Eisens braun und die Gesteine erhalten eine hellgraue Farbe, da die enthaltenen Foide ihr Wasser abgeben und eine weiße Farbe annehmen. Das Aussehen der äußerst foidreichen Probe KN06 ändert sich dadurch völlig. In den Klüften und Poren von KN12 und auch in den Klüften von anderen Proben bilden sich beim Heizen Eisenoxide. KN15 färbt sich durch die Umwandlung von Eisenmineralen violett. Der Tuff von KN14, welcher bereits verziegelt wurde, zeigt keine Veränderung beim Heizen.

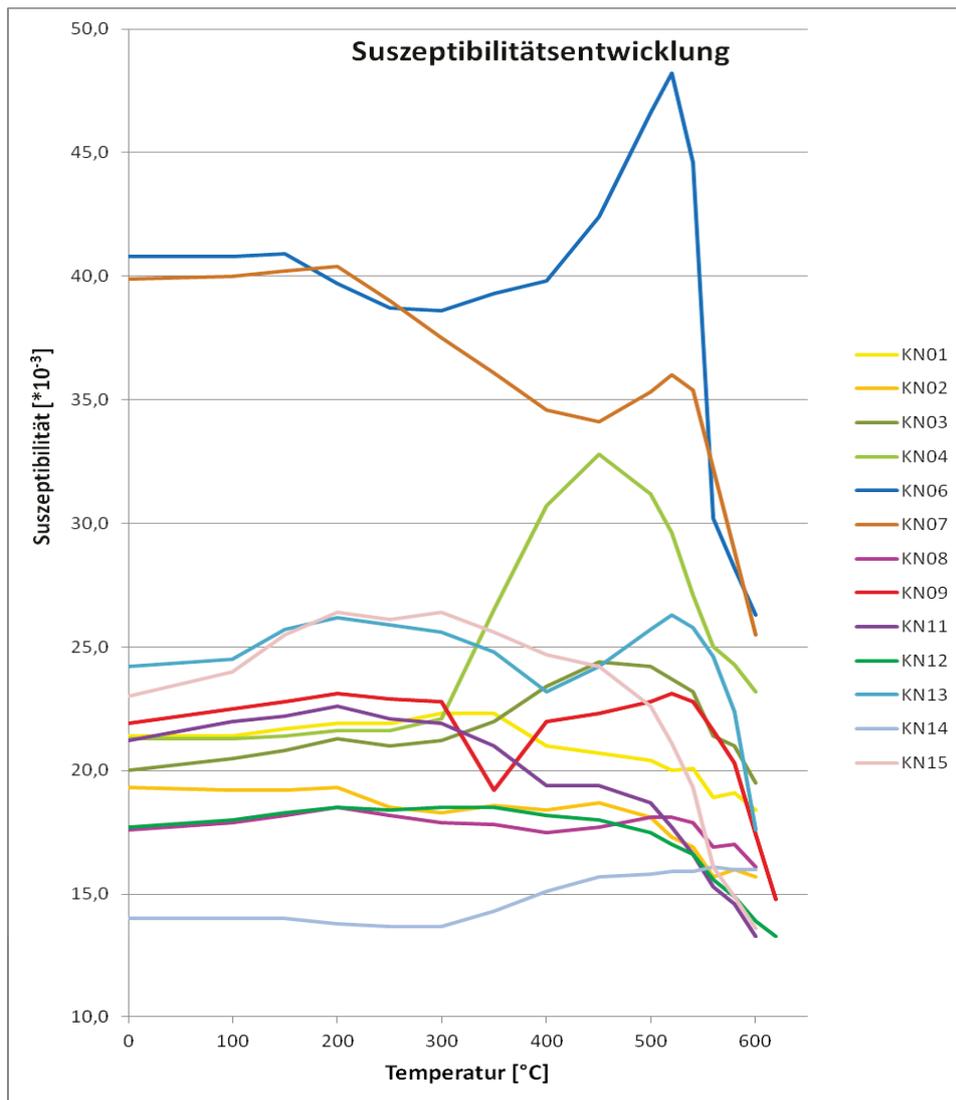
Die mineralogischen Unterschiede der Gesteine treten durch das Heizen noch deutlicher hervor. Es kann daher vermutet werden, dass es sich bei den Gesteinen um verschiedene Basaltgenerationen handelt.



**Abb. 36:** Optische Veränderung der Gesteine durch das Heizen: (a) KN06, (b) KN08, (c) KN10, (d) KN12.

### Suszeptibilität

Die Veränderung der Suszeptibilität während dem Heizen ist sehr unterschiedlich (siehe Abb. 37). Bei den meisten Proben bleibt die Suszeptibilität während dem Heizvorgang annähernd konstant und beginnt erst ab einer Temperatur von ca. 500°C langsam abzunehmen. Andere Proben zeigen einen mehr oder weniger starken Anstieg der Suszeptibilität ab ca. 300°C mit einem anschließenden Abfall. Besonders große Veränderungen sind bei den Proben KN04, KN09 und KN06 zu beobachten. Die starken Suszeptibilitätsschwankungen weisen darauf hin, dass Mineralumwandlungen stattgefunden haben, wie auch die optischen Veränderungen dieser Proben deutlich zeigen.



**Abb. 37:** Entwicklung der Suszeptibilität der Serie TH1 während dem Heizen.

### Masse

Die Abnahme der Masse während dem Heizen ist vernachlässigbar klein, mit Werten von bis zu einem Gramm (3 - 5 %).

## Remanenzverhalten

Die Ergebnisse der thermischen Entmagnetisierung fallen sehr unterschiedlich aus. Zwei grundsätzliche Trends lassen sich dennoch unterscheiden: die Intensität von einem Teil der Proben bleibt bei niedrigen Temperaturen zunächst konstant bzw. steigt leicht an, der Abfall setzt zwischen 300°C und 400°C ein, wobei sich die Rate zunehmend vergrößert. Bei einer zweiten Gruppe von Proben beginnt der Zusammenbruch der Remanenz schon ab 100°C. KN03 und KN08 zeigen einen deutlichen Anstieg mit einem nachfolgenden abrupten Intensitätsabfall bei ca. 400°C. Dies kann an der Bildung von neuen Mineralen während des Heizvorganges liegen. Das Remanenzverhalten von ausgewählten Proben ist in Abbildung 38 dargestellt.

Aus den thermischen Ergebnissen von einigen Proben konnten keine Richtungen bestimmt werden. Dazu gehören die Proben von KN06, KN09, KN11 und KN13. Alle Proben zeigen einen äußerst unruhigen Intensitätsverlauf und stark variierende Richtungen. Der Grund dafür sind starke Mineralalterationen während dem Heizen, welche auch makroskopisch erkennbar sind.

Das Verhalten der Gesteinsproben im Wechselfeld ist bis auf wenige Ausnahmen sehr ähnlich. Die Abmagnetisierung verläuft gleichmäßig und liefert konstante Ergebnisse. Die Intensität steigt bei den ersten Schritten leicht an und geht in einen abrupten Abfall über. Die MDF (Medium Destructive Field) -Werte sind äußerst gering und lassen auf niedrigkoerzitive Minerale schließen (siehe Tab. 10).

Site	MDF [mT]	Site	MDF [mT]
KN01	25	KN09	40-50
KN02	20	KN10	30
KN03	30-50	KN11	10-20
KN04	35	KN12	20-30
KN05	15-20	KN13	10-20
KN06	3-5	KN14	20
KN07	60	KN15	30-60
KN08	>140		

**Tab. 10:** MDF (Medium Destructive Field) – Werte aller 15 untersuchten Proben. Es handelt sich hierbei um Werte aus den Wechselfelduntersuchungen.

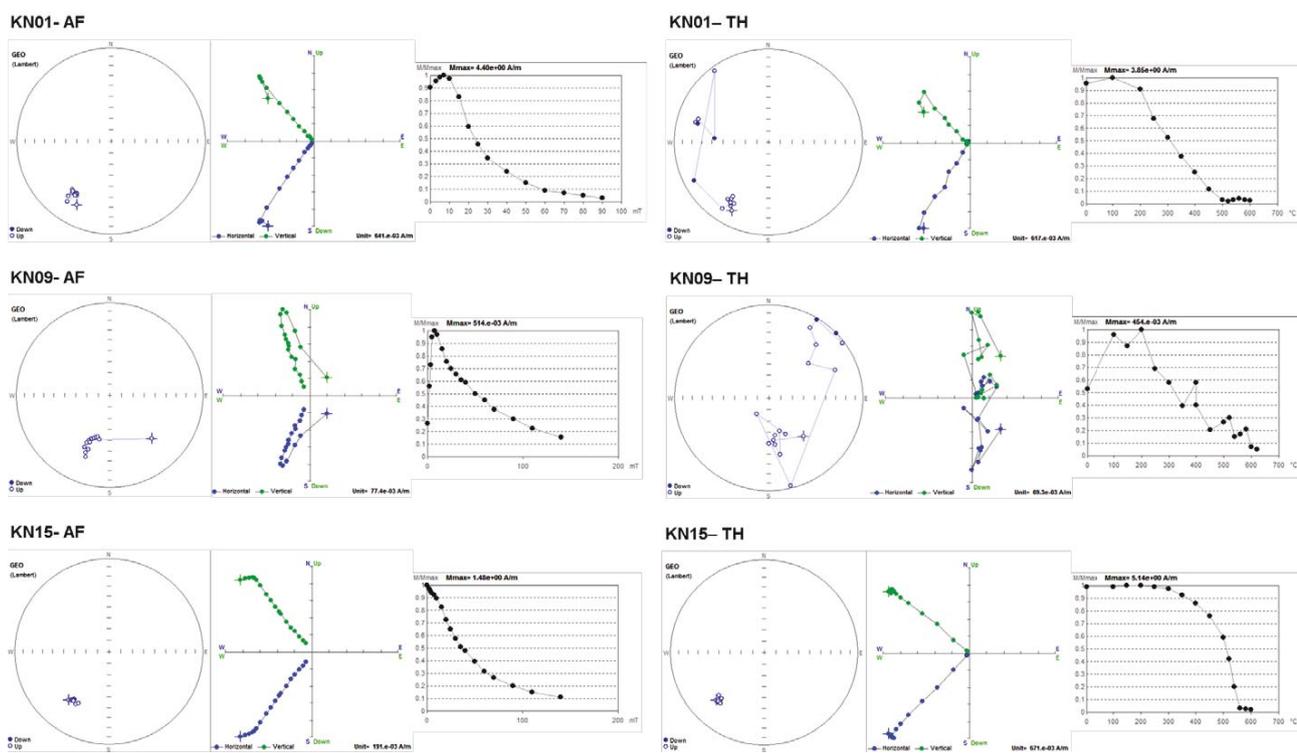
KN06 bildet eine Ausnahme: Der anfängliche Intensitätsabfall auf unter 50% mit einem nachfolgenden leichten Anstieg und die Entwicklung im Zijderveld-Diagramm legen eine starke Überprägung nahe. Möglicherweise durch die chemische Veränderung des Gesteins.

Die Intensität vor und nach der Wechselfeldmagnetisierung von KN09 ist genau dieselbe. Da es sich bei dieser Probe um einen Sonnenbrennerbasalt handelt, könnte die starke Überprägung von der hydrothermalen Entstehung stammen.

KN08 lässt sich mit Hilfe des Wechselfeldes nicht unter 50% der Intensität abmagnetisieren, was ein Indiz für eine hochkoerzitive Phase darstellt. Bei einigen anderen Proben (z.B. KN15) erfolgt der Intensitätsabfall schleppend und das Gestein ist nach der Wechselfeldbehandlung noch nicht unter 10% der Anfangsintensität abmagnetisiert. Es ist daher anzunehmen, dass die Gesteine einen, wenn auch geringen Anteil an einer hochkoerzitiven Phase besitzen.

Beinahe alle Gesteine zeigen eine mehr oder weniger deutliche Überprägung, welche jedoch vor allem bei den Wechselfeldergebnissen zu erkennen und zu analysieren ist. Dadurch liegt die Vermutung nahe, dass es sich um eine eher schwache Remanenzkomponente handelt.

Die konstantesten Ergebnisse liefern die Gesteine im Hangenden (u.a. KN12, KN14, KN15). Als Grund dafür kann die exponierte Lage und die damit verbundene geringe Beeinflussung durch nachfolgende Intrusionen und hydrothermalen Veränderung angegeben werden.



**Abb. 38:** Das Abmagnetisierungsverhalten der Proben KN01, KN09 und KN15 im Wechselfeld und bei der thermischen Behandlung: Darstellung der gemessenen Richtungen im Wulffschen Netz, Zijdervelddiagramm und der Intensitätsverlauf während der Abmagnetisierung.

### Richtungsinterpretation

Sowohl thermische, als auch im Wechselfeld entmagnetisierte Proben wurden zur Richtungsinterpretation herangezogen. Allerdings führten zu starke Mineralalterationen beim Heizen zu einem Ausfall von einigen Proben. Die mit Wechselfeld behandelten Proben konnten alle verwendet werden (siehe Tab. 11).

Site	TH	AF
KN01	4/4	2/2
KN02	2/4	5/5
KN03	4/4	2/2
KN04	3/4	2/2
KN05	4/4	3/3
KN06	0/4	6/6
KN07	3/4	5/5
KN08	4/4	2/2
KN09	3/3	3/3
KN10	-	6/6
KN11	0/4	5/5
KN12	4/4	2/2
KN13	0/4	5/5
KN14	6/6	2/2
KN15	4/4	2/2

**Tab. 11:** Statistik zur Wechselfeld- und thermischer Entmagnetisierung: Die Zahlen geben an, wie viele Proben insgesamt bearbeitet wurden und wie viele Proben davon für die Richtungsauswertung verwendet werden konnten.

Die paläomagnetisch untersuchten Gesteine von Klöch zeigen allesamt ähnliche Hauptrichtungen. Die stereographische Projektion der Remanenzrichtungen und deren Mittelwerte pro Site im Wulffschen Netz sind aus Abbildung 40 ersichtlich. Tabelle 12 gibt eine Übersicht der ermittelten Deklinations- und Inklinationswerte.

Die Richtung der Säulenbasalte in Etage -2 ist mit ungefähr 215°/-30° konstant. Die Inklination des angrenzenden Sonnenbrennerbasalts ist dieselbe, wobei sich die Deklination um ca. 10° unterscheidet. Zu beachten ist, dass der statistische Fehler durch eine starke Variation der Daten relativ groß ist. Eine Veränderung der Richtung durch die hydrothermale Entstehung der Sonnenbrennerbasalte kann angenommen werden.

KN05 zeigt eine noch geringere Deklination von < 200° und eine steile Inklination von ~40°. Die Ergebnisse von KN05 variieren stark, was sich durch die Inhomogenität des Gesteins und der Lage an der Grenze zwischen Basaltschlot und Schlackenbasalten erklären lässt. Da es sich bei Site KN05 um einen Basaltschlot handelt, der über den gesamten Etagenbereich verfolgbar ist, müsste er mit Gesteinen im Tiefgang Süd in Etage -1 korrelierbar sein. Dies ist jedoch aus paläomagnetischer Sicht nicht der Fall.

Die Richtungen der Hartbasalte im Tiefgang Süd in Etage -1 sind annähernd konstant. Aufgrund von unterschiedlich petrologischen Merkmalen, kann es sich jedoch nicht um ein und dieselbe Basaltgeneration handeln. Eine, im Vergleich zu den anderen untersuchten Gesteinen, völlig andere mittlere Richtung zeigt KN09, ein typischer Sonnenbrennerbasalt. Die Inklination erweist sich als steiler, mit Einzelwerten von über  $50^\circ$  und die Deklination geringer mit Minimalwerten von  $170^\circ$ . Die Untersuchung des einzigen beprobten Sediments ergab eine Deklination von  $212^\circ$ . Lediglich die Inklination ist mit konstanten Werten um die  $40^\circ$  sehr steil. Bei der angewendeten Probenahmetechnik muss jedoch von einem größeren Fehler als bei den Kernproben ausgegangen werden. Der Basalt KN11 von der Steinbruchnordosteingahrt zeigt die geringste Inklination von allen Proben. Die Richtungen von KN12 lassen sich mit jener der überlagernden Sedimente korrelieren. Da beide Gesteine eine hangende Position einnehmen, erscheint die Übereinstimmung plausibel. Die Inklinationswerte von KN13 fallen vergleichsweise hoch aus. Die Richtungen variieren stark und das Gestein ist von Sonnenbrennerbereichen durchsetzt. Der Tuff und der hangende Basalt am Zaraberg sollten dieselbe Richtung zeigen. Die Deklinationswerte unterscheiden sich jedoch um ca.  $10^\circ$  und auch die Inklination ist beim Tuff viel geringer. Die Unterschiede könnten das Ergebnis der Kompaktion und Deformation des lockeren Tuffmaterials durch die überlagernden Gesteine sein. Eine Veränderung der Tuffrichtungen in Abhängigkeit zur Entfernung des Basaltes ist nicht feststellbar. Die Richtungen werden allerdings mit zunehmendem Abstand konstanter. Die Richtungen, welche aus den Proben KN12 und KN15 gewonnen werden konnten, besitzen die geringsten statistischen Fehler. Dies kann durch die hangende Position der Basalte erklärt werden und die somit geringe Beeinflussung durch angrenzende Basaltkörper.

Bei den gewonnenen Richtungen handelt es sich ausschließlich um inverse Richtungen. Umpolungen, welche häufig in der Literatur in den basischen Vulkaniten des Pliozäns (u.a. Tollmann, 1985) beschrieben werden, konnten in Klöch nicht nachgewiesen werden.

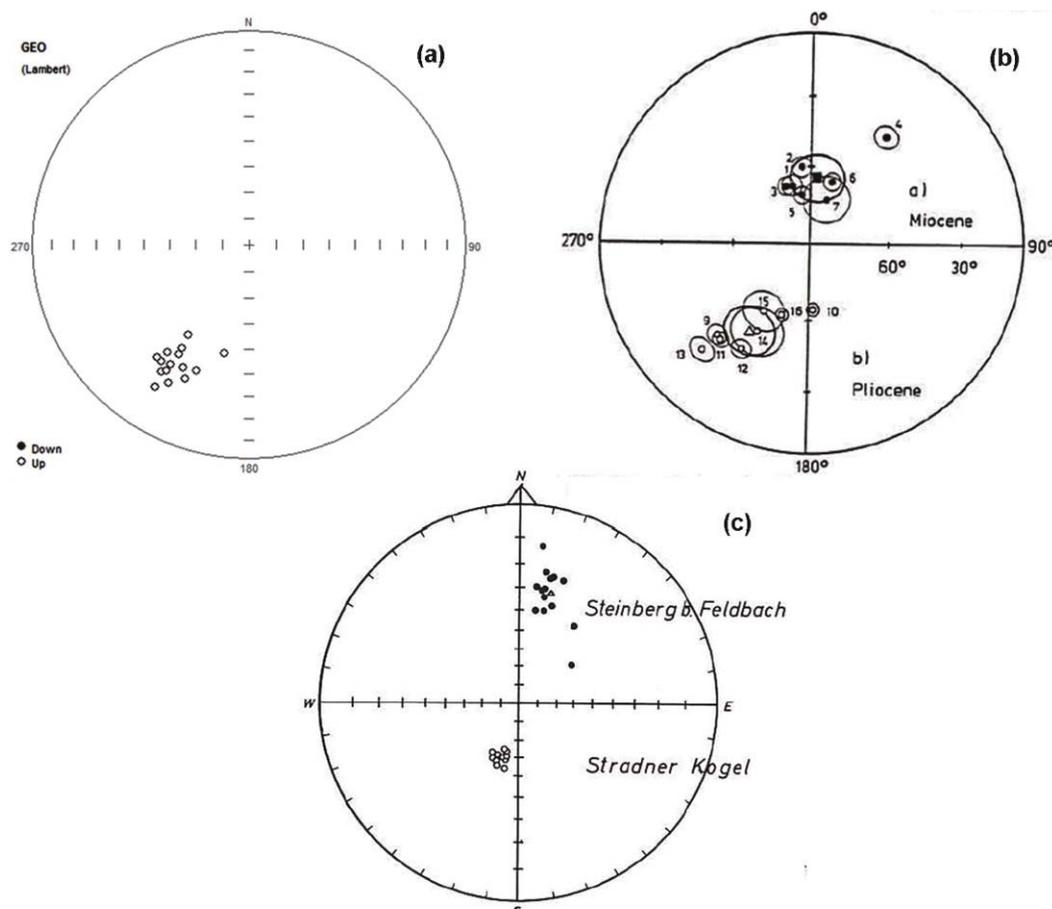
Die oben angeführten Ergebnisse zeigen, dass eine klare Unterscheidung von Basaltgenerationen mit dem Verfahren der Paläomagnetik an den untersuchten Basalten von Klöch nicht möglich ist. Die Gesteine weisen zwar leichte Richtungsvariationen auf, vor allem bei der Inklination, doch sind diese nicht aussagekräftig genug, um Basalte zu korrelieren. Da alle Schichten von den tiefliegenden Säulenbasalten bis hin zu den überlagernden Sedimenten ähnliche Richtungen aufweisen, kann auch keine Aussage über den Zeitraum des aktiven Vulkanismus gemacht werden bzw. wie viel Zeit tatsächlich in den Schichten steckt.

Die durchgehend ähnlichen Richtungen vom Liegenden (Basalt) bis ins Hangende (Sediment) sind untypisch für eine solch mächtige Gesteinsabfolge. Eine mögliche Ursache wäre, dass die Gesteine in extrem kurzer Zeit abgelagert wurden, sodass die Magnetfeldvariation nur gering war. Dagegen spricht jedoch, dass Vulkanismusphasen meist über längere Zeiträume andauern und sich das Magnetfeld aufgrund der Säkularvariation vergleichsweise rasch ändert. Die Gesteine könnten auch durch nachfolgende Intrusionen beeinflusst worden sein. Magnetische Informationen in den älteren Gesteinen werden dabei gelöscht bzw. überprägt. Da auch der Basalt am Zaraberg dieselbe magnetische Information trägt, müsste es sich dabei um ein großes Überprägungsereignis am Ende

der Vulkanismusperiode handeln. Die Beeinflussung der Basaltintrusionen untereinander erscheint bei einer Betrachtung der Temperaturgradienten um eine Intrusion und des Mineralbestandes der Gesteine mit Titanomagnetit als Hauptträgermineral (Vgl. Abschnitt 6.3.4) plausibel.

Die Richtungen, welche aus den niedrigkoerzitiven Daten gewonnen wurden, variieren stärker. An den meisten Proben lässt sich eine Überprägung erkennen, welche der hochkoerzitiven Hauptrichtung entspricht. Der Grund dafür könnte die Beeinflussung durch die nachfolgenden Intrusionen im selben Zeitraum sein. Einige Proben, wie KN09, KN12 und KN15, zeigen eine deutliche Überprägung mit einem Erdmagnetfeld, welches dem heutigen entspricht. Dabei handelt es sich um eine viskose Komponente. Zu bemerken ist, dass die niedrigkoerzitiven Richtungen ausschließlich aus der Wechselfeldentmagnetisierung gewonnen werden.

Pohl und Soffel führten im Jahre 1982 paläomagnetische Untersuchungen, sowohl an miozänen, als auch an pliozänen Vulkaniten durch. Die Ergebnisse der pliozänen Gesteine von verschiedenen Probenahmestellen im südoststeirischen Becken mit einer mittleren Richtung von  $213^{\circ}/-48^{\circ}$ , decken sich beinahe exakt mit den paläomagnetischen Ergebnissen dieser Diplomarbeit (siehe Abb. 39). Die Ergebnisse von Gesteinen des Stradner Kogels von Mauritsch aus dem Jahr 1972 sind mit einer durchschnittlichen Richtung von  $\sim 190^{\circ}/\sim -70^{\circ}$  steiler und weisen eine geringere Deklination auf.



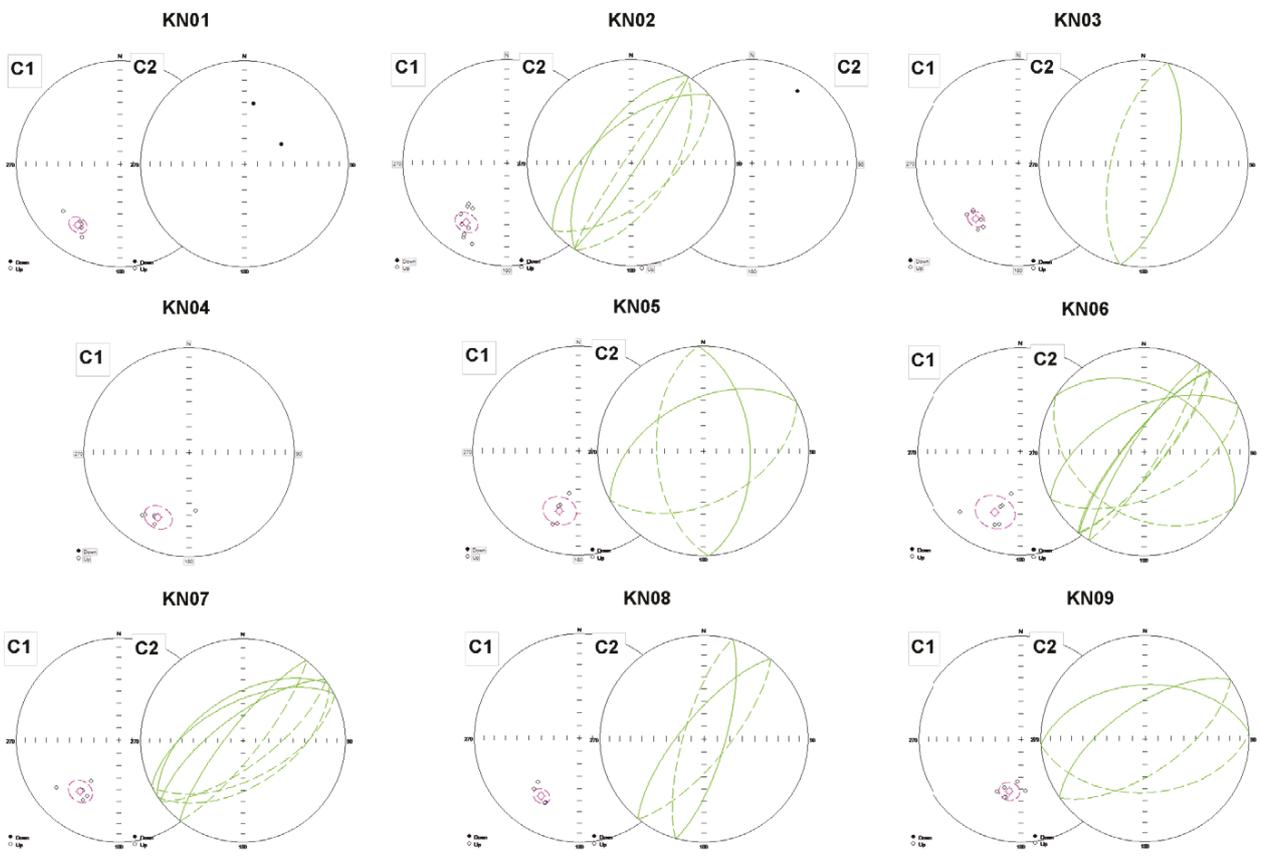
**Abb. 39:** Vergleich der ermittelten Richtungen von Klöch (a) mit den pliozänen Daten von Pohl und Soffel, 1982 (b) und jenen von Mauritsch, 1972 (c).

Ein Vergleich der gemessenen Richtungen für die Vulkanite im Pliozän mit der scheinbaren Polwanderkurve ergibt jedoch keine Übereinstimmung. Der Grund dafür ist mit Sicherheit die geringe Auflösung von 5 Mio. Jahren. Die miozänen Richtungen von Pohl und Soffel (1982) mit mittleren Deklinationswerten von  $\sim 5^\circ$  und einer Inklination von  $\sim 64^\circ$  stimmen beinahe mit den Paläorichtungen für vor rund 20 Mio. Jahren überein.

Auch im Vergleich mit anderen ermittelten Paläorichtungen (u.a. von Irving, 1977) lassen sich die Daten von Klöch nicht einordnen und weichen sehr stark von den neogenen Pollagen Mitteleuropas ab (Pohl und Soffel, 1982). Eine tektonische Verstellung wäre eine Erklärung dafür. Blockrotationen im steirischen Becken werden zwar in der Literatur erwähnt (u.a. Gross et al., 2007; Sachsenhofer, 1997) und sind durch geologische Aufschlüsse bewiesen. Dagegen spricht jedoch, dass sowohl die pliozänen, als auch die miozänen Richtungen an verschiedenen Orten ähnlich sind. Das gesamte steirische Becken müsste somit als Block rotiert sein. Eine weitere Möglichkeit für die starke Abweichung der pliozänen Richtungen wäre die Ablagerung der Vulkanite während einer magnetischen Umpolung. K/Ar-Datierungen von Balogh et al. (1994) ergaben für die Klöcher Basalte ein Alter von 2,6 Mio. Jahren. Der Fehler von  $\pm 1,2$  Mio. Jahren ist jedoch ausgesprochen hoch. Dieser Fehler lässt keine genaue Einordnung der inversen Vulkanite von Klöch in die magnetostratigraphische Abfolge (Hong et al., 2013) zu. Die magnetischen Perioden Gilbert, Gauss und Matuyama liegen innerhalb der Fehlergrenzen. Das Alter von 2,6 Mio. Jahren korreliert mit der Grenze Gauss-Matuyama. Die vulkanische Aktivität des Klöcher Vulkans während einer Umpolung ist somit nicht auszuschließen.

### **Genauigkeit der Messungen**

Die Genauigkeit der Richtungen wird von mehreren Faktoren beeinflusst. Bereits bei der Probennahme wird ein gewisser Fehler erzeugt. Die Richtung am Kompass kann je nach Blickwinkel unterschiedlich abgelesen werden. Die Übertragung der Messingmarkierung bei der Orientierung erweist sich in einigen Fällen als ungenau z.B. wenn der Kern gebogen oder wenn die Probe feucht ist. Die Inhomogenität des Gesteins ist ein weiterer Unsicherheitsfaktor, der jedoch durch die Messung von mehreren Proben pro Site minimiert wird. Das Programm am Cryogenmagnetometer erlaubt keine Eingabe von Kommastellen. Außerdem ist der Probenhalter nicht optimal und die genaue Ausrichtung der Probe im Halter bei verschiedenen großen und unregelmäßig geformten Proben schwierig. Unter Einbeziehung aller Fehlerquellen ist jedoch eine Annahme von etwa  $2^\circ$  Genauigkeit realistisch.



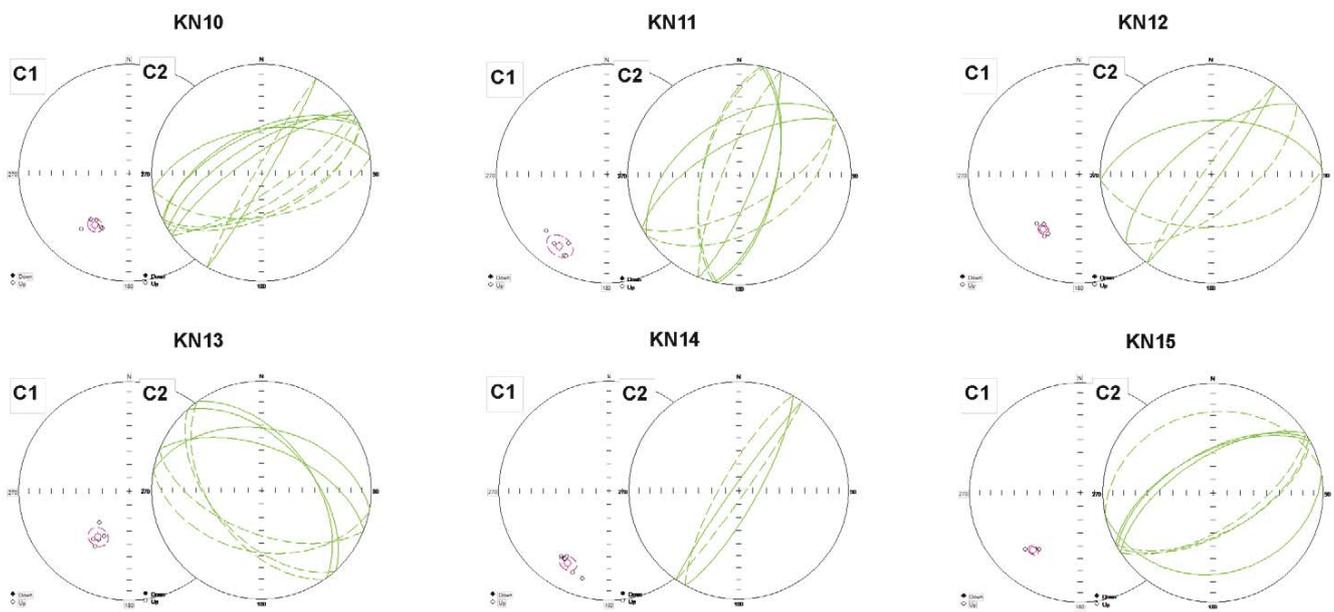


Abb. 40: Darstellung der Remanenzrichtungen (C1=hochkoerzitiv; C2=niedrigkoerzitiv) und deren Mittelwerte mit  $\alpha_{95}$  als eine stereographische Projektion im Wulffschen Netz. Die schwarzen Kreise entsprechen der Darstellung auf der nördlichen Hemisphäre, die schwarzen Punkte jener auf der südlichen Hemisphäre.

Name	Gestein	Lokalität	UTM 33N [m]		Dekl. [°]	Inkl. [°]	$\alpha_{95}$ [°]	k
			RW	HW				
KN01	Hartbasalt	Tiefgang Nord, Etage -2	573615,6	5179962,9	214,6	-29,1	6,6	103,73
KN02	Hartbasalt	Tiefgang Nord, Etage -2	573625,0	5179983,2	213,0	-30,7	7,5	42,26
KN03	Hartbasalt	Tiefgang Nord, Etage -2	573640,1	5180010,7	216,8	-32,7	6,2	116,85
KN04	Sonnenbrenner	Tiefgang Nord, Etage -2	573643,2	5180014,9	205,5	-31,7	9,8	39,07
KN05	Hartbasalt/ Schlackentuff	Etage +2	573574,0	5179808,9	202,7	-36,7	14,2	23,28
KN06	Hartbasalt	Tiefgang Süd, Etage -1	573680,7	5179748,6	208,0	-35,7	6,8	126,85
KN07	Hartbasalt	Tiefgang Süd, Etage -1	573671,8	5179776,1	217,0	-37,6	9,1	55,45
KN08	Hartbasalt	Tiefgang Süd, Etage -1	573638,0	5179847,9	213,1	-34,0	6,0	125,46
KN09	Sonnenbrenner	Tiefgang Süd, Etage 0	573626,0	5179860,4	192,7	-47,2	7,6	78,71
KN10	Toniger Sand	An Straße westlich der Halde	573511,7	5180610,8	212,6	-42,2	5,3	159,16
KN11	Hartbasalt	Steinbruch NE-Einfahrt	573887,2	5180358,1	213,1	-22,1	8,8	77,05
KN12	Porenbasalt	Burg Klöch	573878,5	5179757,0	212,5	-39,4	3,7	332,73
KN13	Hartbasalt	An Straße neben Betriebsgebäude	573803,0	5179785,9	214,1	-48,2	7,1	116,99
KN14	Tuff	Zaraberg	572223,5	5179385,2	209,9	-26,8	5,8	92,15
KN15	Hartbasalt	Zaraberg	572223,5	5179385,2	219,1	-33,0	3,5	467,28

Tab. 12: Die Ergebnisse der Richtungsauswertung: Angeführt sind die Hauptrichtungen (Mittelwerte nach Fisher, 1953) der einzelnen Probenahmestellen mit Angabe der statistischen  $\alpha_{95}$  - und k-Werte.

#### 6.3.4. Curiepunktmessung

Zur Durchführung der Curiepunktmessung wurde jeweils eine repräsentative Probe pro Site ausgewählt. Gesteine, welche ein ähnliches Verhalten während des Aufheiz- und Abkühlvorganges zeigen, konnten zu Probengruppen zusammengefasst werden (siehe Abb. 42 und 43).

Fünf Proben weisen ein eigenständiges Heiz- und Abkühlungsmuster auf, welches mit keiner anderen Probe vergleichbar ist. Die Suszeptibilität der Probe KN05 steigt zunächst bis zum Hopkinson-Peak an. Dieses Phänomen ist bei fast jeder Probe (außer KN14 = Tuff) zu beobachten, wobei die Steigung variiert. KN05 enthält Titanomagnetit mit einem geschätzten Titangehalt von 30 bis 40 %. Auch das Mineral Goethit hat einen ähnlich niedrigen Curiepunkt (Peters und Thompson, 1998). Durch Betrachtung des Remanenzverhaltens bei der Wechselfeldentmagnetisierung konnte das Mineral aufgrund des frühen Intensitätsabfalls jedoch eindeutig als Titanomagnetit identifiziert werden. Mit steigender Temperatur nimmt der Titangehalt ab und es entsteht Magnetit. Beim Abkühlen reichert sich das Titan im Magnetit wieder an. Die Kurven sind nicht reversibel, d.h. der Mineralbestand hat sich durch das Heizen und das Abkühlen verändert.

Das magnetische Trägermineral in der Probe KN06 ist Titanomagnetit mit einem etwas höheren Titangehalt als in Probe KN05. Die Curie-Weiss-Methode liefert einen zweiten Curiepunkt bei ca. 547°C. Dabei könnte es sich um den Curiepunkt eines, beim Heizen entstandenen, an Titan verarmten Magnetits handeln. Die Heiz- und die Abkühlkurve sind annähernd reversibel. Erst bei ca. 180°C steigt die Abkühlkurve noch weiter an und weist auf Mineralveränderungen in diesem schmalen Temperaturfenster hin.

KN07 enthält ebenfalls Titanomagnetit. Beim Heizen bildet sich ab einer Temperatur von 360°C Magnetit. Die Heiz- und Abkühlkurve sind nicht reversibel, wobei die End- ungefähr der Anfangsuszeptibilität entspricht.

KN10 zeigt die einzige, annähernd reversible Kurve von allen ausgewählten Proben und den stärksten Suszeptibilitätsanstieg am Beginn des Heizens. Der Grund dafür ist, dass es sich bei der Probe um das einzige untersuchte Sediment handelt mit annähernd stabilen Mineralen. Das magnetische Trägermineral konnte eindeutig als Magnetit identifiziert werden.

Auch die Probe KN14 enthält Magnetit. Die Kurven unterscheiden sich jedoch grundlegend von KN10. Die Suszeptibilität fällt während dem Heizen kontinuierlich ab. Heiz- und Abkühlkurve sind von 700°C bis 360°C annähernd reversibel.

Die Proben KN12 und KN15 bilden eine eigene Gruppe. Die Suszeptibilität von KN15 ist etwas höher und steigt bis ca. 360°C stärker an. Beide Proben enthalten Magnetit. Ein zweiter Curiepunkt über 600°C zeigt die beginnende Umwandlung des Magnetits zu Hämatit.

Mehr als die Hälfte der Gesteinsproben wurden der Gruppe 7 zugeordnet. Die Heiz- und Abkühlkurven aller Proben dieser Gruppe sind nicht reversibel, was auf eine starke Mineralalteration beim Heizen schließen lässt. Aufgrund der unterschiedlichen Abkühlkurven und der schwankenden Titangehalte der Trägerminerale wurden weitere Untergruppen bestimmt. KN04 und KN13 bilden die Untergruppe 7-a. Sie unterscheiden sich durch eine unterschiedliche Anfangsuszeptibilität. Beide enthalten Titanomagnetit, der sich während dem Heizvorgang ab ca. 380°C zu Magnetit umwandelt

(siehe Heizkurve KN04). Dieser bleibt auch beim Abkühlen annähernd stabil. Die Gruppen 7-b und 7-c zeigen ein ähnliches Verhalten wie die Proben der Gruppe 7-a. Der Unterschied zu 7-a besteht darin, dass sich der beim Heizvorgang gebildete Magnetit beim Abkühlen wieder mit Titan anreichert. Bei der Gruppe 7-c wird fast der gesamte Magnetit wieder umgewandelt, was sich auch durch eine ungefähr gleiche Anfangs- und Endsuszeptibilität bemerkbar macht.

KN08 zeigt dasselbe Verhalten wie die anderen Proben der Gruppe 7, doch wie bereits im vorangegangenen Abschnitt diskutiert, muss das Trägermineral eine hochkoerzitive Phase sein. Das Mineral Goethit kommt dabei in Frage.

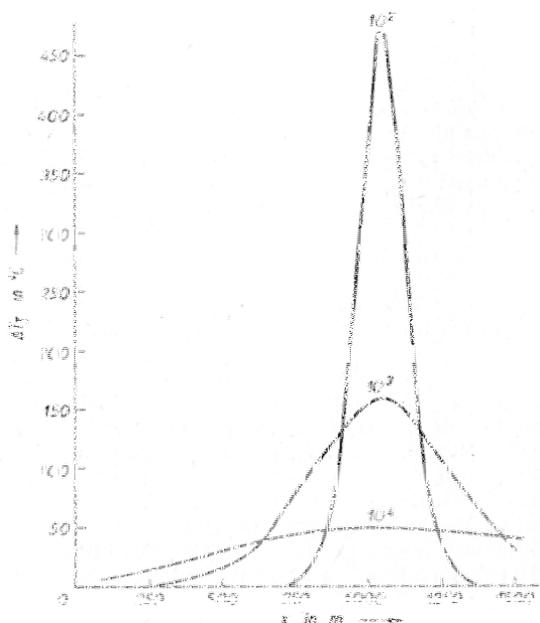
Probe	Tangentenmethode		Curie-Weiss-Methode	
	Curiepunkt	Mineral	Curiepunkt	Mineral
KN01-5	129,6	Titanomagnetit	118,4	Titanomagnetit
	590,4	Magnetit	556,8	Magnetit
KN02-4	123,2	Titanomagnetit	121,6	Titanomagnetit
	587,2	Magnetit	556,8	Magnetit
KN03-8	129,6	Titanomagnetit	103,0	Titanomagnetit
	595,2	Magnetit	566,4	Magnetit
KN04-5	163,2	Titanomagnetit	147,2	Titanomagnetit
	542,4	Titanomagnetit?	456,0	Titanomagnetit?
KN05-9	302,4	Titanomagnetit	-	-
	579,2	Magnetit	560,0	(Titano-)Magnetit
KN06-2	222,4	Titanomagnetit	228,8	Titanomagnetit
	-	-	547,2	Titanomagnetit
KN07-5	203,2	Titanomagnetit	193,6	Titanomagnetit
	576,0	Magnetit	561,6	(Titano-)Magnetit
KN08-5	121,6	Goethit	552,0	Goethit
	596,8	Magnetit	115,2	Magnetit
KN09-1	120,0	Titanomagnetit	118,4	Titanomagnetit
	595,2	Magnetit	542,4	Magnetit
KN10-6	588,8	Magnetit	584,0	Magnetit
KN11-3	144,0	Titanomagnetit	131,2	Titanomagnetit
KN12-7	579,2	Magnetit	560,0	Magnetit
	630,4	Hämatit?	606,0	Hämatit?
KN13-8	161,6	Titanomagnetit	155,2	Titanomagnetit
	529,6	Titanomagnetit	515,2	Titanomagnetit
KN14-2	577,6	Magnetit	568,0	Magnetit
KN15-4	576,0	Magnetit	558,4	(Titano-)Magnetit
	638,4	Hämatit	611,2	Hämatit

Tab. 13: Die Curietemperaturen der 15 untersuchten Gesteinsproben.

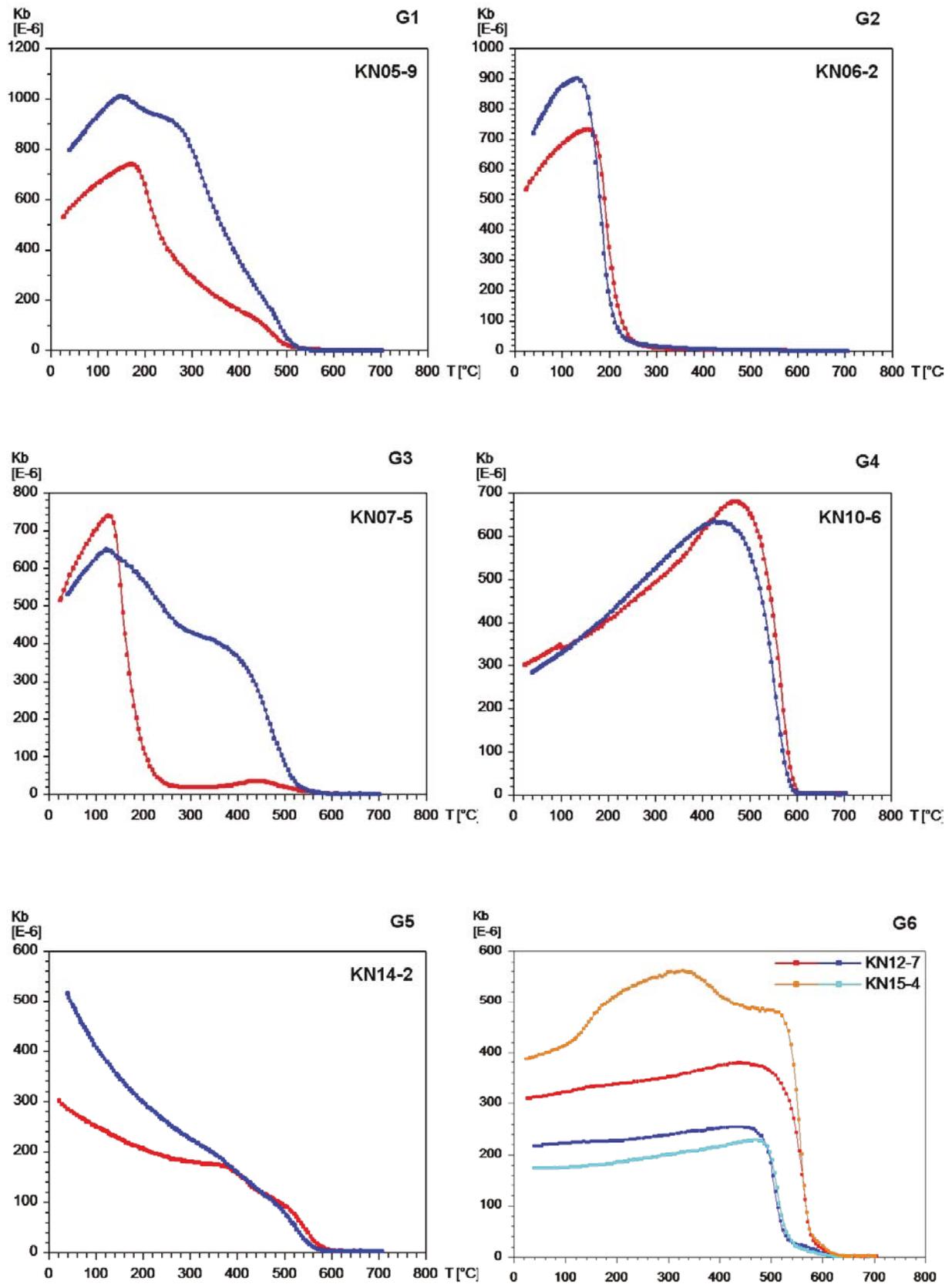
Die Ergebnisse der Auswertung mit den ermittelten Curietemperaturen sind in Tabelle 13 dargestellt. Das Trägermineral in den meisten Basalten ist Titanomagnetit mit extrem hohen Gehalten an Titan (teilweise mehr als 60%). Die titanreichsten Gesteine sind die Basalte in den untersten Etagen. Die Curietemperaturen der Basalte sind aufgrund des enormen Titangehalts äußerst niedrig mit 120 bis 300°C. Das bedeutet, dass magnetische Information bereits bei geringen Temperaturen verloren geht und die Basalte mit größter Wahrscheinlichkeit durch nachfolgende Intrusionen beeinflusst wurden (Vgl. Abb. 41). Die Gesteine im Hangenden wie der Tuff und der Basalt am Zaraberg und der porige „Burgbasalt“ enthalten Magnetit als Trägermineral.

Die Probe KN08 enthält als einzige untersuchte Probe neben Magnetit das hochkoerzitive Mineral Goethit, was durch die das Verhalten bei der Wechselfeldentmagnetisierung bestätigt wird. Der Grund dafür war schon am Aufschluss beobachtbar: Die Basaltsäulen zeigen einen tiefgreifenden Verwitterungssaum.

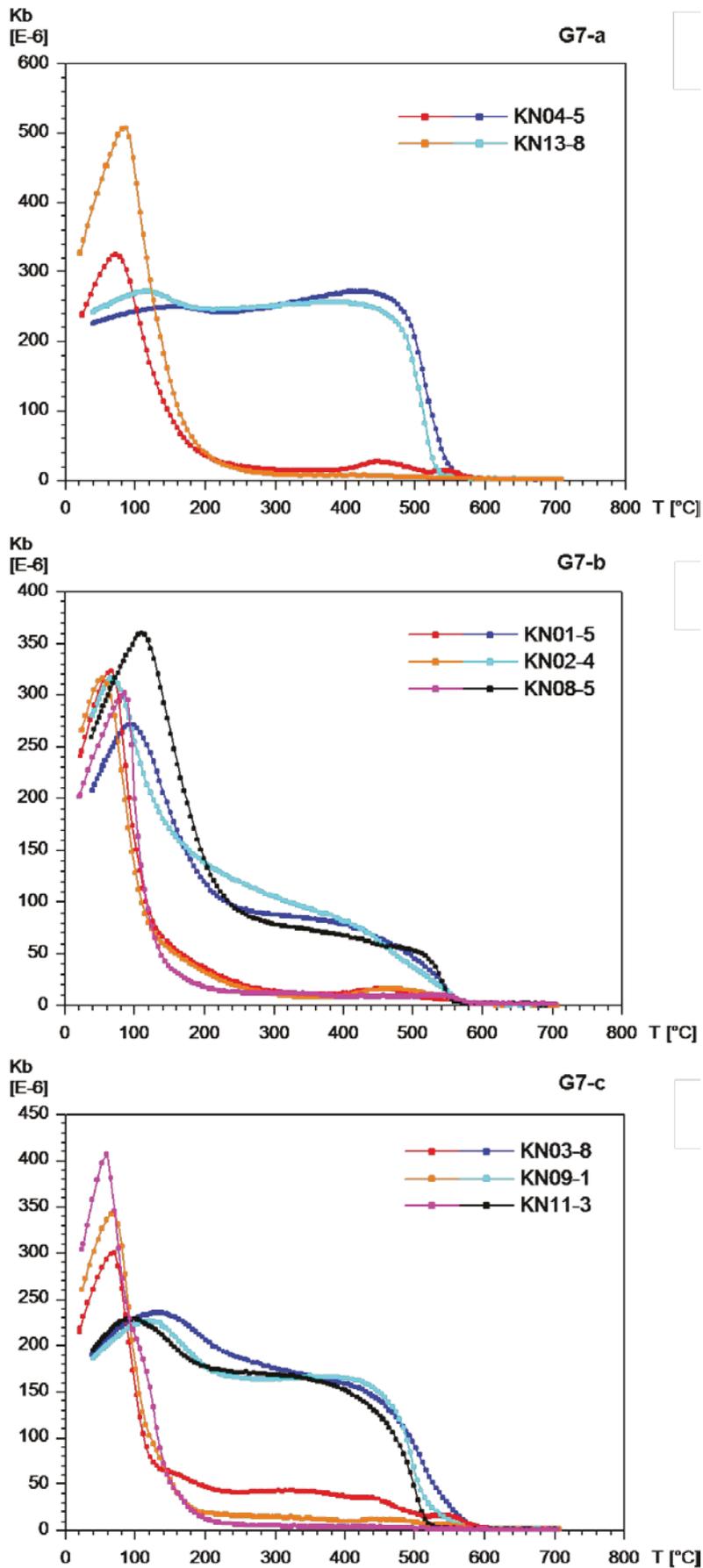
Die Bestimmung des Curiepunktes sowohl nach der Tangenten-, als auch nach der Curie-Weiss-Methode ist äußerst subjektiv. Die Tangente kann je nach Betrachtungsweise unterschiedlich angelegt werden, was eine Verschiebung des Curiepunktes um bis zu 10°C bewirken kann. Die Annahme von Petrovsky et al. (2006), dass das Tangentenverfahren meist einen höheren Curiepunkt liefert, konnte bei diesen Messungen bis auf wenige Ausnahmen bestätigt werden. Die beiden Verfahren liefern Ergebnisse, die sich häufig um bis zu 20° voneinander unterscheiden. Während der Auswertung wurde außerdem festgestellt, dass manche Curiepunkte in einer Darstellung besser sichtbar sind bzw. in der anderen gar nicht erkennbar sind.



**Abb. 41:** Die Abkühlungskurve einer 100 m mächtigen Intrusionsschicht in 1 000 m Tiefe für 100, 1000 und 10.000 Jahre mit einer Anfangstemperatur von 1000°C (Soffel, 1991).



**Abb. 42:** Ergebnisse der Curiepunktmessungen (Gruppe 1 bis 6): Heizkurve = rot / orange, Abkühlkurve = dunkelblau / hellblau.



**Abb. 43:** Ergebnisse der Curiepunktmessungen (Gruppe 7): Heizkurve = rot / orange / pink, Abkühlkurve = dunkelblau / hellblau / schwarz.

### 6.3.5. Alterationsmessung

Von jeder Curiepunkt-Gruppe wurde jeweils eine Probe für die Stufen-Alterationsmessung ausgewählt. Die Ergebnisse der Stufen-Alterationsmessungen zeigen Abbildung 44 bis 46.

Die Kurven von KN05 sind bis 350°C reversibel. Ab 350°C lässt sich eine leichte Verschiebung in den Kurven erkennen, die sich bis 700°C kontinuierlich fortsetzt. Die Anfangs- und Endsuszeptibilität ist ungefähr gleich. Die Verschiebung der Kurven in Richtung höhere (Curie-)Temperaturen kann als die Umwandlung des Titanomagnetits zu Magnetit interpretiert werden. Der Titanomagnetit verliert schrittweise sein Titan und wird allmählich zu einem beinahe reinen Magnetit.

Die Verschiebung von KN06 zeigt sich um einiges deutlicher, jedoch erst bei höheren Temperaturen. Die Endsuszeptibilität steigt zunächst an, um nach 550°C ein Maximum zu erreichen und sinkt danach deutlich unter die Anfangsuszeptibilität. Der Anteil an magnetischen Mineralen muss sich beim letzten Heizschritt verringert haben. Eventuell wurde ein Teil des Magnetits paramagnetisch bzw. hat sich in paramagnetische Minerale umgewandelt. Eine andere Theorie wäre die unterschiedliche Verarmung des Magnetits an Titan. Wenn Titanomagnetit noch vorhanden ist, bleibt die Suszeptibilität konstant, ist der gesamte Anteil in Magnetit umgewandelt, so sinkt die Suszeptibilität. Eine weitere Möglichkeit bestünde darin, dass sich in manchen Fällen bei der Abkühlung noch magnetische Minerale (rück-)bilden und ihre Remanenz wiedererwerben und in anderen nicht.

Ein ähnliches Verhalten wie KN06 lässt auch die Probe KN07 erkennen. Die Heizkurven folgen den Abkühlkurven bis 550°C. Danach sinkt die Endsuszeptibilität sukzessiv auf einen Wert, welcher ungefähr der Hälfte der Anfangsuszeptibilität entspricht.

KN10 besitzt einen annähernd reversiblen Messungsverlauf. Die Anfangs- und Endsuszeptibilität sind konstant. Der Knick in der letzten Stufenmessung weist auf die Bildung von Hämatit hin, was aus der einfachen Curiepunktmessung nicht hervorging.

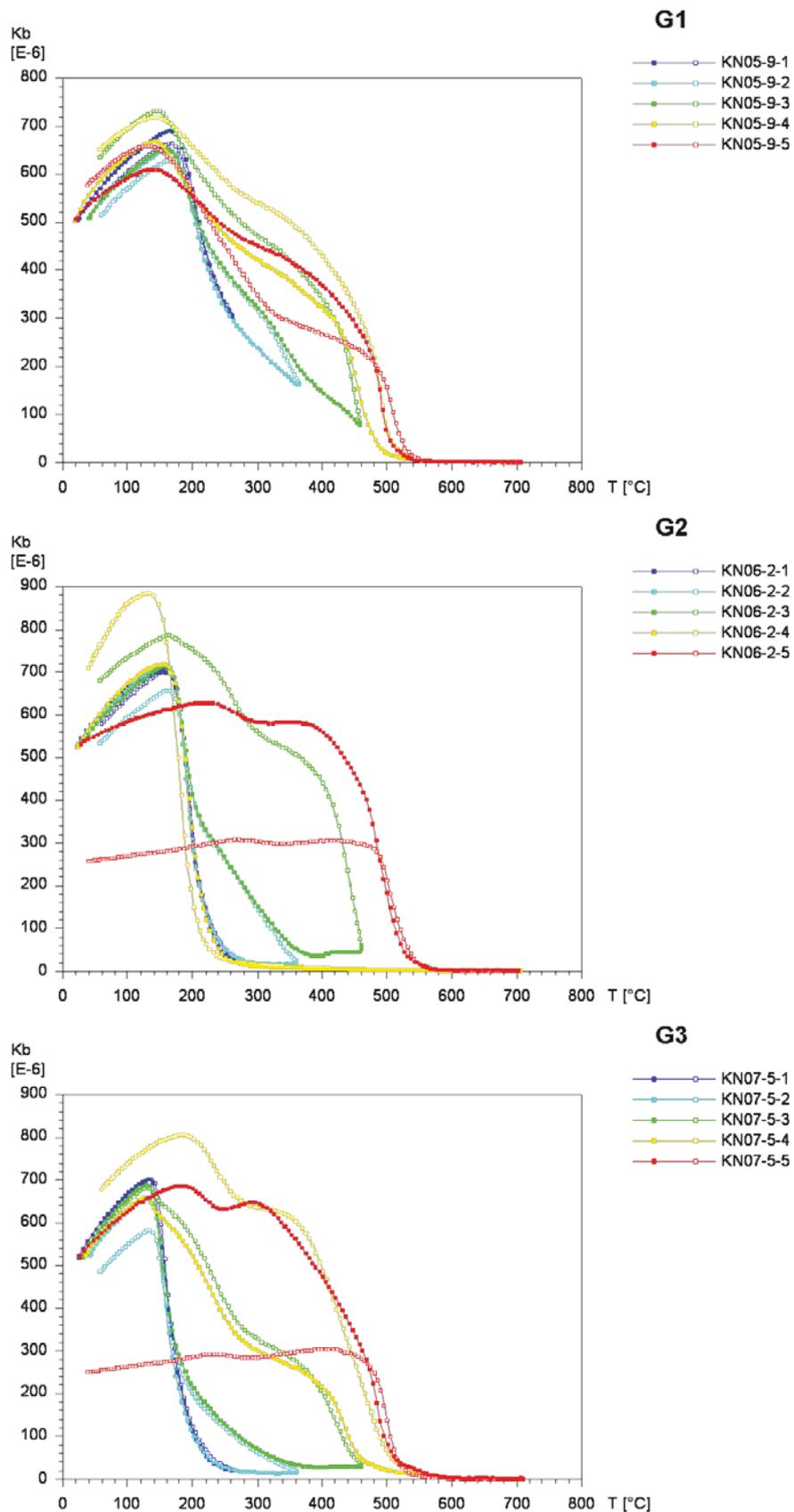
Die Alterationskurven von KN12 sind bis zum letzten Schritt reversibel. Erst die Abkühlkurve der 700°C-Messung geht in Richtung einer äußerst niedrigen Endsuszeptibilität. Wie bei Probe KN06 muss sich ein Teil des Magnetits in paramagnetisches Material umgewandelt haben.

KN14 erweist als die einzige reversible Probe bei den Alterationsmessungen. Starke Mineralveränderungen an diesem Gestein beim Heizen sind somit ausgeschlossen.

Die Proben KN08, KN11 und KN13 der Gruppe 7 zeigen wiederum die stufenweise Umwandlung des Titanomagnetits zu Magnetit mit einer geringeren Endsuszeptibilität nach dem letzten Heizschritt. Zu erwähnen ist, dass am Ende der dritten Messung die Suszeptibilität einen Höchstwert erreicht, der besonders deutlich bei Probe KN11 hervortritt. Der Suszeptibilitätsunterschied am Anfang und am Ende der Messungen ist bei Probe KN08 nicht im selben Maße ausgebildet. Die Alteration setzt bei rund 350°C ein.

Die Alteration mit zunehmender Temperatur ist bei den untersuchten Basalten äußerst stark und setzt schon bei niedrigen Temperaturen, ~350°C ein. Das lässt darauf schließen, dass die Basalte auch schon in der Vergangenheit bei niedrigen Temperaturen verändert wurden und somit die Remanenz sehr leicht überprägt bzw. gelöscht werden kann. Es ist daher wahrscheinlich, dass sich die Basalte gegenseitig äußerst stark beeinflusst haben und bei jeder Intrusion das Nebengestein und damit die

Remanenz verändert wurde. Die Ergebnisse der Alterationsmessungen lassen sich auch mit dem Einsetzen von makroskopischen Veränderungen beim Heizen und mit dem Beginn von Richtungsschwankungen bei der Entmagnetisierung korrelieren.



**Abb. 44:** Ergebnisse der Stufen-Alterationsmessung von G1 bis G3.

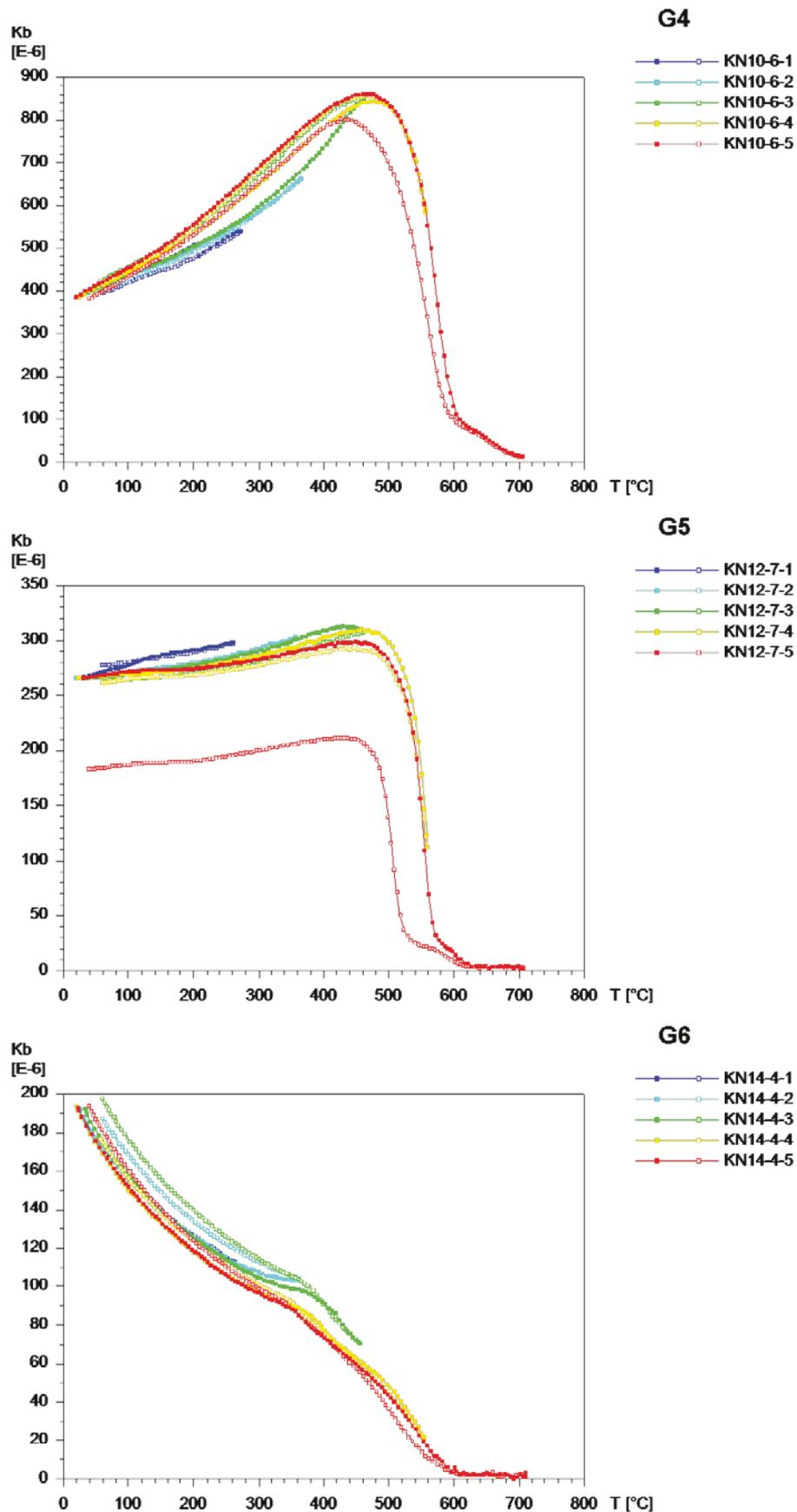


Abb. 45: Ergebnisse der Stufen-Alterationsmessung von G4 bis G6.

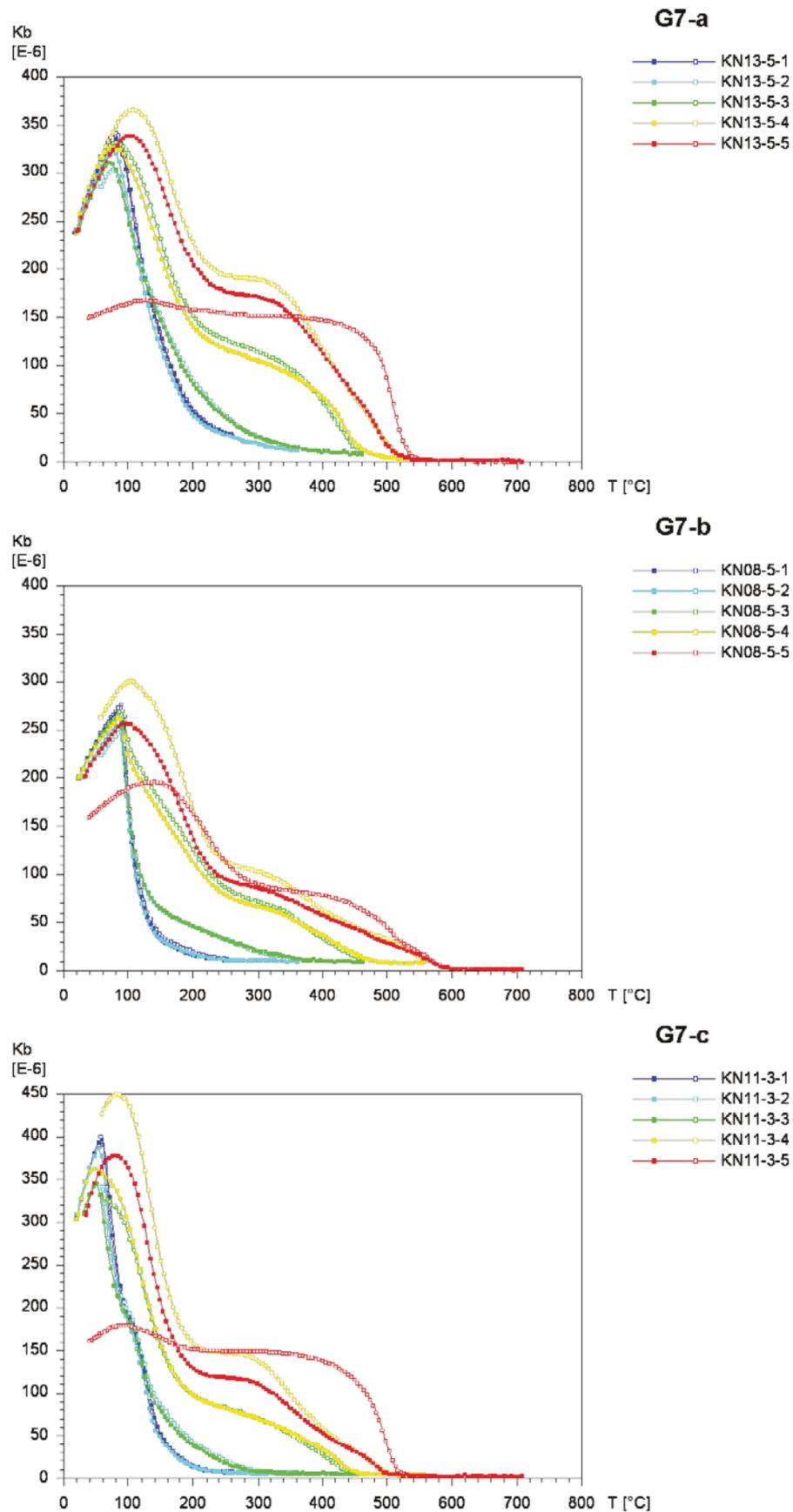


Abb. 46: Ergebnisse der Stufen-Alterationsmessung von G7.

### 6.3.6. Isothermale remanente Magnetisierung (IRM)

Bei der Ermittlung der Mineralkomponenten wurde folgende Klassifikation der Koerzitivspektren verwendet:

Mineral	Koerzitivkraft $B_{1/2}$ [mT]
Magnetit (oder nahe Magnetit)	< 50
Mischung aus Magnetit und Hämatit	50 - 100
Hämatit	100 - 500
Goethit und Hämatit	> 500

**Tab. 14:** Klassifikation der Koerzitivspektren für die IRM-Auswertung nach Tauxe (2005) verwendet.

Eine ausgewählte IRM-Erwerbsskurve der Probe KN06 ist in Abbildung 48 dargestellt. Die meisten Proben enthalten laut der Anpassungskurve des Programms IRM-CLG 1.0 zwei Koerzitivkomponenten. Bei der Untersuchung der Proben KN03, KN08, KN10 und KN12 konnten zwei verschiedene Magnetitphasen mit Koerzitivkräften von 20-30 mT und 1-5 mT ermittelt werden. Die unterschiedlichen Koerzitivkräfte der beiden Magnetite sind ein Ergebnis der wechselnden Titangehalte und der Korngröße. Durch eine Erhöhung des Titananteils im Magnetit wird die Koerzitivkraft verringert. Auch hat die Feinkörnigkeit der Minerale einen erheblichen Einfluss. Extrem feinkörnige Minerale besitzen eine niedrige Koerzitivkraft. Die Magnetitphase mit der höheren Koerzitivkraft stellt in allen Proben die Hauptkomponente dar, mit einem prozentuellen Anteil von 50-80%.

Die Proben KN05, KN14 und KN15 enthalten ebenfalls zwei Koerzitivkomponenten. Aufgrund der Koerzitivkraft  $B_{1/2}$  von 25-60 mT konnte die erste Komponente als Magnetit identifiziert werden. Die hochkoerzitiven Kräfte von 631-3981 mT der zweiten Komponente weisen auf Hämatit bzw. Goethit hin. Der Anteil der hochkoerzitiven Phase variiert von rund 10 bis 50%.

Magnetit und Hämatit konnten in den Proben KN06, KN09 und KN11 als magnetische Trägerminerale ausgewiesen werden.  $B_{1/2}$  von Magnetit ist mit rund 5 mT sehr gering. Magnetit stellt das magnetische Hauptmineral dar. Hämatit ist nur mit rund 3-9% beteiligt.

Die untersuchte Proben von Site KN01, KN02, KN04, KN07 und KN13 enthalten lediglich eine Koerzitivkomponente. Diese weist eine Koerzitivkraft  $B_{1/2}$  von 5-24% auf. Es handelt sich hierbei um Magnetit.

Zu beachten ist, dass die Proben KN01, KN02, KN04, KN05, KN07, KN13 und KN14 mit einer Förstersonde und die restlichen Proben mit einem Cryogenmagnetometer untersucht wurden. Die Messergebnisse der Förstersonde sind äußerst ungenau und eine Anpassung der CLG-Kurven ist häufig aufgrund der starken Streuung der Messwerte nicht machbar. Es ist somit möglich, dass auch weitere Minerale enthalten sind, die jedoch aufgrund der ungenauen Messungen nicht erfasst werden konnten.

Die Ergebnisse der Backfield-Auswertung sind der Tabelle 15 zu entnehmen. Für die meisten untersuchten Proben liegen die remanenten Koerzitivkräfte zwischen 3 und 15 nT. Die niedrigen Werte bekräftigen die Ergebnisse der CLG-Auswertung, wonach (Titano-) Magnetit das magnetische

Hauptträgermineral ist. Die Proben KN05, KN08 und KN15 zeigen etwas höhere HCR – Werte. Dies spricht für einen geringen Anteil an hochkoerzitiven Phasen wie Hämatit oder Goethit. In Abbildung 47 sind sowohl Sättigungs- als auch Backfield-Kurve der Proben KN06 und KN15 im direkten Vergleich dargestellt.

Die Ergebnisse der IRM stimmen teilweise nicht mit den ermittelten Mineralen der Curiepunkt-Methode überein, wobei dies an den unterschiedlichen Konzentrationsverhältnisse der Minerale liegt. Magnetit konnte in jeder Probe mit beiden Methoden identifiziert werden, wobei bei der IRM nicht zwischen Titanomagnetit und Magnetit unterschieden werden kann. Bei der CLG-Auswertung konnte ein geringer Anteil an Hämatit bzw. Goethit in einigen Proben ausgewiesen werden, welcher mit der Curiepunkt-Methode nicht erfasst wurde. Goethit, welcher mit großer Gewissheit in der Probe KN08 enthalten ist, war mit der IRM-Methode nicht mehr detektierbar.

Probe	HCR [nT]
KN01	11.1
KN03	11.9
KN04	10.9
KN05	26.5
KN06	3.1
KN08	17.5
KN09	6.7
KN10	13.8
KN11	2.4
KN12	7.8
KN15	39.9

Tab. 15: Ergebnisse der Backfield-Auswertung:  $H_{CR}$  = remanente Koerzitivkraft.

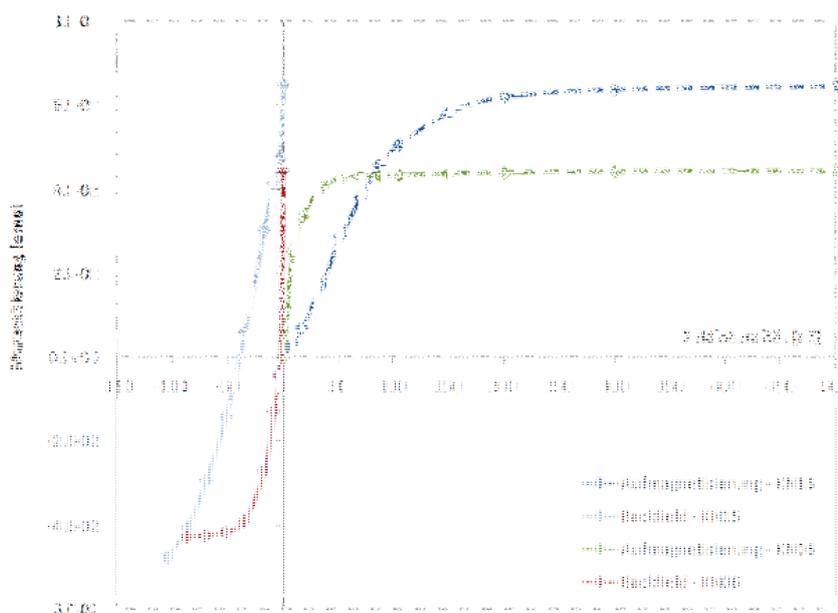


Abb. 47: Bestimmung der Remanenzkoerzitivkraft durch die Auswertung der „Backfield-Kurve“ (Ergebniskurven der Proben KN06 und KN15).

## IRM COMPONENT ANALYSIS

KN06-3C

Parameter	Value	Unit	Comment
Sample ID	KN06-3C		
Measurement Date	2010-08-10		
Measurement Location	Geological Survey of Finland, Helsinki		
Measurement Method	IRM		
Measurement Frequency	50 Hz		
Measurement Amplitude	100 A		
Measurement Duration	10 s		
Measurement Temperature	20 °C		
Measurement Humidity	50 %		
Measurement Operator	J. H. ...		
Measurement Instrument	IRM-100		
Measurement Software	IRM-100 v1.0		
Measurement File Name	KN06-3C_IRM100_20100810_100A_10s_20C_50%_JH_IRM-100_v1.0		

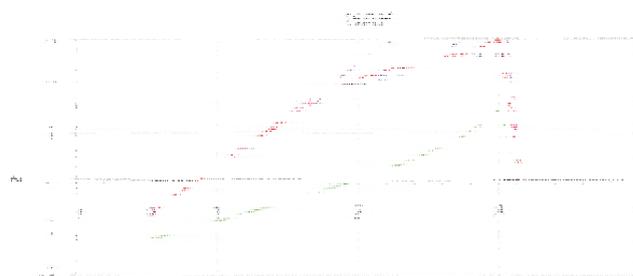
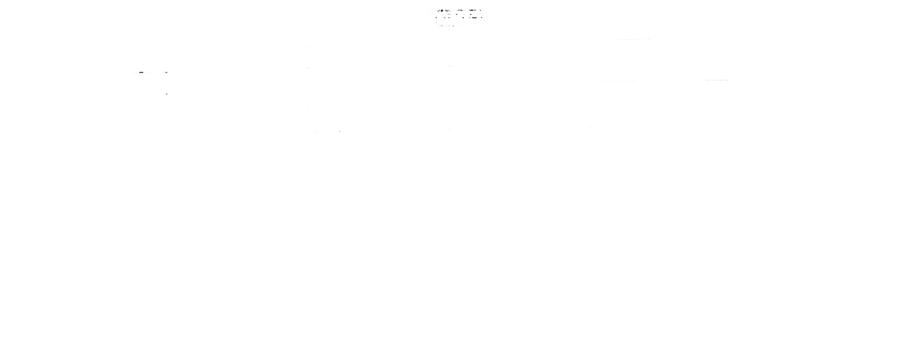
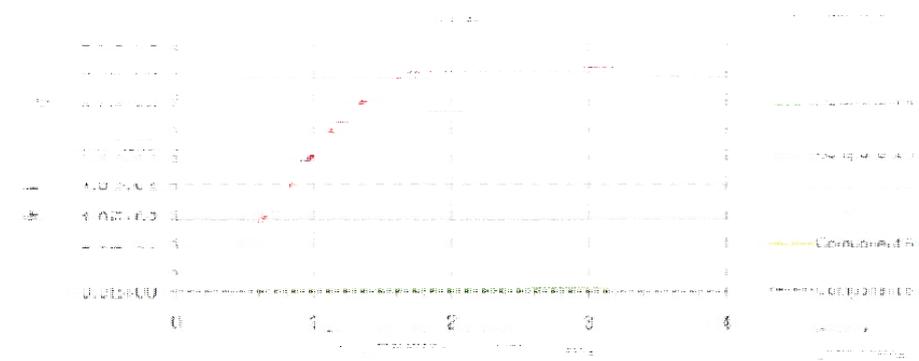


Abb. 48: Ergebnis der IRM-Auswertung von Probe KN06.

## 7. Geoelektrik

### 7.1. Theoretische Grundlagen

#### Einleitung

Die Geoelektrik bietet eine Vielzahl an Methoden, welche zur Lösung unterschiedlichster Problemstellungen eingesetzt werden. Mit Hilfe von geoelektrischen Methoden kann u.a. der geologische Aufbau des Untergrundes, mit einer genauen Abgrenzung von Formationen, erfasst werden. Neben der Untersuchung von diversen Objekten im Untergrund und Hohlräumen dienen geoelektrische Verfahren auch zur Erkundung von Fundamenten und Mauerresten (z.B. in der Archäologie). In der Hydro- und Umweltgeologie können Grundwasseruntersuchungen durchgeführt, Süß- und Salzwasser voneinander abgegrenzt und Kontaminationsgrenzen ermittelt werden.

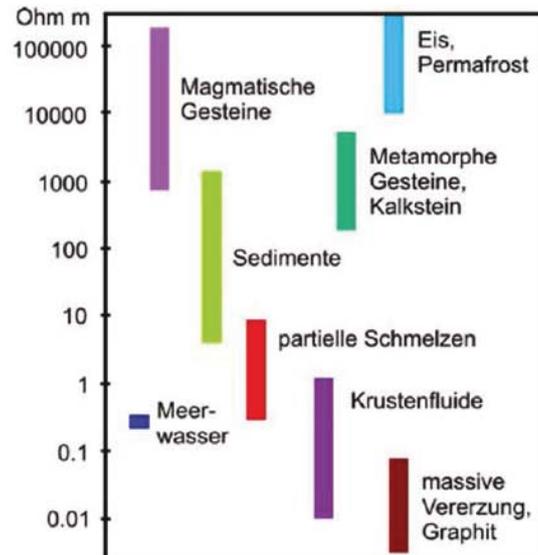
Tabelle 16 gibt eine Übersicht der unterschiedlichen geoelektrischen Methoden. Da während der Diplomarbeit ausschließlich Widerstandsverfahren zum Einsatz kamen, sind im Folgenden nur jene genauer beschrieben.

Verfahren	Quelle		Messung	Hauptanwendung
	natürlich	künstlich		
Eigenpotentialmethode (EP)	Wechselwirkung Erz - Gesteins-elektrolyt, Tone		Potentialdifferenz => Anomalie	Erzprospektion
Widerstandsverfahren (DC)		Gleichstrom, niederfrequenter Wechselstrom	Spannung, Strom => $\rho$	Schichtung, elektrische Kartierung, Grundwassererkundung
Induktionsverfahren (EM)		hochfrequente Wechselströme, EM-Felder	Primäre- und Sekundär-Magnetfeld => $\sigma$	Schichtung, Erzeinlagerungen, Störungen
Tellurik (T), Magneto-tellurik (MT)	extraterrestrische Ionosphärenströme => großräumige, niederfrequente Magnetfelder		Induzierte el. und magn. Felder (Sekundärfelder)	geschichteter Untergrund, Sedimentbeckenstrukturen
Induzierte Polarisation		Ein- & Ausschalten von Gleichstrom	Frequenzabhängigkeit von $\rho$ , Abklingverhalten nach Abschalten	Erzprospektion, Grundwassererkundung

Tab. 16: Die geoelektrischen Verfahren und ihre Hauptanwendung (Lehmann, 2011).

### Das Prinzip der Widerstandsverfahren (DC = Direct Current)

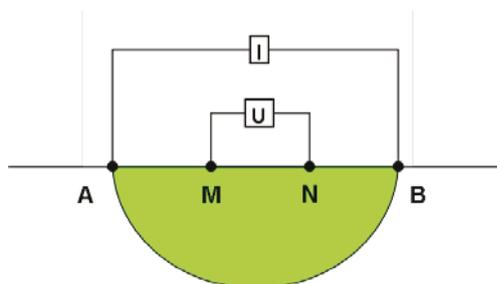
Die Grundlage der geoelektrischen Widerstandsverfahren sind die unterschiedlichen elektrischen Leitfähigkeiten bzw. die unterschiedlichen elektrischen Widerstände der Materialien im Untergrund (siehe Abb. 49).



**Abb. 49:** Spezifische elektrische Widerstände von Gesteinen und anderen Materialien (Lehmann, 2011).

Bei der geoelektrischen Widerstandsmessung wird von zwei Elektroden (A, B) elektrischer Strom in den Untergrund eingebracht, welcher ein Potentialfeld zwischen den beiden Elektroden erzeugt. Zwei weitere Elektroden (M, N) an der Oberfläche messen die Spannung (siehe Abb. 50). Mit Hilfe der gemessenen Spannung, des zugeführten Stromes und des bekannten Messgeometriefaktors, kann der spezifische Widerstand ermittelt werden. Der Messgeometriefaktor ist von der Anordnung der Elektroden abhängig. Je nach Anforderung an die Messung können verschiedene Aufstellungen gewählt werden (siehe Abb. 51). Durch Interpretation des spezifischen Widerstandes kann auf die Gesteinsart, Wassergehalt, Porosität etc. geschlossen werden (Parasnis, 1997).

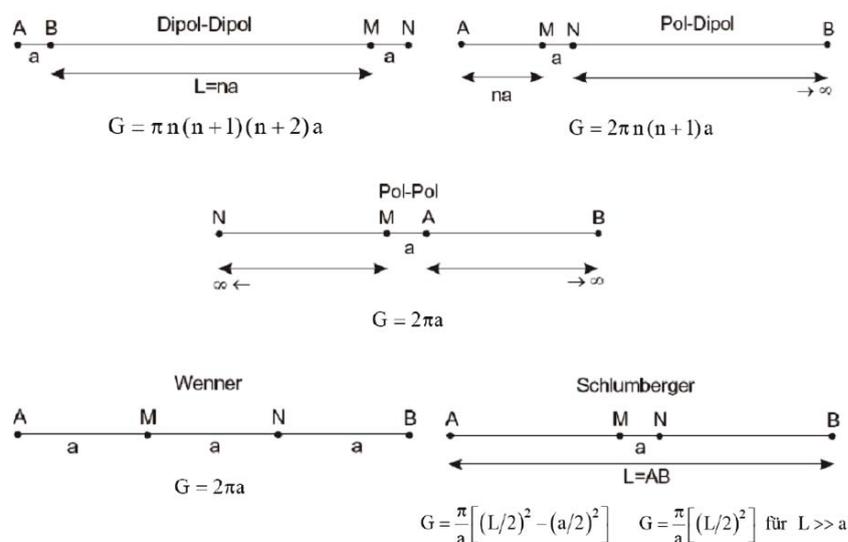
Bei Widerstandsmessungen wird jedoch immer nur der scheinbare Widerstand erfasst d.h. jener Widerstand, der sich ergibt, wenn der Widerstand im gesamten Messbereich konstant ist (Sheriff, 1989).



**Abb. 50:** Das geoelektrische Messprinzip bei einer Vier-Elektroden-Messanordnung: A,B = Stromelektroden; M,N = Spannungselektroden.

Bei der Multielektroden-Geoelektrik werden mehrere Elektroden gleichzeitig verwendet. Dadurch kann ein gesamtes Profil mit variierenden Elektrodenabständen und Abbildungstiefen kartiert werden. Das Profil muss bei einer entsprechenden Anzahl an Elektroden nicht umgebaut werden, was eine erhebliche Zeitersparnis mit sich bringt.

Die Eindringtiefe bei geoelektrischen Widerstandsmessungen hängt u.a. von der Auslagenlänge, von den geologischen Gegebenheiten, von den vorherrschenden Witterungsverhältnissen und vom gewählten Messverfahren ab (Kartierung, Sondierung, Sondierungskartierung). Als Faustregel gilt, dass die Auslagenlänge der fünffachen Erkundungstiefe entsprechen sollte.



**Abb. 51:** Die unterschiedlichen Elektrodenanordnungen und deren Geometriefaktoren (Sheriff, 1989).

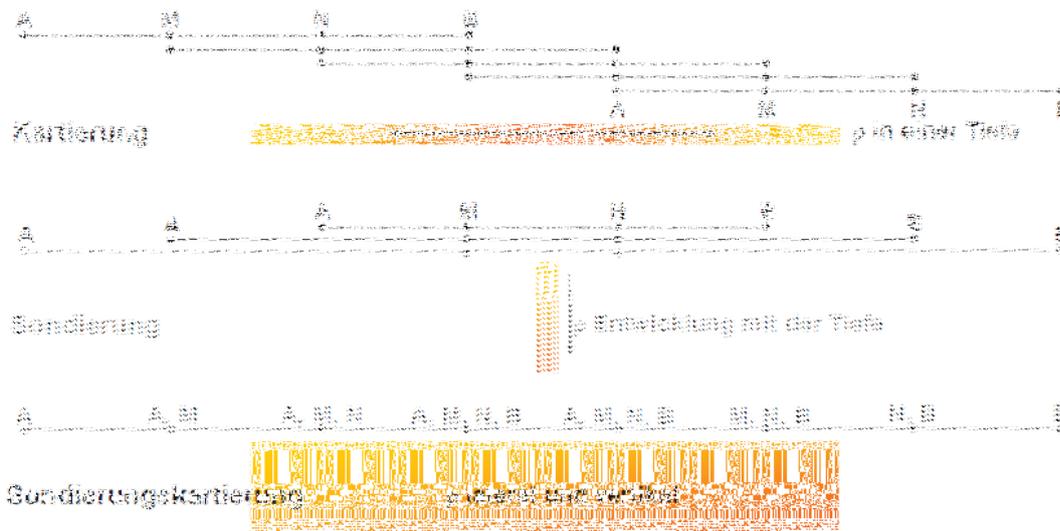
Bei einer Sondierung wird der elektrische Widerstand mit der Tiefe bestimmt. Dabei wird der Bezugspunkt der Elektrodenanordnung konstant gehalten und die beiden Elektrodenabstände  $L$  und  $I$  variiert (siehe Abb. 52). Es wird meist die Schlumberger-Anordnung (siehe Abb. 54) verwendet.

Eine geoelektrische Kartierung dient der Erkundung von lateralen Widerstandsvariationen im Untergrund (z.B. Störungen, steilstehende Schichtgrenzen). Der Bezugspunkt der Elektrodenanordnung wird variiert und die Elektrodenabstände  $L$  und  $I$  bleiben konstant. Bei Sondierungen kommt meist die Wenner-Anordnung zum Einsatz.

Um sowohl ein vertikales, als auch horizontales Bild des Untergrundes zu erhalten, werden Sondierungskartierungen durchgeführt. Sowohl der Bezugspunkt der Elektrodenanordnung, als auch die Elektrodenabstände  $L$  und  $I$  werden variiert.

Die vorherrschenden Witterungsbedingungen haben erheblichen Anteil am Erfolg der Messungen. Bei zu trockenen Verhältnissen ist es oft sehr schwierig den hohen Widerstand der oberen, trockenen Schichten zu überwinden und Strom in den Untergrund zu injizieren. Ein gefrorener Boden besitzt ebenfalls einen extrem hohen Widerstand. Bei oder nach starken Regenfällen ist der Widerstand der Gesteinsschichten durch das Wasser reduziert.

Die Auflösung einer geoelektrischen Messung ist u.a. von der gewählten Messanordnung abhängig (Lehmann, 2011; Parnasis, 1997; Sheriff, 1989).



**Abb. 52:** Prinzip einer Sondierung, einer Kartierung und einer Sondierungskartierung (Lehmann, 2011).

## 7.2. Messbeschreibung und Ergebnisse

### Einleitung und Messbeschreibung

In den Jahren 2008, 2010 und 2012 wurden im Zuge der montanistischen Lehrveranstaltung „Geophysikalische Prospektion“ geoelektrische Messungen zur Erkundung des Untergrundes nordwestlich des Klöcher Basaltsteinbruchs durchgeführt.

Die genaue Lage der einzelnen Profile ist aus Abbildung 53 ersichtlich. Die fünf Messstrecken sind grob in Nord-Süd-Richtung angeordnet. Die Längen der Messprofile betragen 1250 m (2008), 830 m (2010), 625 m (2012-1) und 690 m (2012-2).

Für die Datenakquisition bei der geoelektrischen Tiefensondierung kam die Multielektrodenteknik zum Einsatz. Die Messungen erfolgten in den Jahren 2008, 2010 und 2012 mittels Wenner-Anordnung, im Jahre 2013 mittels punktueller Tiefensondierung in Schlumberger-Anordnung. Der Abstand zwischen den Elektroden beträgt 10 m für die Profile aus den Jahren 2008 und 2010. Im Jahre 2012 wurde ein Abstand von 5m gewählt. Die geoelektrische Messung erfolgte mit einem AGI Sting Earth Resistivity Meter. Die genaue Positionsbestimmung der Messpunkte und Profilstrecken wurde mit einer GPS Trimble Totalstation und mit einem GPS-Gerät Garmin etrex-vista durchgeführt.

### Datenverarbeitung

Die akquirierten Daten mussten auf fehlerhafte Messwerte hin korrigiert werden. Dazu wurde die Standardabweichung mit Hilfe des Softwareprogrammes Surfer berechnet und die Daten mittels einer Variogramm-Analyse geglättet. Aus der rein quantitativen Pseudosektion mit korrigierten Daten konnte mit dem Softwareprogramm Atoswift eine Tiefensondierungskurve erstellt werden. Anschließend folgte der Vorgang der Tiefeninversion, bei dem die Kurve an eine Modellkurve

angepasst und ein Schichtmodell des Untergrundes berechnet wird. Die Ergebnisse wurden mit dem Programm Surfer dargestellt.

### **Ergebnisse und Interpretation**

Die Unterscheidung von Basalten und Tuffen / neogenen Sedimenten erfolgt aufgrund der unterschiedlichen elektrischen Leitfähigkeit bzw. aufgrund der unterschiedlichen elektrischen Widerstände. Hochohmige Körper mit Widerständen von 400 bis über 1000 Ohm m wurden als Basalte interpretiert, Gesteine wie Tuffe und neogene Sedimente besitzen einen geringeren elektrischen Widerstand. Zu beachten ist jedoch, dass sich die Ergebnisse z.B. wegen unterschiedlicher Witterungsverhältnisse bei den Messungen, verändern können. Bei oder nach starken Regenfällen sind die Schichten aufgrund des Wassers leitfähiger als bei trockenem Boden. Gefrorene Böden weisen einen hohen Widerstand auf. Grundwasserkörper sind im Untersuchungsgebiet aufgrund der vorherrschenden hydrogeologischen Verhältnisse in den untersuchten Tiefen keine zu erwarten. In den Jahren 2008 und 2011 fanden die Messungen bei bzw. nach starken Regenfällen statt und im Jahre 2012 bei trockener Witterung.

Die Ergebnisse der geoelektrischen Messungen sind in den Abbildungen 54 und 55 dargestellt. Alle geoelektrischen Profile zeigen ähnliche Ergebnisse. Im Liegenden bilden hochohmige Körper domartige Aufwölbungen. In den Profilen von 2008 und 2012 lassen sich auch lagenartige Strukturen und Gänge erkennen. Die Basalte werden von niedrigohmigen Tuff- und Sedimentschichten über- bzw. auch unterlagert. Die Mächtigkeit dieser Schichten ist unterschiedlich und schwankt zwischen < 50 m bis > 100 m. Aus den Profilen geht hervor, dass Basalte einerseits eigenständige Körper in Form von Schloten oder Spalten bilden, welche durch niedrigohmige Bereiche von anderen Basaltkörpern abgegrenzt sind. Die morphologischen Höhen entsprechen in den meisten Fällen den basaltischen Domen. Wie aus Profil 2008 sehr gut ersichtlich ist, vereinigt sich ein Teil der Basaltstrukturen zu einem großen Körper. Die Annahme einer seicht liegenden Magmenansammlung, von der aus Spalten und Gänge abzweigen, liegt nahe.

Bei einem Vergleich der geoelektrischen Profile ist zu beobachten, dass sich die hochohmigen Bereiche sehr gut korrelieren lassen. Die Basaltstrukturen von Profil 2008 treten im weiter westlich gelegenen Profil 2010 wieder auf. Daraus können ungefähr E-W-streichende Strukturen (eventuell Basaltspalten) abgeleitet werden. Die Strukturen fallen nach W hin ein. Da die Widerstände der Messungen von 2008/2010 und 2012 stark differieren ist es sehr schwer Strukturen in beiden Profilen zu korrelieren. Die basaltische Aufwölbung von Profil 2012-2 zwischen 300 und 350 m deckt sich mit jener in Profil 2012-1. Die seichten Gänge von Profil 2012-2 sind in Profil 2012-1 nicht mehr zu detektieren, da sie außerhalb des erfassten Bereiches liegen.

Bohrungen, welche entlang der Profile abgeteuft wurden, lassen sich sehr gut mit den geoelektrisch ermittelten Schichtgrenzen korrelieren. Als Beispiel ist die Bohrung B10/96 zu nennen, welche in Profil 2008 eingezeichnet ist. Ab einer Teufe von ca. 60 m tritt Basalt auf.

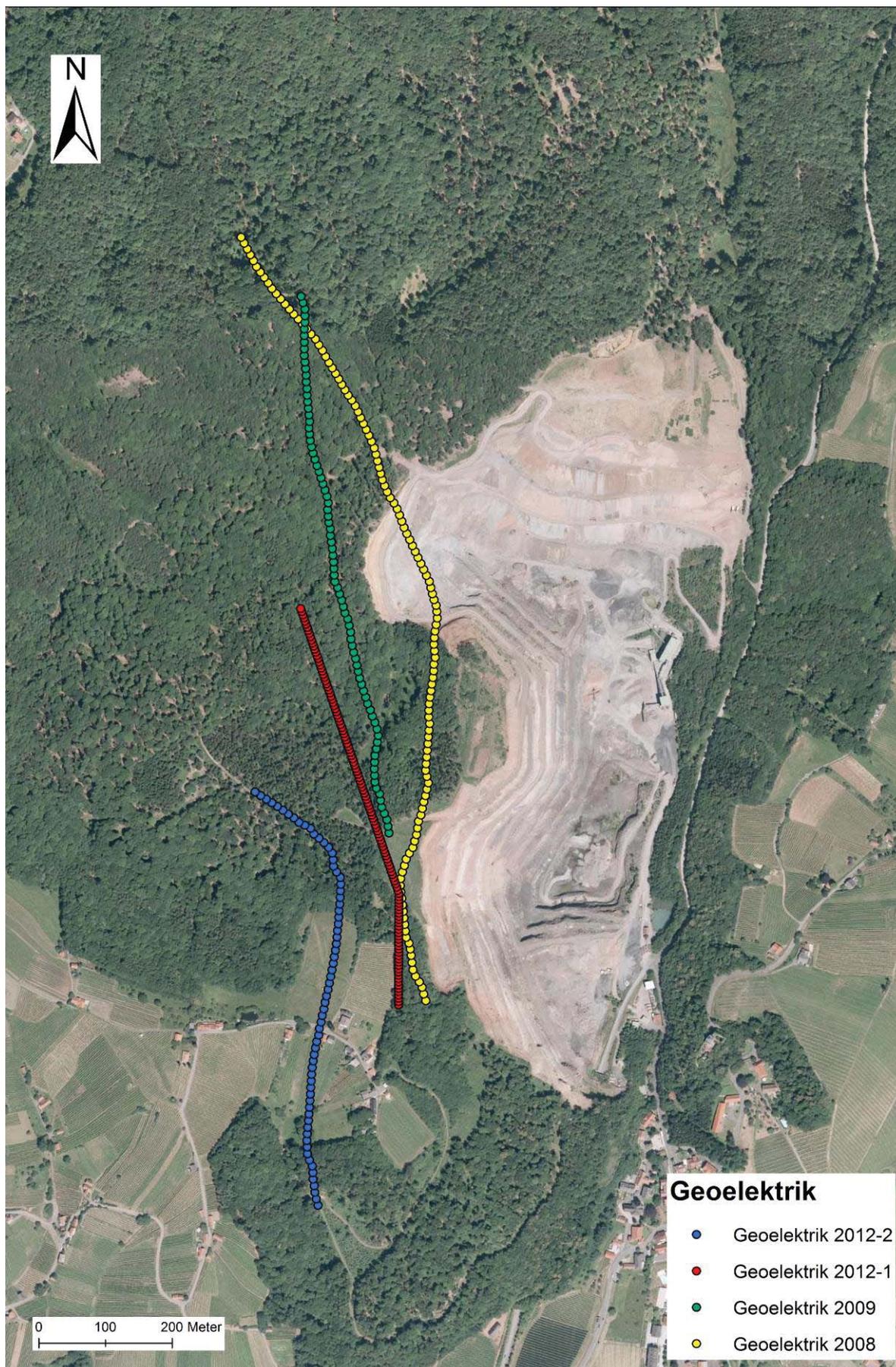


Abb. 53: Lage der Multielektroden-Geoelektrik-Profile 2008-2012.

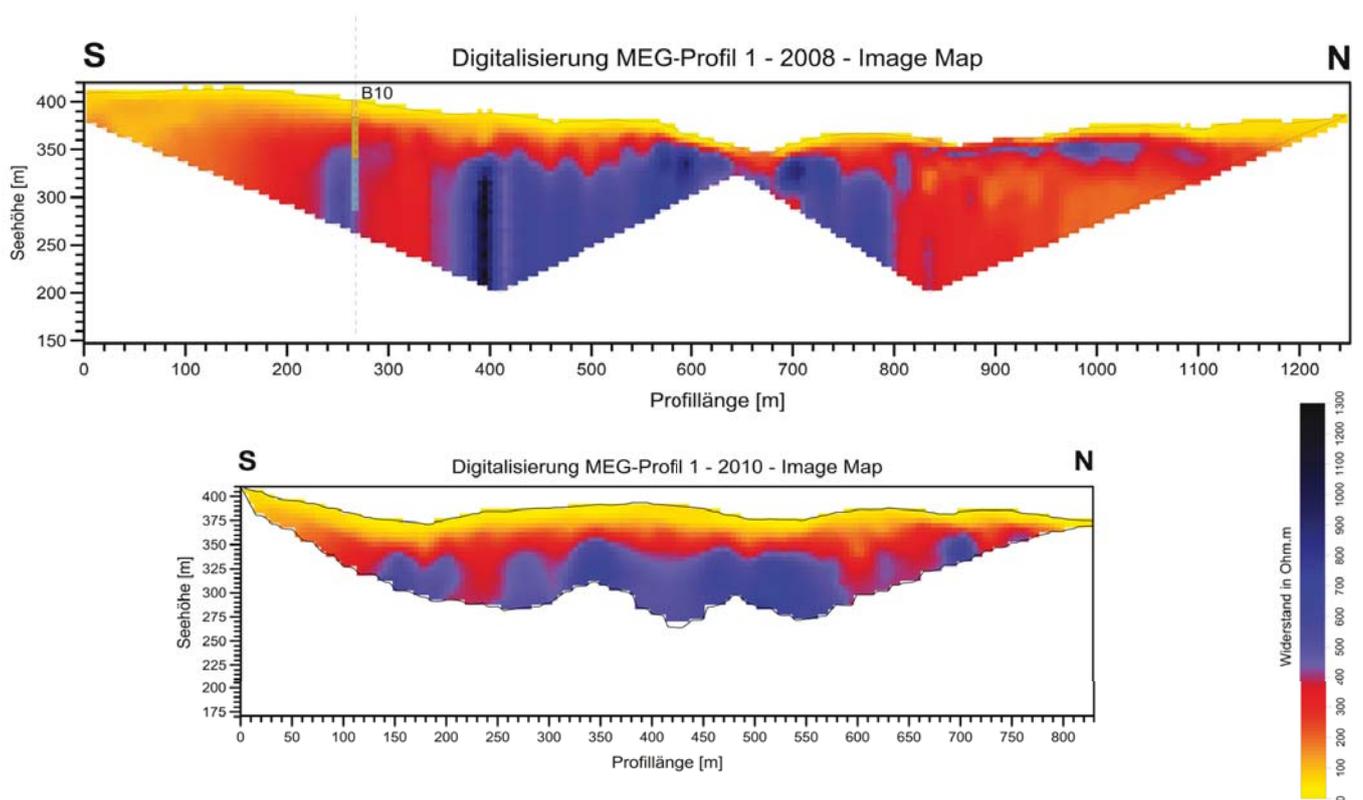


Abb. 54: Ergebnisse der Multielektroden-Geoelektrik von Klöch aus den Jahren 2008 und 2010.

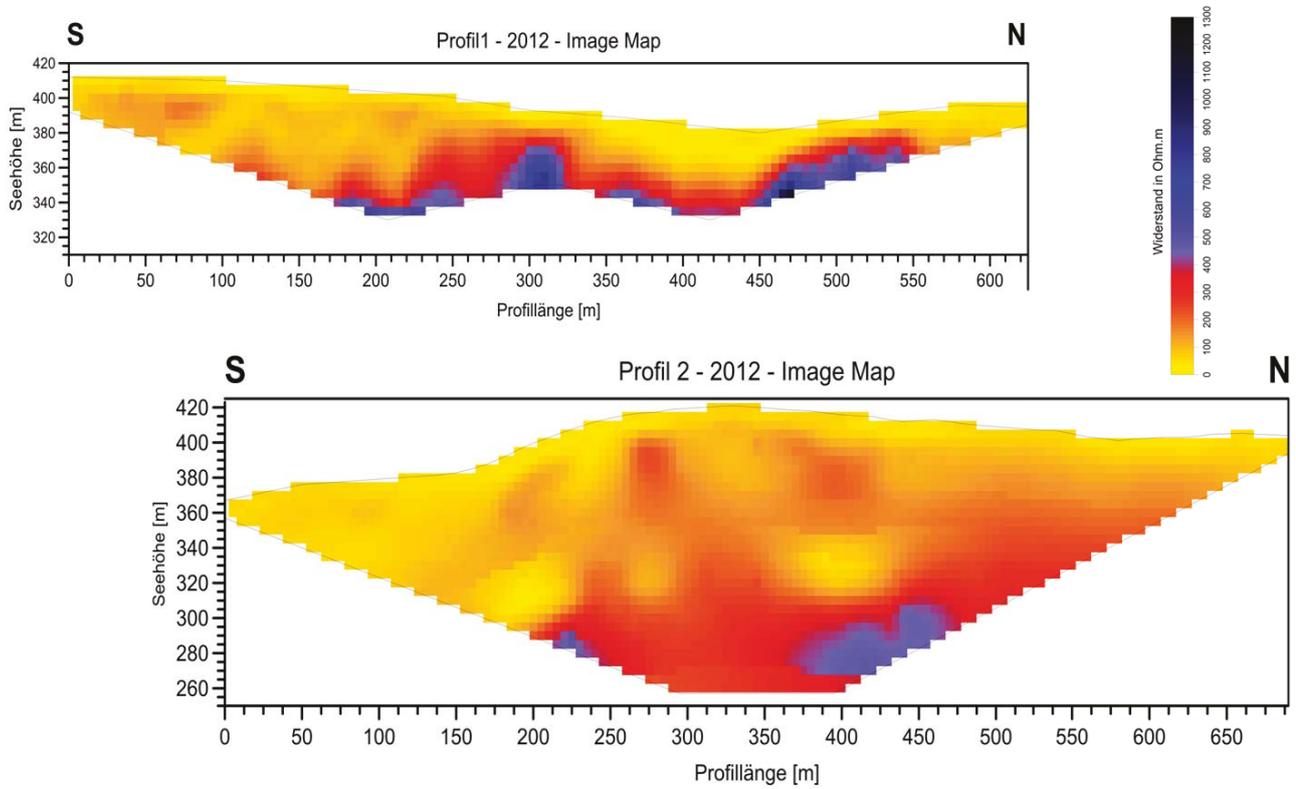


Abb. 55: Ergebnisse der Multielektroden-Geoelektrik von Klösch aus dem Jahr 2012.

## 8. Geologische Kartierung

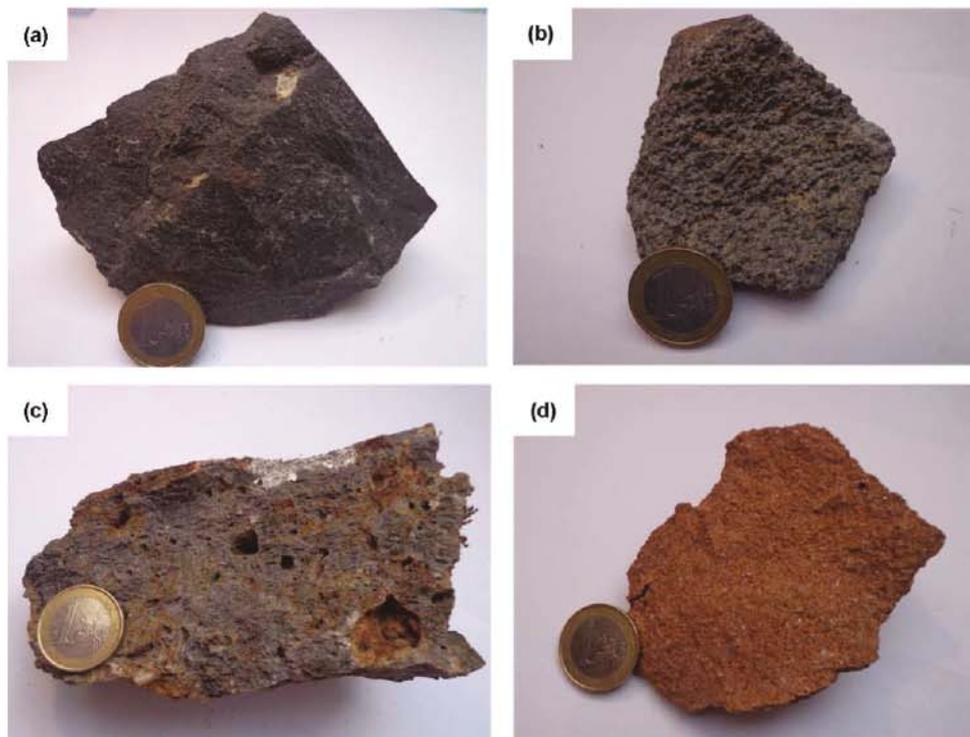
### 8.1. Einleitung

Zur Unterstützung der geophysikalischen Messung und zur Überprüfung dieser, wurde das aufgeschlossene Steinbruchareal in Klöch einer groben geologischen Kartierung unterzogen, welche sich vor allem auf die Struktur und weniger auf die Mineralogie der Gesteine konzentrierte. Die geologische Kartierung erfolgte etagenweise. Um daher einen besseren Überblick zu schaffen, sind die Bezeichnungen der Etagen in Abbildung 57 angegeben. Zu beachten ist, dass der Abbau stetig voranschreitet und die geologische Beschreibung nur eine Momentaufnahme für den Sommer 2013 darstellt. Im Zuge der geomagnetischen Kartierung wurden auch die Westseite des Hochwarths und die paläomagnetische Probenahmestelle am Zaraberg geologisch untersucht.

### 8.2. Geologische Beschreibung

Der fortschreitende Bergbau erlaubt einen detaillierten Einblick in den Aufbau des Klöcher Basaltmassivs. Abbildung 57 zeigt eine Süd- und Nordansicht des Steinbruchs in Klöch. Bereits auf den ersten Blick sind mehrere Intrusionskörper zu erkennen, welche von Tuffen überlagert werden. Tonige Sedimente aus dem Neogen blieben nur in Senken erhalten. Eine grobe Übersicht der unterschiedlichen magmatischen Gesteine des Klöcher Basaltmassivs gibt Abbildung 56.

Eine geologische Übersicht des Steinbruchs zeigen Abbildung 66 und 67 am Ende des Kapitels. Die Abgrenzung der einzelnen Strukturen erfolgte mittels GPS-Punkten.

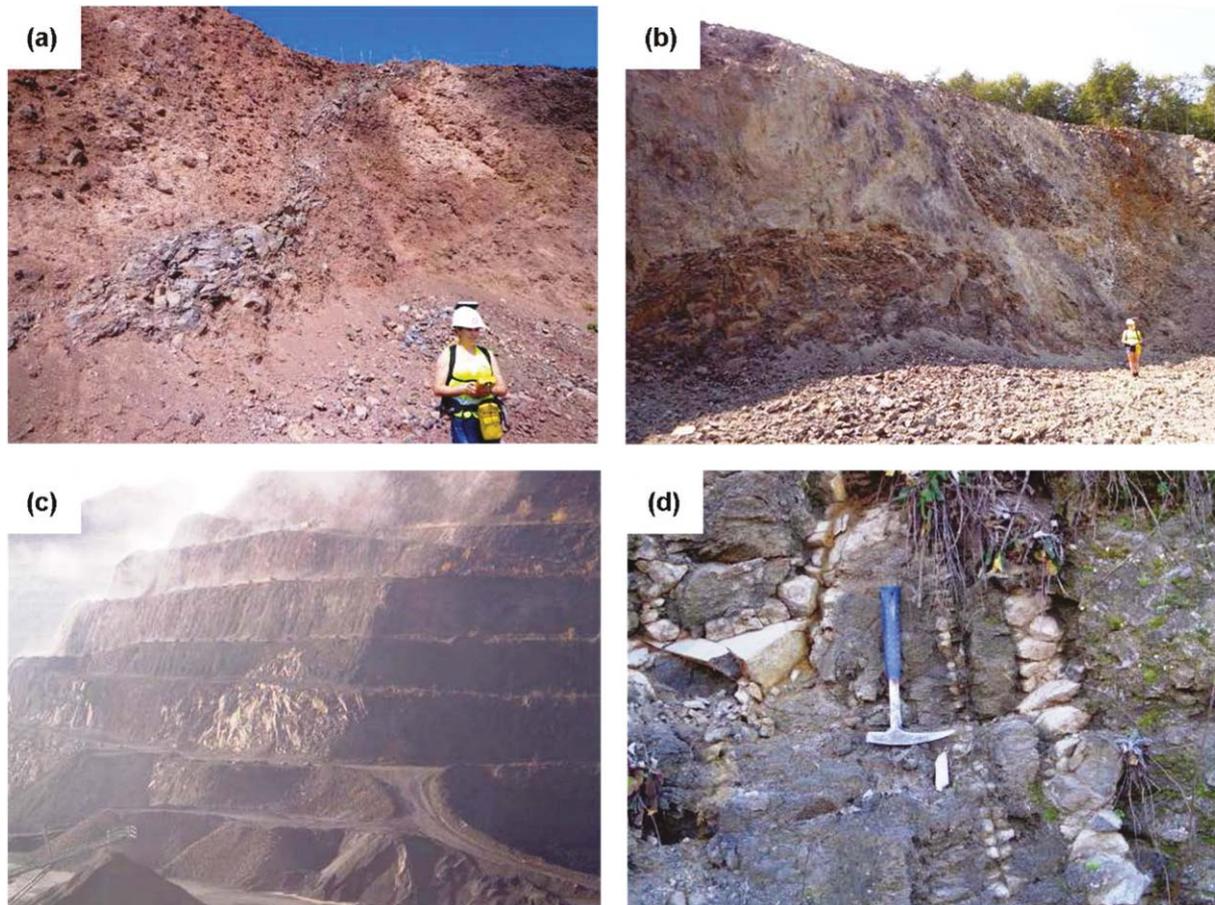


**Abb. 56:** Die untersuchten Gesteinen des Klöcher Basaltmassivs: (a) Dichter, massiger Hartbasalt, (b) „Sonnenbrenner“-Basalt, (c) Poriger Schlackenbasalt, (d) Tuff.



**Abb. 57:** Der Steinbruch von Klösch mit der Bezeichnung der Etagen: Das obere Bild zeigt den Südteil, das untere den Nordteil des Steinbruchs (Stand Sommer 2013).

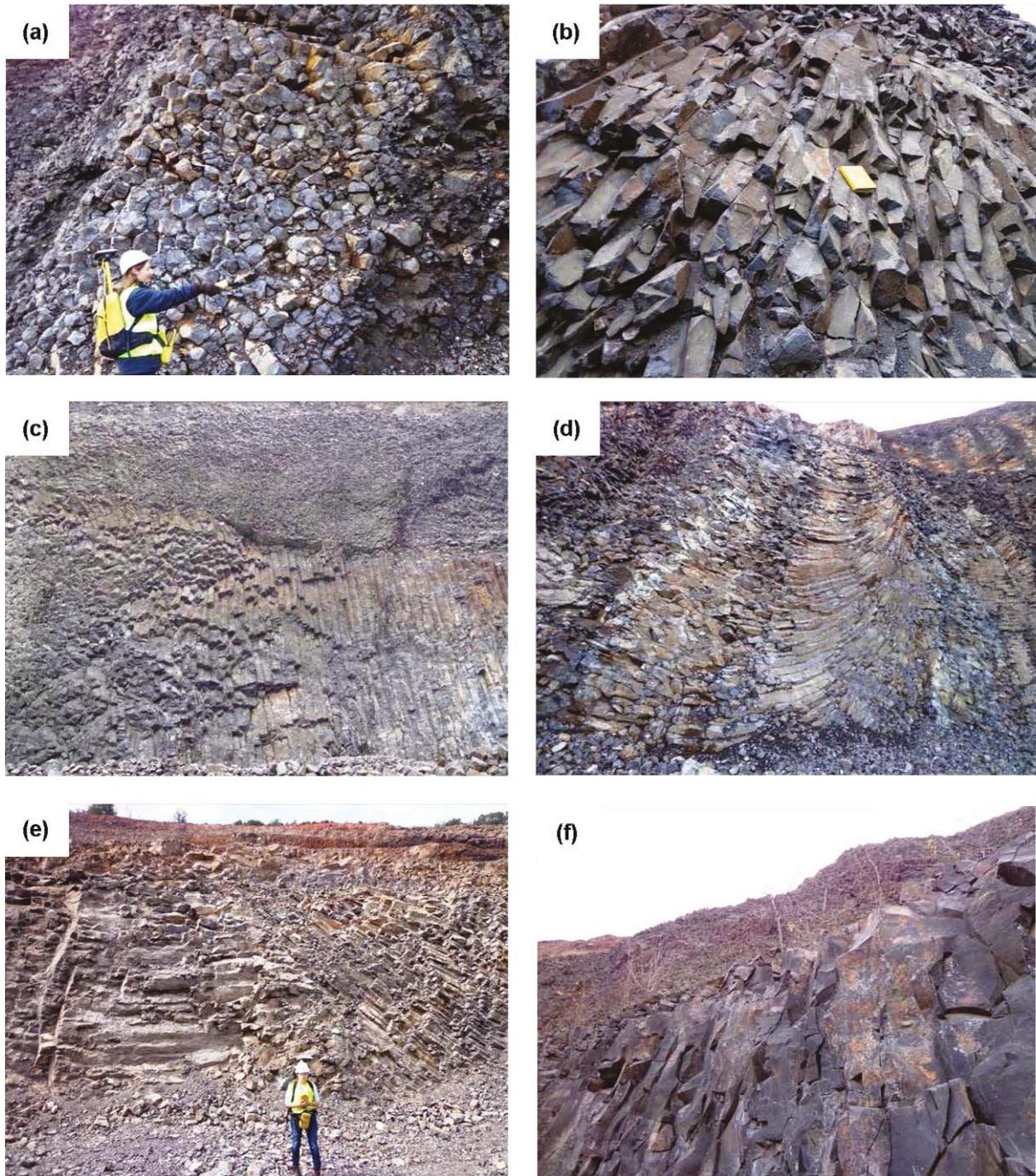
Das Liegende des Steinbruchs wird von Basalten eingenommen, welche durchgehend in den beiden Tiefgängen entlang der Etagen aufgeschlossen sind. Von diesem zusammenhängenden Basaltkörper ausgehend, zweigen domartige Intrusionskörper und Gänge ab, welche die darüber lagernden Tuffschichten durchschlagen und sich nach oben hin verjüngen (siehe Abb. 58). Einige dieser Intrusionskörper sind bis in die höchsten Etagen zu verfolgen. Die Mächtigkeit der Gänge reicht von wenigen cm bis zu einigen 10er m.



**Abb. 58:** Basaltintrusionen: (a) Diskordanter Basaltgang im Tuff in Etage +4; (b) Basaltdom mit Basaltgang im oberen rechten Bildteil; (c) Basaltintrusionen im nördlichen Teil des Steinbruchs; (d) Ein Sonnenbrennerbasalt wird von Gängen aus dichtem Basalt durchschlagen.

Die Basalte im Steinbruch sind unterschiedlich ausgebildet. Die abzweigenden Basaltdome und -gänge im Hangenden werden aus massigem (Sonnenbrenner-)Basalt aufgebaut. Auch die Intrusionen direkt neben dem Tunnelportal im Süden zeigen diesen Gesteinshabitus.

Der liegende Bereich des Steinbruchs (v.a. die beiden Tiefgänge) wird von Säulenbasalten dominiert, deren Richtung, Form und Mächtigkeit variiert (siehe Abb. 59). Basaltsäulen entstehen durch Zugspannungen im Gestein während dem Abkühlen. Ihr Habitus ist vom Chemismus des Magmas und vom Abkühlungsvorgang abhängig. Die Säulenbildung ist typisch für stark basische Magmen. Basaltsäulen bilden sich grundsätzlich normal zur Abkühlungsfläche aus. Bei einer schnellen Abkühlung entstehen dünne, unregelmäßige Säulen, deren interne Richtung wechselt. Mächtige Säulen mit fünf- bis sechseckigen Querschnitten sind ein Zeichen für eine langsame Abkühlung (siehe Abb. 59a und 59b).

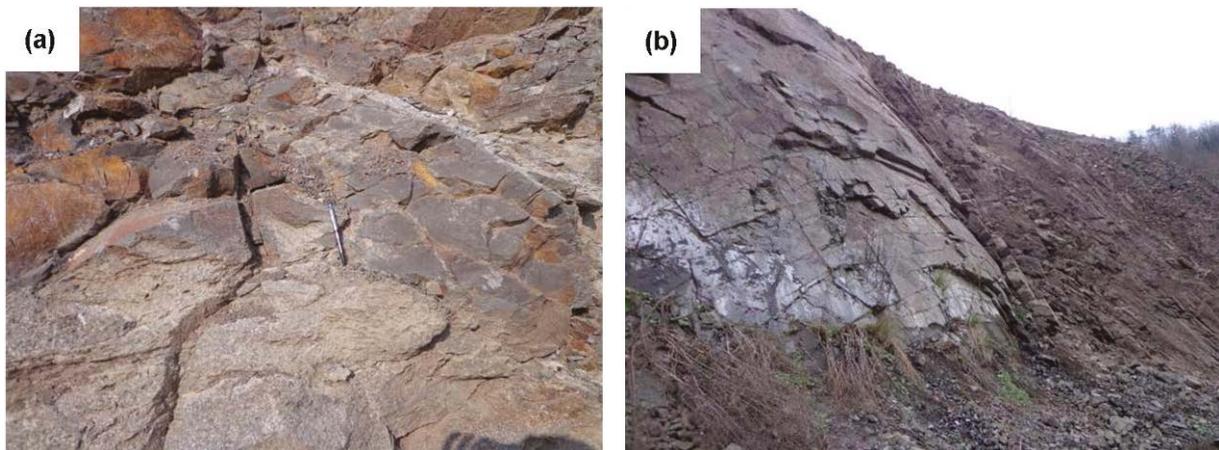


**Abb. 59:** Säulenbasalte in den beiden Tiefgängen: (a) Regelmäßige, fünf- bis sechseckige Basaltsäulen; (b) Basaltsäulen mit einem unregelmäßigen Habitus; (c) Zwei Abkühlungszonen einer Intrusion: Dicksäulige Basalte werden von dünnen Säulen durch eine klare Erstarrungsfront getrennt; (d) Gebogene Basaltsäulen; (e) Grenze zwischen horizontal lagernden dicksäuligen Basalten und nach NW-vergenten, dm-großen Basaltsäulen; (f) Dichter, massiger Basalt wird von dünnen Basaltsäulen überlagert.

Ist die Geschwindigkeit der Abkühlung an beiden Seiten einer Intrusion oder eines Lavastroms unterschiedlich, so sind häufig zwei Säulenzonen zu beobachten, welche durch eine scharfe Grenze voneinander getrennt sind, an der sich die Erstarrungsfronten treffen (Schmincke, 2010). Ein Beispiel dafür zeigt Abbildung 59c. Die Abkühlung im Hangenden (dünnssäulig) der Intrusion erfolgte schneller als im Liegenden (dicksäulig). Durch tektonische Verstellung z.B. durch das Nachrücken von Magma

während dem Abkühlvorgang können sich die noch warmen Säulen einer vorangegangenen Intrusion verbiegen. Abbildung 59d zeigt eines der zahlreichen Beispiele in Klösch. Aufgrund der unterschiedlichen Richtungen der Säulen ist anzunehmen, dass es sich bei den Klösch Basalten um mehrere Generationen handelt und der zusammenhängende Basaltkörper im Liegenden durch verschiedene Intrusionsereignissen aufgebaut wurde.

Analcimreiche „Sonnenbrennerbasalte“, welche durch die Alteration von Basaltgestein mit hydrothermalen Lösungen entstehen (Ernst, 1960), treten im Steinbruch auf den ersten Blick willkürlich auf. Sowohl Säulenbasalte, als auch massive Basalte sind von der Sonnenbrenneralteration betroffen. Generell ist jedoch zu beobachten, dass sich die mächtigen Sonnenbrennermassen im Nordteil des Bruchs befinden. Ein plattiger Habitus ist typisch für diese Gesteine (Abb. 60b). Im Süden finden sich geringmächtige Sonnenbrennerintrusionen (z.B. in den beiden Tiefgängen). Häufig lässt sich am Aufschluss erkennen, dass nicht das gesamte Gestein von der Alteration betroffen war. Kleinräumige, schlierenartige Sonnenbrennerpartien und -gänge durchziehen unverändertes, dichtes Gestein, was die Theorie der hydrothermalen Entstehung von Ernst (1960) bekräftigt (Abb. 60a). An der Nordosteinfahrt des Steinbruchs befindet sich ein mächtiger Sonnenbrennerbasalt, der von Gängen aus dichtem Basalt durchschlagen wird. Dies lässt vermuten, dass der Sonnenbrenner schon sehr früh, noch während der aktiven vulkanischen Phase, entstanden ist (Abb. 58d).



**Abb. 60:** „Sonnenbrennerbasalt“: (a) Unregelmäßige Grenze zwischen Sonnenbrenner und dichtem Basalt, im oberen, rechten Bildteil ist ein Sonnenbrennergang zu erkennen; (b) Plattig ausgebildeter Sonnenbrenner.

Im Steinbruchareal überlagern Tuffe die basaltischen Intrusionskörper. Die Zusammensetzung der inhomogenen Tuffschichten und deren Schichteinfallen variieren. Im Norden und in den hangenden Einheiten treten grobklastische, lockere Tuffe mit porigen Basaltbruchstücken auf (Abb. 61a).

Auf diese Einheit folgt heller Tuff (z.B. am Beginn von Etage +3 beobachtbar), welcher sich aus einer Wechselfolge von groben Lapilli- und feinen Ascheschichten mit vulkanischen Bomben zusammensetzt. Eine ähnliche Gesteinsschicht tritt auch im Süden am Ende von Etage +5 auf. Die Grenze zwischen den beiden Tuffschichten verläuft konkordant. Das Schichteinfallen des hellen Tuffs nach Norden ist deutlich zu erkennen und scheint sich Richtung Süden zu versteilen. Es ist wahrscheinlich, dass das Einfallen der Tuffschichten durch die nachrückenden Magmen beeinflusst und durch ein Aufdomen von Magma im südlichen Bruchareal versteilt wurde (Abb. 61b).

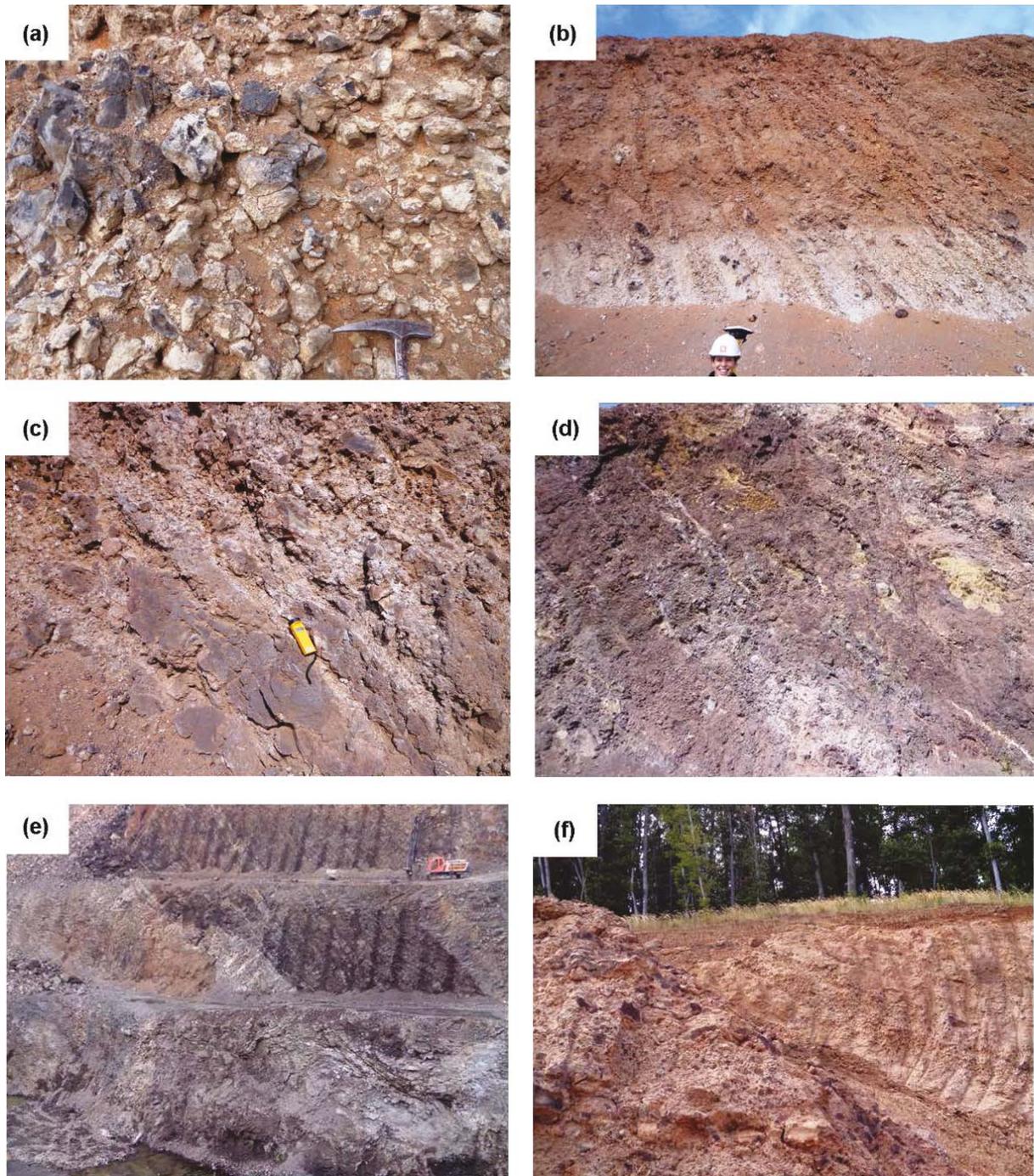
Weiter Richtung Süden ist eine Zunahme an Schlackenbrocken im Tuff zu beobachten, welche parallel zur Schichtung eingeregelt sind. Die fladenartigen Basalte formten sich beim Aufprall des noch heißen Auswurfmaterials. Das Gestein ist verschweißt und besitzt eine rötliche Färbung (Abb. 61c).

Auf diese einige 10er m mächtige Schlackenlage folgen im mittleren Bruchareal (z.B. auf Etage +2 beobachtbar) violett-gelblich verfärbte, stark verschweißte, feinkörnige Tuffe. Die ungewöhnliche Färbung und die Schwefelminerale weisen auf hohe Temperaturen und ein mögliches Förderzentrum hin. Die stark verschweißten Tuffe lassen sich bis in die untersten Etagen (-2S, Abb. 61e) verfolgen und zeigen teilweise ein Schichteinfallen nach Nordosten. Die Basaltintrusionen sind häufig parallel zu diesen Schichten ausgebildet (Abb. 61d).

Verschweißte Schlackenbasalte sind auch in den oberen Etagen am südlichen Ende des Steinbruchs zu finden. Sie werden diskordant von lockeren Asche-Lapilli-Schichten überlagert (Abb. 61f). Das Einfallen der Schichten lässt auf die Verfüllung eines Kraters schließen. In Etage +4 ist die Schichtung noch deutlich zu erkennen. In tieferen Etagen (z.B. +2) lagern lockere, helle Asche- und Lapillituffe mit basaltischen Bomben ohne erkennbarer Schichtung.

Ein rötlich gefärbter Tuff, der jenem am Zaraberg sehr ähnlich ist, kann am südlichen Ende von Etage +2 und +3a studiert werden. Die Grenze zu dem im Norden angrenzenden, verschweißten Schlackentuff ist nicht mehr zu erkennen, da ein Basalt genau im Grenzbereich intrudiert ist.

In den untersten Etagen (+2 und +1) nimmt die Anzahl der Basaltintrusionen stetig zu. Der Tuff ist in unmittelbarer Umgebung der Intrusionen dunkel gefärbt und verschweißt.

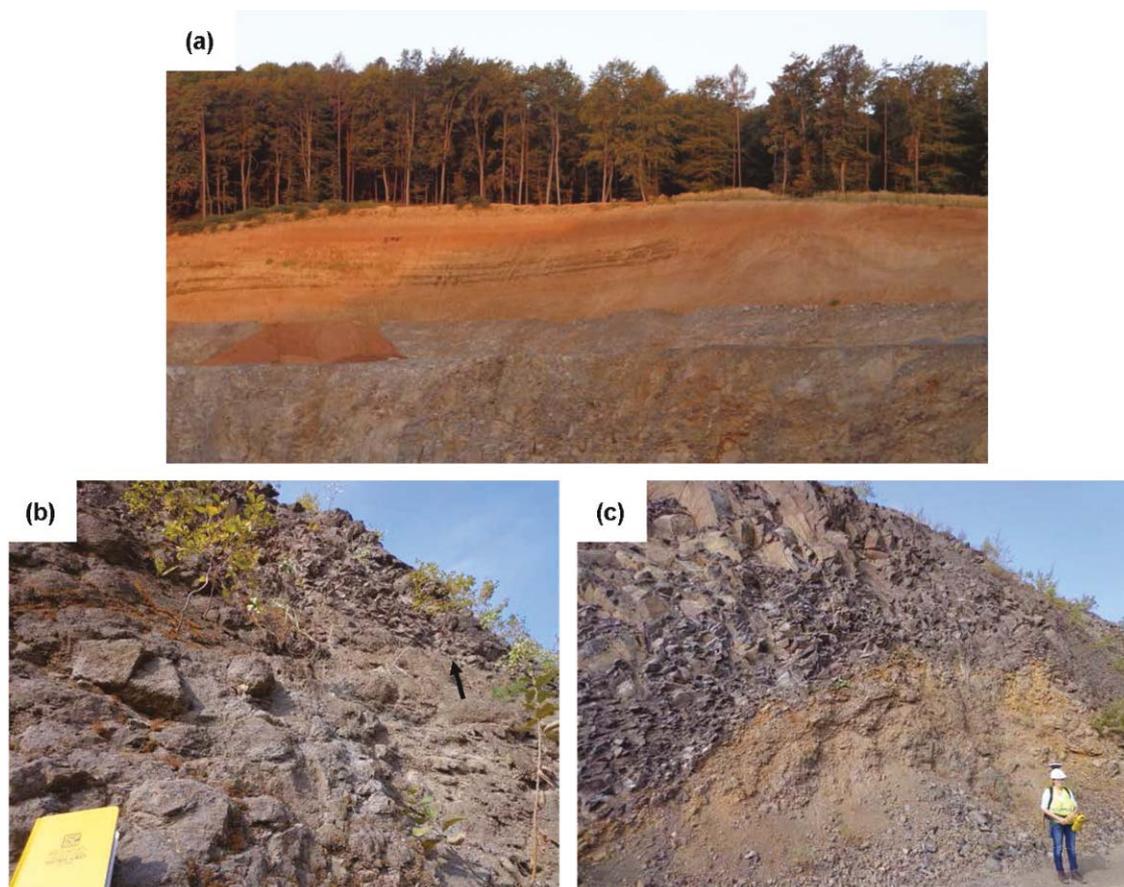


**Abb. 61:** Verschiedene Tuffgesteine im Steinbruch: (a) Locker gelagerter Tuff mit Schlackenbasaltklasten; (b) Feinkörnige Aschelagen mit gröberklastischen Lapillischichten; (c) Verschweißte Tuffe mit fladenartigen Schlackenbasalten; (d) Violett gefärbte Tuffe mit gelbem Schwefel; (e) Tuffschichten auf Etage -2; (f) Diskordante Grenze zwischen verschweißtem Schlackentuff und locker gelagerten Lapilli-Ascheschichten.

Im nördlichen Bruchgelände (SW der Halde) bildet ein hellgrauer, poriger Basalt eine rund 10 m mächtige Aufwölbung (siehe Abb. 62a). Südlich, an den Basalt anschließend, lagern horizontale Schichten von sandig bis tonigem Material. Eine genauere Untersuchung dieser Sedimente ist im Moment nicht möglich, da die Etage darunter bereits entfernt wurde. Nach Fritz (2003) könnte es sich dabei um Seetone handeln. Die Poren im Basalt sind ein Zeichen dafür, dass das Magma keine Zeit zum Entgasen hatte (Schmincke, 2010). Somit handelt es sich höchstwahrscheinlich um einen Lavastrom. Im Liegenden des porigen Basaltes folgt eine mächtige Intrusion von plattigem Sonnenbrennerbasalt, die bis in Etage +3 reicht.

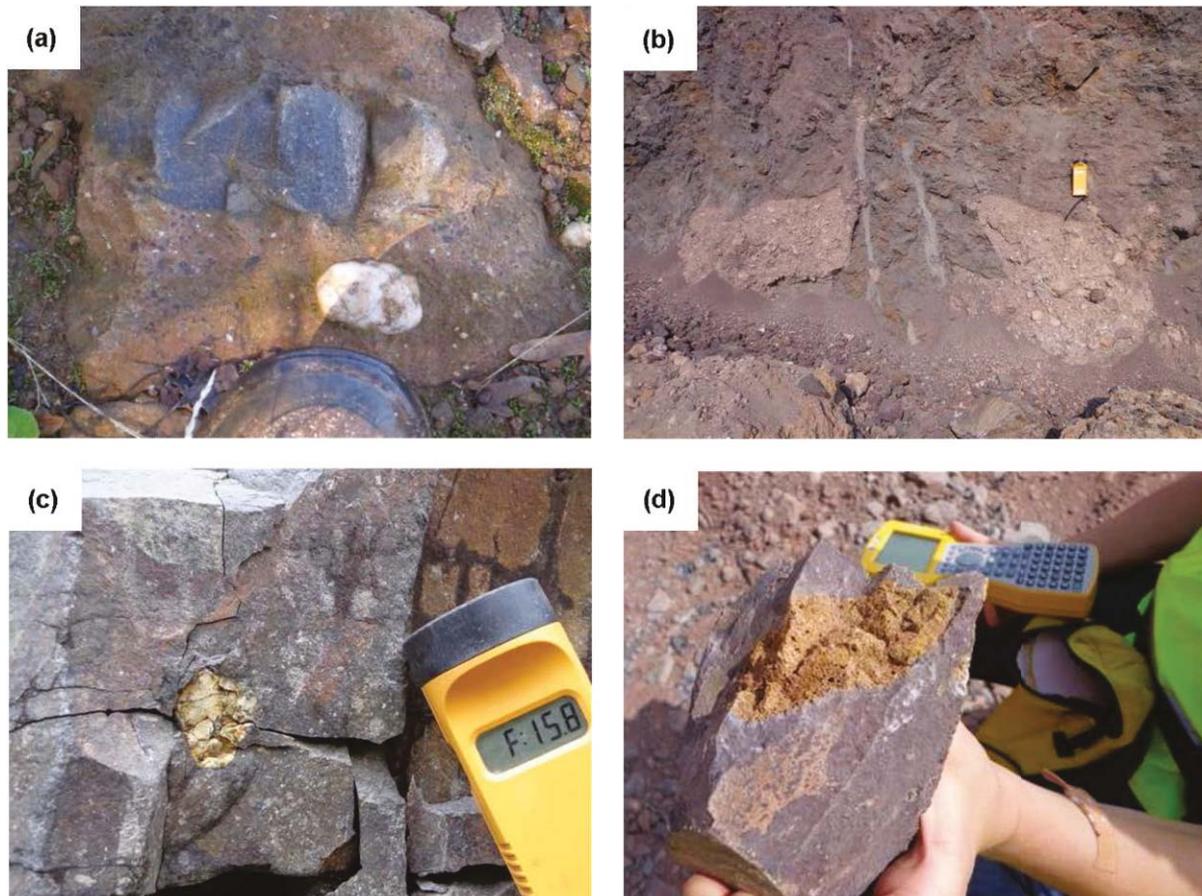
Auf der Südseite der nördlichen Steinbrucheinbuchtung sind im Hangenden locker gelagerte (Schlacken-)Tuffe zu finden. Diese Tuffe werden ähnlich wie im Südteil von Basaltintrusionen und Gängen durchschlagen. Die Intrusionen liegen jedoch viel flacher als im Süden. Abbildung 62c zeigt, dass die Basalte in diesem Bereich auch über den Tuffen lagern. Auf Etage +1 ist ein weiterer poriger Basalt zu finden, welcher jedoch nicht mit dem vorher genannten Basalt (sichtbar) in Verbindung steht. Seine Poren zeigen eine längliche Auslenkung, was auf das Fließen eines Lavastroms hindeutet. Er wird von einem massigen, dichten Basalt mit Sonnenbrennerpartien überlagert.

Eine genaue Ansprache der Gesteine (v.a. der Tuffe) ist im nördlichen Bruchgebiet nicht überall möglich, da einige Etagen schon stark verwittert und teilweise von Moosen überwachsen sind.



**Abb. 62:** Das nördliche Bruchgebiet: (a) Aufwölbung eines porigen Basalts mit geschichteten Seetonen im linken Bildteil; (b) Die Grenze zwischen einem porigen und einem dichten Basalt; (c) Überlagerung von Tuff durch eine massive Basaltintrusion.

Sowohl in den Basalten, als auch in den Tuffen lassen sich zahlreiche Einschlüsse von Fremdgesteinen beobachten. Abgelagerte Gesteine werden von vulkanischen Förderschloten durchschlagen und Klaster mit an die Oberfläche gebracht. Tuffe zeigen häufig Einschlüsse von neogenen, klastischen Sedimenten, wie gerundete Quarze (siehe Abb. 63). Die violett gefärbten Tuffe im „Kraterbereich“ enthalten Bruchstücke von rötlichem Tuffgestein (Vgl. Tuff vom Zaraberg), die bei der Auffüllung des Kraters hineingelangt sein könnten. In den Basalten finden sich ebenfalls Quarz-Xenolithe. Einschlüsse von Schlackentuff im Basalt beweisen, dass die Schlackentuffe bereits vor der Basaltintrusion gefördert wurden.

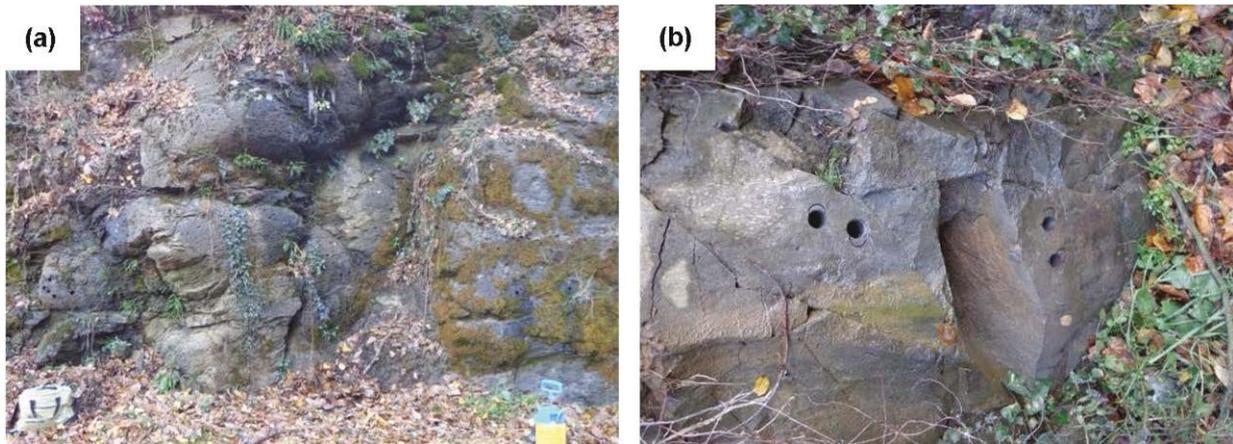


**Abb. 63:** Xenolithe: (a) Gerundeter Quarz und Basaltbruchstück im Tuff; (b) Tuffxenolithe; (c) Quarzxenolith im Basalt; (d) Schlackentuff im Basalt.

Im Zuge der geomagnetischen Prospektion wurde auch der Hochwarth östlich des Steinbruchs untersucht. Nördlich der Burg Klöch sind ausschließlich Lesesteine von porigem Schlackenbasalt und Tuff zu finden.

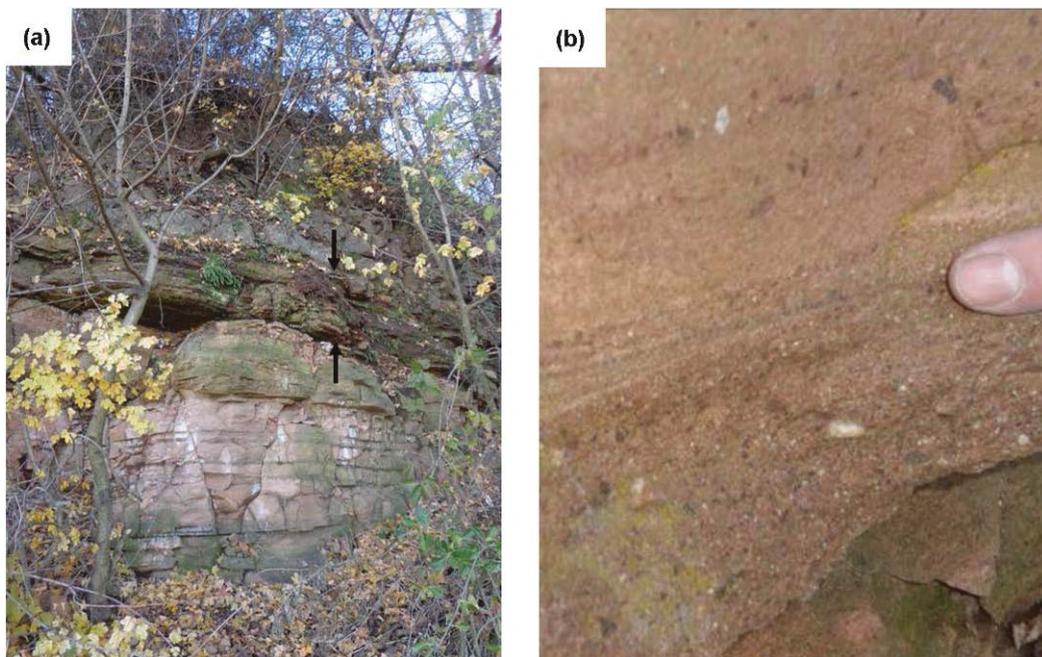
Um die Burg Klöch lassen sich zahlreiche Aufschlüsse eines porigen, an der Oberfläche stark verwitterten Basaltes studieren. Typisch für diesen Basalt ist eine runde, „pillowartige“ Erscheinung, ähnlich wie von jenem porigen Basalt im Nordteil des Steinbruchs.

Im Liegenden des „Burgbasaltes“ folgt ein massiger und dichter, teilweise mit Sonnenbrennerpartien durchzogener Basalt, welcher u.a. an der Straße gegenüber dem Betriebsgebäude oder in den Gräben nördlich der Burg aufgeschlossen ist (siehe Abb. 64).

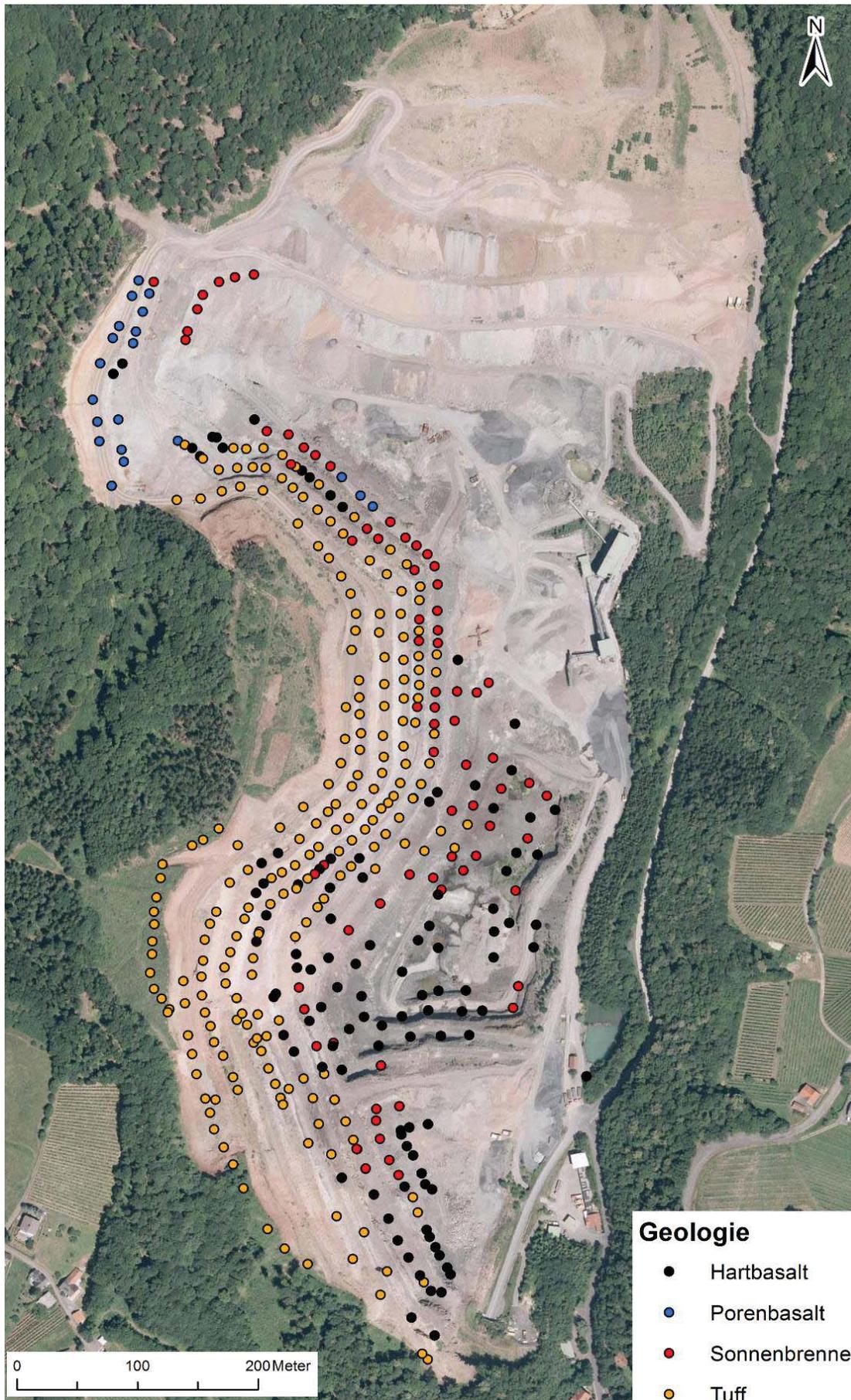


**Abb. 64:** Die Basaltgesteine am Hochwarth: (a) Der porige Basalt im Hangenden; (b) Der dichte, massige Basalt im Liegenden.

In der Nähe des ehemaligen Tuffsteinbruchs am Zaraberg sind Gesteine aus den drei Phasen des Klöcher Vulkanismus (Winkler-Hermaden, 1939) aufgeschlossen. Im Liegenden befindet sich Tuff aus der ersten, explosiven Phase. Grobkörnige Schichten (Korngröße im mm-Bereich) wechseln mit feinsten Aschelagen. Einschlüsse von größeren Quarz- und Basaltbruchstücken sind erkennbar (mm-cm-Bereich). Darüber lagert verschweißter Schlackentuff mit fladenartigem Schlackenbasalt, welcher der zweiten Phase zugeordnet wird. Die hangendste Schicht bildet ein Lavastrom von dichtem, dunklem Basalt mit wenigen Einschlüssen (siehe Abb. 65).



**Abb. 65:** (a) Die Schichtabfolge am Zaraberg vom Liegenden ins Hangende: Tuff-Schlackenbasalt-Basalt; (b) Wechsellagerung von grob- und feinkörnigen Schichten im Tuff.



**Abb. 66:** Die Geologie im aufgeschlossenen Steinbruchareal mit der Unterscheidung zwischen Hart-, Poren-, Sonnenbrennerbasalt und Tuff.



**Abb. 67:** Eine grobe geologische Unterteilung von Basalt und Tuff im Steinbruchareal.

### 8.3. Interpretation

Durch die geologische Kartierung des Steinbruchs kann das auch heute noch verwendete Modell eines Lavasees von Winkler-Hermaden (1939) widerlegt werden. Das Basaltmassiv besteht im Bereich des Steinbruchs aus Basaltintrusionen, welche die früher abgelagerten Tuffe und intrudierten Basalte durchschlagen. Aufgrund der geologischen und petrologischen Beobachtungen kann davon ausgegangen werden, dass es sich bei den Basalten um unterschiedliche Generationen von mehreren Intrusionsereignissen handelt. Die Basaltdome und -spalten scheinen von einem Batholithkörper auszugehen, der im Liegenden des Steinbruchs in den beiden Tiefgängen aufgeschlossen ist. Im nördlichen Bruchareal liegt der Basalt seichter. Ein mächtiger „Sonnenbrennerdom“ reicht bis knapp an die Geländeoberkante. Es ist nicht auszuschließen, dass einige Basalte im Norden des Steinbruchs Lavaströme darstellen, welche vom Eruptionszentrum des Königsbergs im Norden gefördert wurden.

Eine Analyse der unterschiedlichen Tufflagen im Steinbruch erweckt Zweifel an der Theorie der drei vulkanischen Phasen. Die diskordante Überlagerung von Schlackenbasalt mit explosiv gefördertem, lockerem Tuff spricht gegen eine Ablagerung von Schlackenbasalt nach einer explosiven Anfangsphase. Wahrscheinlicher ist, dass Schlackenbasalt und lockerer Tuff abwechselnd gefördert wurden. Die im Steinbruch beobachtbare Verfüllung eines Kraters und das wechselnde Schichteinfallen lassen mehrere Förderschloten vermuten. Dass auf eine explosive Anfangsphase mit der Entstehung von mächtigen Tuffabfolgen eine effusive Phase mit zahlreichen Intrusionen folgte, kann durch die geologische Kartierung im Steinbruch bestätigt werden.

---

## 9. Bohrungen

### 9.1. Einleitung

Im Auftrag der Asamer Kies- und Betonwerke GmbH wurden im Jahre 1996 vierzehn und im Jahre 2004 fünf Kernbohrungen in der unmittelbaren Umgebung des Steinbruchgeländes abgeteuft. Die Bohrungen, welche eine Endteufe zwischen 25 und 130 m aufweisen, dienen zur genaueren Erkundung des Untergrundes. Bohrprofile wurden erstellt mit der Unterscheidung zwischen Lehm und Ton (Überlagerung), lehmig, tuffigen Basalt (Agglomerattuff), tuffigen Basalt (blasiger Basalt bis Sonnenbrenner), tuffigen Basalt bis Basalt (Sonnenbrenner) und Basalt. Die seismischen Messdaten von 2004 konnten anhand der Bohrergergebnisse kalibriert werden. Die genaue Lage der Bohrungen kann Abbildung 68 entnommen werden.

### 9.2. Beschreibung der Bohrprofile

Bei Betrachtung der Bohrprofile und bei einem Vergleich der Bohrdaten mit den im Steinbruch aufgeschlossenen Gesteinen wird deutlich, dass die Gesteinseinteilung äußerst ungünstig gewählt wurde und die Zugehörigkeit der einzelnen Einheiten nicht klar hervortritt. Ein Agglomerattuff ist ein verschweißter Tuff und kein lehmig, tuffiger Basalt wie in der Legende beschrieben. Die Bezeichnung ist ein Widerspruch in sich. Unter Lehm ist ein feinkörniges Lockersediment zu verstehen und dieser Begriff wird nicht für vulkanoklastische Gesteine verwendet. Ein tuffiger Basalt ist laut Definition eine Wechsellagerung von Tuffschichten mit Basalten und entspricht auf keinen Fall einem Sonnenbrennerbasalt. Eine klare Unterteilung zwischen Tuff und den unterschiedlichen Basaltvarietäten ist aus den Bohrprofilen nicht deutlich ersichtlich, da unter die Bezeichnung tuffiger Basalt sowohl Tuff, blasiger Basalt, Sonnenbrennerbasalt und dichter Basalt fallen. Für die nachfolgende Interpretation wird davon ausgegangen, dass unter dem Begriff Überlagerung die neogenen und quartären Sedimente gemeint sind, welche die Basalte aber auch unterlagern. Der Begriff Agglomerattuff wird als Sammelbezeichnung für die Tuffe verwendet. Des Weiteren wird angenommen, dass unter tuffigem Basalt, blasiger Basalt, Sonnenbrenner oder dichter Basalt mit Tuff zu verstehen ist. Die ungenauen Angaben vermindern die Qualität der Interpretation.

Aus den Bohrprofilen lässt sich ein allgemeiner Trend bei der Schichtabfolge ablesen. Basaltische Gesteine im Liegenden werden von Tuffen und neogenen/quartären Sedimenten überlagert. Die Mächtigkeit der Einheiten variiert.

Die neogene Sedimentüberdeckung ist nicht überall erhalten geblieben. In exponierten Lagen kam es zu starker Erosion. Dies gilt auch für die Tufflagen. Im Bereich der Halde, in der am westlichsten gelegenen Bohrung 14 und in einigen Bohrungen im unmittelbaren Bruchbereich wurde kein Tuff erbohrt. Im Steinbruch- bzw. Haldengelände war der Tuff wahrscheinlich zum Zeitpunkt der Bohrung bereits abgetragen. Der Tuff in Bohrung 14 könnte aufgrund der exponierten Lage erodiert worden sein. Oder es kam zu einer Verwechslung von neogenen Sedimenten und Tuff.

---

Das Liegende der meisten Bohrungen wird bis zur Endteufe von Basalten eingenommen. Die Hangendgrenze der Basaltkörper variiert äußerst stark und lässt im Vergleich mit der Morphologie erkennen, dass es sich hierbei um keine planare Basaltoberfläche handeln kann. Meist ist eine Wechselfolge von blasigen bzw. Sonnenbrennerbasalt und dichtem Basalt zu beobachten. Ausschließlich dichter Basalt wurde nur in zwei Bohrungen im Süden gefunden. Eine Verbindung dieser Basaltkörper ist aufgrund der Lage eher unwahrscheinlich. Von Bohrung 3 bis 8 kann ein dichter Basaltkörper verfolgt werden, der von Sonnenbrenner über- und unterlagert wird. Die Mächtigkeit nimmt nach Osten hin zu.

Laut den Bohrprofilen tritt Sonnenbrenner (bzw. blasiger Basalt) im gesamten Untersuchungsgebiet auf. Eine genaue Abgrenzung des Sonnenbrennerbasaltes kann jedoch nicht erfolgen, da bei der Gesteinsansprache zwischen Sonnenbrenner und blasigen Basalt (und auch teilweise dichten Basalt und Tuff) nicht unterschieden wurde. Die Wechselfolge von Sonnenbrenner und dichten Basalt könnte eine Folge der hydrothermalen Entstehung sein, bei der nicht das gesamte Gestein betroffen war. Eine weitere und plausiblere Möglichkeit ist, dass der dichte Basalt erst später in den Sonnenbrenner intrudiert ist (Vgl. Kapitel Geologische Kartierung).

In der südlichsten Bohrung (Bohrung 4, 2004) wurde kein Basalt mehr erbohrt. Der Tuff besitzt in dieser Position eine Mächtigkeit von mehr als 120 m. Daran lässt sich erkennen, wie mächtig die einstigen Tuffschichten ausgebildet waren und dass enorme Massen erodiert worden sind.

In Bohrung 3 aus dem Jahre 2004 wurden in ca. 85 m Tiefe neogene Sedimente erbohrt. Darüber findet sich eine Wechselfolge von Tuffen und Sonnenbrennerbasalt. Offensichtlich handelt es sich dabei um Basaltgänge, welche von einem zentralen Förderzentrum abzweigen. Leider ist aus den Bohrdaten nicht ersichtlich, ob es sich um Intrusiva oder Extrusiva handelt. Lavaströme würden die Theorie der drei Vulkanismusphasen widerlegen. Bei Betrachtung der Bohrdaten könnte sich das Förderzentrum im Osten befunden haben, doch sind für eine exakte Aussage mehr Daten notwendig.

Die knapp neben Bohrung 3-2004 abgeteufte Bohrung 3 aus dem Jahre 1996 gibt eine gänzlich andere Schichtfolge wieder mit einer geringmächtigen Sedimentüberdeckung und einer Wechselfolge aus dichtem und Sonnenbrenner- bzw. blasigen Basalt. Die mächtige Tufflage ist in dieser Bohrung nicht anzutreffen. Unter der Annahme, dass die Bohrungen geologisch korrekt aufgenommen wurden, zeigt dies, dass die Struktur des Vulkanmassivs äußerst komplex ist und sich die Geologie auf kleinstem Raum stark ändert. Es ist daher zu hinterfragen, ob die Schichtabfolgen der Bohrung untereinander korrelierbar sind, vor allem wenn die Distanz zwischen ihnen sehr groß ist. Die Bohrungen stellen nur eine Punktaufnahme des Untergrundes dar, welche die komplexen Strukturen des Klöcher Basaltmassivs mit Spalten, Gängen und Domen nicht ausreichend erfassen kann.

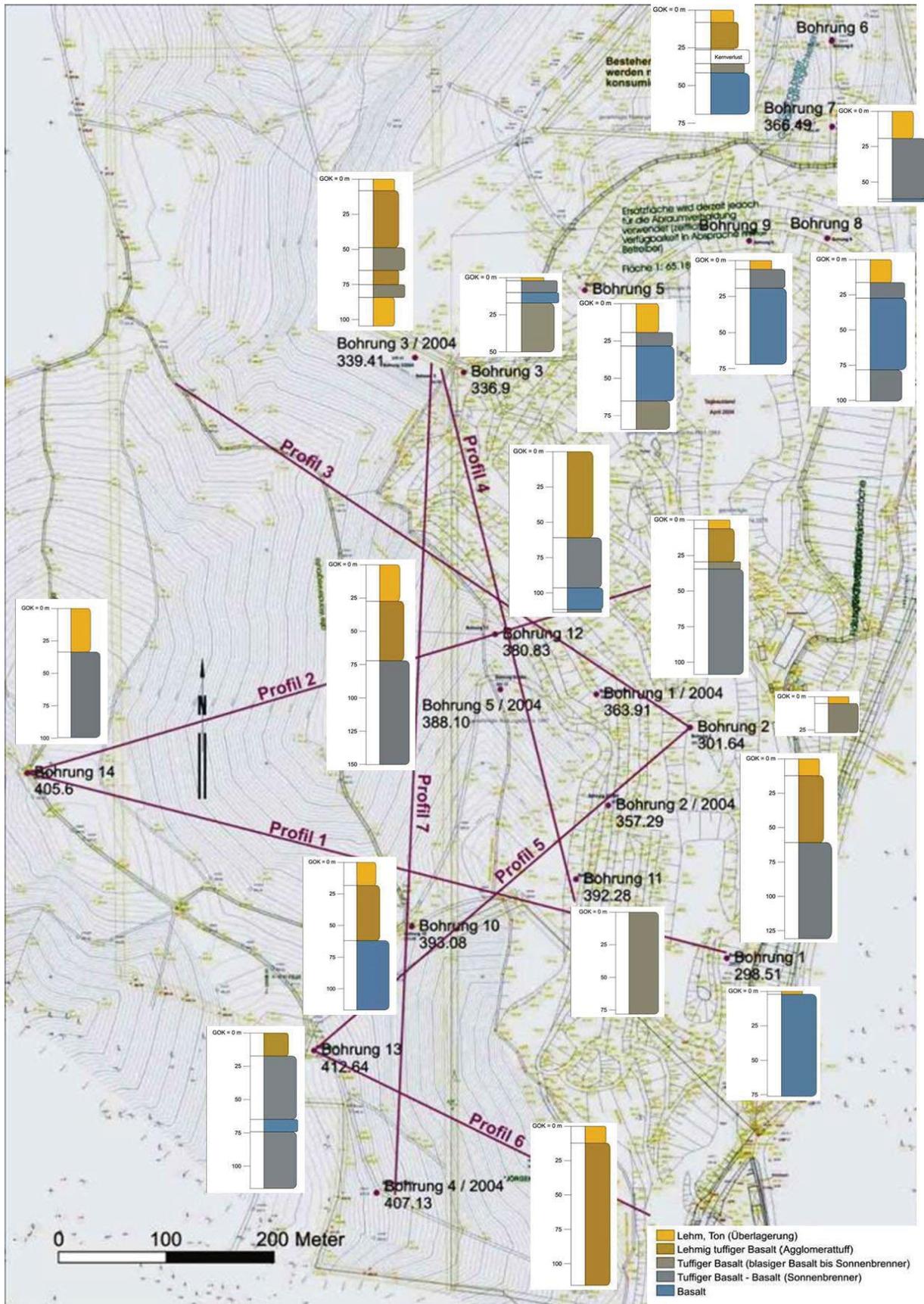


Abb. 68: Lage der Bohrungen von 1996 und 2004 mit den dazugehörigen Bohrprofilen.

## 10. Zusammenfassung und Interpretation

Durch die Verknüpfung von geologischen (Kartierung, Bohrungen), geophysikalischen (Geelektrik, Geo- und Paläomagnetik, Seismik) und petrologischen Daten konnte ein umfangreiches Bild des Klöcher Basaltmassivs gewonnen werden.

Die Interpretation und ein Vergleich der vorhandenen Daten liefert für das vulkanische Relikt folgendes Strukturmodell: Im südlichen Messgebiet im Bereich des Seindls befindet sich ein relativ seicht liegender Batholithkörper mit einem unregelmäßigen Relief mit zahlreichen Aufdomungen. Von diesem ausgehend durchschlagen Basaltspalten, -gänge und -schlote die überlagernden Tuff- und Sedimentschichten. Die Gänge und Spalten sind hauptsächlich diskordant, jedoch finden sich auch Basalte, welche parallel zu den Tuffschichten intrudiert sind. Ein generelles E-W-Streichen der Spalten westlich des Steinbruchs ist zu beobachten. Die Schlote und Gänge sind willkürlich angeordnet. Die Mächtigkeit der Überlagerung schwankt zwischen wenigen m und mehr als 70 m. Gänge und Spalten reichen häufig bis an die Geländeoberkante. Bei dem hangenden Porenbasalt im nordwestlichen Teil des Bruchgeländes handelt es sich vermutlich um einen Lavastrom.

Das Areal im Norden des Steinbruchs kann wegen der geringen geophysikalischen Datendichte nur ungenau interpretiert werden. Aufgrund der Morphologie und den bereits akquirierten Daten ist der Königsberg, neben dem Seindl, als ein weiteres Förderzentrum auszuweisen. Höchstwahrscheinlich handelt es sich hierbei um das Hauptförderzentrum. Die anhand der Magnetik identifizierten Spalten, mit einem E-W-Streichen, könnten von diesem Zentrum ausgehend bis zur Basaltspalte von Tieschen reichen.

Im Bereich zwischen Seindl und Königsberg wurden hauptsächlich seicht liegenden Strukturen sowohl mittels geoelektrischer, als auch geomagnetischer Methoden geortet. Dabei handelt es sich vermutlich um Lavaströme, welche vom Königsberg nach Süden geflossen sind. Eine Verbindung der vulkanischen Systeme im Untergrund ist anzunehmen.

Der Hochwarth im Osten wird im Bereich der Burg Klöch von einem Basaltstock aufgebaut, der durch geologische Aufschlüsse hinreichend belegt ist. Im Hangenden befindet sich ein poriger Basalt, welcher jenem im Steinbruch ähnelt. Nördlich der Burg wurden weitere magnetische Störkörper identifiziert. Ob es sich dabei um Basaltkörper handelt, lässt sich nur vermuten.

Das Modell eines Lavasees, welches bis heute angenommen wird, kann durch die Untersuchungen und Ergebnisse im Zuge dieser Diplomarbeit eindeutig widerlegt werden.

Die geologische Aufnahme bestätigt die gängige Vorstellung einer explosiven Initialphase mit der Förderung von Tuffen und Schlackenbasalt. Allerdings wurden Tuffe und Schlacken abwechselnd abgelagert und nicht in zwei aufeinander folgenden Phasen. Eine mit Tuffen verfüllte Kraterstruktur im Süden des Steinbruchareals lässt auf wechselnde Eruptionsschlote schließen. Auf die explosive Phase folgte eine effusive Phase mit der Intrusion der Basalte und der Ausbildung von Lavaströmen. Der Königsberg und der Seindl können als Hauptförderzentren angesehen werden.

Der Sonnenbrennerbasalt ist noch während der aktiven vulkanischen Phase entstanden, da er an zahlreichen Aufschlüssen von dichten Basaltgängen durchschlagen wird. Sonnenbrenner bildet einerseits mächtige Intrusionen. Er tritt jedoch auch kleinräumig in Form von cm-mächtigen Gängen und unregelmäßigen, schlierenartigen Strukturen im dichten Hartbasalt auf.

Geoelektrische und geomagnetische Methoden liefern einen guten Überblick über die basaltischen Großstrukturen. Die geologische Kartierung im Steinbruch zeigt jedoch, dass das Klöcher Basaltmassiv einen bei weitem komplexeren Aufbau besitzt. Geringmächtige und eng stehende Gänge und Spalten von wenigen cm bis m können mit jenen Verfahren nicht aufgelöst werden. Eine gänzlich ungeeignete Methode zur Untersuchung der Basaltstrukturen von Klöch stellt die Seismik dar. Die seismischen Ergebnisse, vor allem jene der Refraktionsseismik, halten einem Vergleich mit den geologischen Gegebenheiten nicht stand. Die Seismik liefert ausschließlich Schichtmodelle mit mehr oder weniger planaren Schichtgrenzen. Wichtige Strukturen wie Basaltspalten, -dome und -gänge, welche oft nur wenige Meter mächtig sind, werden nicht erfasst. Das liegt unter anderem am Auflösungsvermögen der Seismik. Auch führt die unregelmäßige Basaltoberfläche mit Domen und Spitzen zu Diffraktionen der seismischen Wellen, welche eine genaue Erfassung des Reflektors behindern. Des Weiteren stellt Basalt einen starken Filter von seismischen Wellen dar, wodurch die Information nicht mehr an die Oberfläche gelangt. Bei der Refraktionsseismik kommt es aufgrund der hohen Basaltgeschwindigkeiten zu einer Geschwindigkeitsinversion und Strukturen, welche sich im Liegenden des Basalts befinden, können nicht mehr erfasst werden.

Die abgeteuften Bohrungen stellen eine wichtige geologische Informationsquelle dar. Allerdings ist zu beachten, dass es sich dabei nur um eine Punktinformation handelt und somit die komplexen Spalten- und Schlotstrukturen von Klöch nicht gänzlich erfasst werden können. Fast alle Bohrungen stimmen jedoch mit den geophysikalisch ermittelten Schichtgrenzen überein.

Eine Unterscheidung zwischen Hartbasalt und Sonnenbrennerbasalt konnte mit keiner geophysikalischen Methode durchgeführt werden. Dies liegt zum einen an der Ähnlichkeit von magnetischer Suszeptibilität, seismischer Geschwindigkeit und geoelektrischem Widerstand und zum anderen an dem geologischen Auftreten von Sonnenbrenner in Form von cm-mächtigen Gängen und „Nestern“.

Die paläomagnetische Analyse der Gesteinsproben von 15 unterschiedlichen Lokalitäten im Steinbruch und in der näheren Umgebung ergab annähernd konstante paläomagnetische Hauptrichtungen mit einer mittleren Deklination von  $210,98^\circ$  und einer Inklination von  $-35,14^\circ$ . Es handelt sich dabei durchgehend um inverse Richtungen. Die ermittelten Richtungen decken sich mit den Ergebnissen von früheren Richtungsuntersuchungen an pliozänen Vulkaniten in der Südoststeiermark (Mauritsch, 1972; Pohl und Soffel, 1982). Allerdings zeigt sich keine Übereinstimmung mit den berechneten Richtungen für das Pliozän (u.a. Besse und Courtillot, 2002; Irving, 1977) und die Ergebnisse weichen laut Pohl und Soffel (1982) sehr stark von den neogenen Pollagen Mitteleuropas ab. Die miozänen Richtungen von Pohl und Soffel (1982) mit mittleren Deklinationen von  $\sim 5^\circ$  und einer Inklination von  $\sim 64^\circ$  stimmen beinahe mit den

Paläorientierungen für vor rund 20 Mio. Jahren überein. Eine mögliche Erklärung für die abweichenden pliozänen Richtungen wäre eine tektonische Verstellung, die jedoch für das steirische Becken gleichmäßig ausgefallen sein müsste, da die ermittelten Richtungen der Vulkanite an verschiedenen Orten sehr ähnlich sind. Eine weitere Möglichkeit für die starke Abweichung der pliozänen Richtungen wäre die Ablagerung der Vulkanite während einer magnetischen Umpolung. Das mittels K/Ar-Datierung ermittelte Alter durch Balogh et al. (1994) von 2,6 Mio. Jahren korreliert mit der Grenze Gauss-Matuyama. Die vulkanische Aktivität des Klöcher Vulkans während einer Umpolung ist somit nicht auszuschließen. Der Fehler von  $\pm 1,2$  Mio. Jahren ist jedoch ausgesprochen hoch und sowohl Gilbert, Gauss und Matuyama liegen innerhalb der Fehlergrenzen. Der Basalt von Tieschen rund 2 km nordöstlich des Klöcher Vulkangebiets besitzt nach Balogh et al. (2013) ein Alter von 2,17 Mio. Jahren und wäre somit bedeutend jünger.

Die paläomagnetische Mineralanalyse ergab Titanomagnetit mit einem ausgesprochen hohen Anteil an Titan als magnetisches Hauptträgermineral. In verwitterten Proben wurde auch Goethit in geringen Mengen nachgewiesen. Das Vorkommen von Titanomagnetit konnte durch die mineralogischen Untersuchungen von Schloffer (2014) im Zuge ihrer Bakkalaureatsarbeit bestätigt werden. Durch mikroskopische und REM-Analysen wurden in den Basalten Olivin, Pyroxene (Diopsid, Augit), Nephelin, Plagioklas (und Apatit) in unterschiedlichen Konzentrationen nachgewiesen. Der Prozentanteil von Titanomagnetit schwankt laut Schloffer (2014) zwischen 5 und 15%. Aufgrund des hohen Titangehalts besitzt der Magnetit einen äußerst geringen Curiepunkt. Das bedeutet, dass die magnetische Information bereits bei geringen Temperaturen ( $\sim 200^\circ\text{C}$ ) gelöscht und überprägt wird. Die Basalte wurden daher mit großer Wahrscheinlichkeit von nachfolgenden Intrusionen beeinflusst und ihre magnetische Information geändert.

Um eine exakte Interpretation auch für das nördliche Untersuchungsgebiet durchführen zu können, wäre es nötig die geophysikalischen Messungen Richtung Königsberg fortzusetzen. Die Beprobung von weiteren pliozänen Basalten im südoststeirischen Becken würde das Verständnis für die paläomagnetischen Richtungen und die Entwicklung des Magnetfeldes in dieser geologischen Epoche noch erhöhen.

Die geophysikalischen Ergebnisse weisen auf eine Fortsetzung der Basaltstrukturen von der derzeitigen Abbaukante Richtung Westen hin. Allerdings kann keine Aussage darüber gemacht werden, ob diese Anomalien von einem Hartbasalt oder einem Sonnenbrennerbasalt verursacht werden. Die Bohrung im Süden zeigt Hartbasalt, jene im Norden Sonnenbrennerbasalt. Zusätzliche Bohrungen in diesem Bereich würden weitere Informationen liefern. Der Sonnenbrennerbasalt beschränkt sich fast ausschließlich auf die hangenden Einheiten. Aufgrund dessen sind die Basalte mit dem zusammenhängenden Batholithkörper im Liegenden ein vielversprechendes Abbauziel.

# 11. Verzeichnisse

## 11.1. Literaturverzeichnis

BALOGH, K., EBNER, F., RAVASZ, C. (1994): K/Ar-Alter tertiärer Vulkanite der südöstlichen Steiermark und des südlichen Burgenlandes. – In: LOBITZER, H., CSASZAR, G., DAURER, A. (eds.): Jubiläumsschrift 20 Jahre Geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn. 2. – 55-72, Geologische Bundesanstalt, Wien.

BESSE, J., COURTILLOT, V. (2002): Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. – *J. Geophys. Res.*, 107 (B11), 6-1 - 6-31.

BLAUMOSER, N.H. (1992): Eine erste gesamte aeromagnetische Karte von Österreich und ihre Transformationen. – *Mitteilungen der österreichischen geologischen Gesellschaft*, 84, 185-203, Wien.

BOJAR, H.-P., BOJAR, A.-V., HAŁAS, S., WÓJTOWICZ, A. (2013): K/Ar geochronology of igneous amphibole phenocrysts in Miocene to Pliocene volcanoclastics, Styrian Basin, Austria. - *Geological Quarterly*, 57(3).

BUTLER, R. F. (1992): *Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes.* – Blackwell, Boston, 319 pp.

COLLINSON, D. W. (1983): *Methods in rock magnetism. Techniques and instrumentation.* – 503 p., Chapman and Hall, London.

DECKER, R., DECKER, B. (1998): *Vulkane - Abbild der Erddynamik.* – 267 p., Spektrum Akademischer Verlag GmbH, Heidelberg.

DUNLOP, D.J. (1972): Magnetic mineralogy of heated and unheated red sediments by coercivity spectrum. – *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 27, 37-55.

DUNLOP, D.J., OZDEMIR, O. (1997): *Rock Magnetism - Fundamentals and Frontiers.* – 573 p., Cambridge University Press, Cambridge – New York - Melbourne.

EBNER, F. (1981): Vulkanische Tuffe im Miozän der Steiermark. – *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark*, 111, 39-55, Graz.

EBNER, F., SACHSENHOFER, R.F. (1991): Die Entwicklungsgeschichte des Steirischen Tertiärbeckens. – *Mitteilungen der Abteilung für Geologie und Paläontologie am Landesmuseum Joanneum*, 49, 1-96, Graz.

ERNST, T. (1960): Probleme des "Sonnenbrandes" basaltischer Gesteine. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 112, 178-182, Berlin.

FABIAN, K., SHCHERBAKOV, V.P., MCENROE, S.A. (2013): Measuring the Curie temperature. – *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(4), 947-961, AGU and the Geochemical Society.

- FISHER, R.V., SCHMINCKE, H.-U. (1984): *Pyroclastic Rocks*. – 472 p., Springer Verlag, Berlin-Heidelberg - New York - Tokyo.
- FISHER, R. (1953): Dispersion on a sphere. – *Proc. R. Soc. London, Ser. A* 217, 295-305.
- FLÜGEL, H. W., NEUBAUER, F. (1984): *Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark, 1: 200.000*. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FRITZ, I. (1996): Notes on the Plio-/Pleistocene volcanism of the Styrian Basin. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich*, 41, 87-100, Wien.
- FRITZ, I. (2000): Altes und Neues zum neogenen Vulkanismus in Österreich. – In: PILLER, W.E. (ed.): *Austrostrat 2000. Vortragskurzfassungen und Exkursionsführer*. – Ber. Inst. Geol. Paläont., K.-F.-Univ. Graz, 2, 86 S., Graz.
- GASSER, D., GUSTERHUBER, J., KRISCHE, O., PUHR, B., SCHEUCHER, L., WAGNER, T., STÜWE, K. (2009): *Geology of Styria: An overview*. – *Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark*, 139, 5-36.
- GROMME, C.S., WRIGHT, T.L., PECK D.L. (1969): Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae and Makaopuhi lava lakes, Hawaii. – *Journal of Geophysical Research*, 74, 5277-5294.
- GROSS, M., FRITZ, I., PILLER, W. E., SOLIMAN, A., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., MOSER, B., SCHOLGER, R., SUTTNER, T. J., BOJAR, H.-P. (2007): *The Neogene of the Styrian Basin, Guide to Excursions*. – *Joannea Geol. Paläont.*, 9, 117-193.
- GRUBER, K. (2010): *Anwendbarkeit magnetischer Gefügemessungen für die Analyse des Deformationszustands von Karbonatgesteinen - Am Beispiel der östlichen Nördlichen Kalkalpen, Österreich*. – Masterarbeit, Montanuniversität Leoben – Institut für Geophysik, Leoben.
- HANDLER, R., EBNER, F., NEUBAUER, F., HERMANN, S., BOJAR, A.-V. (2005): *40Ar/39Ar dating of Miocene tuffs from the Styrian part of the Pannonian Basin, Austria: first attempts to refine the Paratethys stratigraphy*. – *Geophysical Research Abstracts*, 7, 04177, Katlenburg-Lindau.
- HANDLER, R., EBNER, F., NEUBAUER, F., BOJAR, A.-V., HERMANN, S. (2006): *40Ar/39Ar dating of Miocene tuffs from the Styrian part of the Pannonian Basin, Austria: an attempt to refine the basin stratigraphy*. – *Geologica Carpathica*, 57(6), 483-494, Bratislava.
- HARZHAUSER, M., DAXNER-HÖCK, G., PILLER, W.E. (2004): *An integrated stratigraphy of the Pannonian (late Miocene) in the Vienna Basin*. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, 95/96, 6-19, Wien.
- HINZE, W.J., VON FRESE, R.R.B., SAAD, A.H. (2013): *Gravity and magnetic exploration - Principles, practises and applications* – 512 p., Cambridge University Press, Cambridge.

- AO, H., DEKKERS, M.J., AN, Z., XIAO, G., LI, Y., ZHAO, H., QIANG, X., CHANG, H., CHANG, Q., WU, D. (2013): Magnetostratigraphic evidence of a mid-Pliocene onset of the Nihewan Formation - implications for early fauna and hominid occupation in the Nihewan Basin, North China. – *Quaternary Science Reviews*, 59, 30-42.
- IRVING, E. (1977): Drift of the major continental blocks since the Devonian. – *Nature*, 270, 304-309, London.
- KRUIVER, P.P., DEKKERS, M.J., HESLOP, D. (2001): Quantification of magnetic coercitivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetisation. – *EPSL*, 189, 269-276.
- KEAREY, P., BROOKS, M., HILL, I. (2007): An introduction to geophysical exploration. – 262 p., Blackwell Publishing, Malden – Oxford – Victoria.
- KONECNY, V., KOVAC, M., LEXA, J., SEFARA, J. (2002): Neogene evolution of the Carpatho-Pannonian region: an interplay of subduction and back-arc diapiric uprise in the mantle. – *European Geosciences Union, Stephan Mueller Special Publication Series*, 1, 105-123, Katlenburg-Lindau.
- KONECNY, V., LEXA, J., KONECNY, P., BALOGH, K., ELECKO, M., HURAI, V., HURAIIOVA, M., PRISTAS, J., SABOL, M., VASS, D. (2004): Guidebook to the Southern Slovakia Alkali Basalt Volcanic Field. – 143 p., *Statny geologicky ustav Dionyza Stura*, Bratislava.
- KOSI, W., SACHSENHOFER, R.F., SCHREILECHNER, M. (2003): High resolution sequence stratigraphy of Upper Sarmatian and Pannonian units in the Styrian Basin, Austria. – *Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen*, 16, 63-86, Wien.
- LOWRIE, W. (1990): Identification of ferromagnetic minerals by coercitivity and unblocking temperatures properties. – *Geophys. Res. Lett.*, 17, 159-162.
- LEHMANN, B. (2013): Spezielle Verfahren in der Ingenieurseismik. – Vorlesungsskript, DMT GmbH & Co.KG Exploration & Geosurvey Division.
- LEXA, J., KONECNY, V. (1998): Geodynamic aspects of the Neogene to Quaternary volcanism. – In: RAKUS, M. (ed.): *Geodynamic development of the Western Carpathians*. – 219-240, Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava.
- MAGYAR, I., GEARY, D.H., MÜLLER, P. (1999): Paleogeographic evolution of the Late Miocene Lake Pannon in Central Europe. – *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 147, 151-167, Amsterdam.
- MARTIN, U., NEMETH, K. (2004): Phreatomagmatic volcanic fields in a Mio/Pliocene fluviolacustrine basin, western Pannonian Basin, Hungary: a review. – *Geologica Hungarica*, 26, 12-56.
- MAURITSCH, H. (1972): Paläomagnetische Messungen an west- und oststeirischen Vulkaniten. – *Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen*, 13, 35-57.
- MCELHINNY, M.W., MCFADDEN, P.L. (2000): *Paleomagnetism: continents and oceans*. – Academic press, International Geophysics Series, 73, 386 pp.

- MILITZER, H., WEBER, F. (1984): *Angewandte Geophysik - Band 1: Gravimetrie und Magnetik*. – 353 p., Springer Verlag, Wien - New York.
- MILITZER, H., WEBER, F. (1984): *Angewandte Geophysik - Band 2: Geoelektrik – Geothermik - Radiometrie - Aerogeophysik*. – 371 p., Springer Verlag, Wien – New York.
- MORRIS, A. (2003): A palaeomagnetic and rock magnetic glossary. – *Tectonophysics*, 377, 211–228.
- MOSER, B. (1994): Der plio-/pleistozäne Vulkanismus von Klöch. In: HOLZER, H.-L. (ed.): *Wandertagung 1994. Exkursionsführer Steirisches Tertiärbecken*. – Österreichische Geologische Gesellschaft, Graz.
- MOSKOWITZ, B.M. (1981): Methods for estimation Curie temperatures of titanomaghemites from experimental Js-T data. – *Earth Planet Science Letter*, 53, 84-88.
- NEUBAUER, F., GENSER, J. (1990): Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen – eine Übersicht. – *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark*, 120, 203-219, Graz.
- NEEL, L. (1949): Magnetic properties of ferrites: ferrimagnetism and antiferromagnetism. – *Ann. Phys.*, 3, 137-198.
- PARASNIS, D.S. (1997): *Principles of applied geophysics*. – 425 p., Chapman & Hall, London.
- PETERS, C., THOMPSON, R. (1998): Magnetic identification of selected natural iron oxides and sulphides. – *Journal of Magnetism and Magnetic Minerals*, 183, 365-374.
- PETROVSKY, E., KAPICKA, A. (2006): On determination of the Curie point from thermomagnetic curves. – *Journal of Geophysical Research*, 111, B12S27.
- PILLER, W.E., HARZHAUSER, M. (2005): The myth of the brackish Sarmatian Sea. – *Terra Nova*, 17(5), 450-455, Oxford.
- POHL, J., SOFFEL, H. (1982): Paleomagnetism of tertiary volcanics of Styria (Austria). – *Geologisches Jahrbuch*, 52, 137-147.
- PÖSCHL, I. (1991): A model for the depositional evolution of the volcanoclastic succession of a Pliocene maar volcano in the Styrian Basin (Austria). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, 134(4), 809-843, Wien.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, L., LINZER, H.-G., MERLE, O. (1991): Lateral extrusion in the Eastern Alps 1. Structural Analysis. – *Tectonics*, 10, 257-271, Washington.
- RÖGL, F. (1999): Mediterranean and Paratethys. Facts and hypotheses of an Oligocene to Miocene paleogeography (Short overview). – *Geologica Carpathica*, 50(4), 339-349, Bratislava.
- ROYDEN, L.H., HORVATH, F. (1988): *The Pannonian Basin - A Study in basin evolution*. – AAPG Memoir 45, The American Association of Petroleum Geologists.

- SACCHI, M., Horvath, F. (2002): Towards a new timescale for the Upper Miocene continental series of the Pannonian basin (Central Paratethys). – European Geosciences Union, Stephan Mueller Special Publication Series, 3, 79-94, Katlenburg-Lindau.
- SACHSENHOFER, R.F. (1996): The Neogene Styrian Basin: An overview. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, 41, 19-32, Wien.
- SACHSENHOFER, R.F., LANKREIJER, A., CLOETINGH, S., EBNER, F. (1997): Subsidence analysis and quantitative basin modelling in the Styrian Basin (Pannonian Basin System, Austria). – Tectonophysics, 272, 175-196.
- SCHÖN, J.H. (1996): Physical properties of rocks. Fundamentals and principles of petrophysics. – Handbook of geophysical exploration, 18, Elsevier Science, Oxford - New York - Yushima.
- SCHLOFFER, K. (2014): Petrologie und Geochemie der magmatischen Gesteine von Klöch, Steiermark, Österreich. – Bakkalaureatsarbeit, Karl-Franzens-Universität, Graz.
- SCHMINCKE, H.-U. (2010): Vulkanismus. – 264 p., Primus Verlag, Berlin/Heidelberg.
- SHERIFF, R.E. (1989): Geophysical methods. – 605 p., Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- SOFFEL, C. (1991): Paläomagnetismus und Archäomagnetismus. – 276 p., Springer Verlag, Berlin - Heidelberg - New York.
- SZABO, C., HARANGI, S., CSONTOS, L. (1992): Review of Neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian Pannonian Region. – Tectonophysics, 208(1-3), 243-256, Amsterdam.
- TAUCHER, J., POSTL, W., MOSER, B., JAKELY, D., GOLOB, P. (1989): Klöch - Ein südoststeirisches Basaltvorkommen und seine Minerale. – Verlag Taucher und Jakely, Weiz.
- TELFORD, W.M., GELDART, L.P., SHERIFF, R.E., KEYS, D.A. (1976): Applied Geophysics. – 860 p., Cambridge University Press, Cambridge - London - New York - Melbourne.
- TÉLLIER, E. (1937): Sur les propriétés de l'aimantation thermorémanente des terres cuites. – C R Acad. Sci. Paris 213: 1019-1022.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Bd.II: Außerzentralalpiner Teil. – 710 p., Deuticke, Wien.
- WINKLER, A. (1913): Das Eruptivgebiet von Gleichenberg in Oststeiermark. – Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 63, 403-502, Wien.
- WINKLER, A. (1927a): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich. Blatt Gleichenberg. – 164 p., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- WINKLER, A. (1927c): Über die sarmatischen und pontischen Ablagerungen im Südostteil des steirischen Beckens. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 77, 393-456, Wien.

WINKLER - HERMADEN, A. (1939): Geologischer Führer durch das Tertiär- und Vulkanland des steirischen Beckens. – Sammlung geologischer Führer, 36, 1-209, Gebrüder Borntraeger, Berlin.

ZIJDERVELD, J.D.A. (1967): Demagnetization of rocks, Analysis of results. In: Collinson, D.W., Creer, K. M., Runcorn, S. K. (Editors), Methods in Paleomagnetism. – Elsevier, Amsterdam, pp. 254-286.

### **Verwendete Internetseiten**

AGICO Software:

[www.agico.com](http://www.agico.com)

AMAP Austria:

[www.amap.at](http://www.amap.at)

BEV – Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen :

[www.austrianmap.at](http://www.austrianmap.at)

GEMSys Software 5.0:

[www.gemlink.com](http://www.gemlink.com)

GIS Steiermark:

[www.gis-steiermark.at](http://www.gis-steiermark.at)

## 11.2. Abbildungsverzeichnis

<b>Abb. 1:</b> Geographische Lage des Untersuchungsgebietes (AMAP-Austria, BEV - Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen). .....	2
<b>Abb. 2:</b> Fazieskarten für das Miozän des Steirischen Beckens: A = Ottnang, B = Karpat, C = unteres Baden, D = unteres Sarmat, E & F = unteres Pannon (verändert nach Gross et al., 2007). .....	4
<b>Abb. 3:</b> Stratigraphische Tabelle der steirischen Neogensedimente (Gross et al., 2007; verändert nach Piller et al., 2004). .....	5
<b>Abb. 4:</b> Die Verteilung der Vulkanfelder im nordwestlichen Pannonischen Becken (verändert nach Balogh, 2013; Horvath, 1985). .....	6
<b>Abb. 5:</b> Geologische Karte von Südost-Österreich mit einer Übersicht der Vulkanitvorkommen: (verändert nach Gross et al., 2007). .....	8
<b>Abb. 6:</b> Geologische Karte von Klöch und Umgebung (Ausschnitt aus der geologischen Karte, Blatt 192, Geologische Bundesanstalt Wien). .....	10
<b>Abb. 7:</b> Bestimmung des resultierenden Totalfeldvektors $T_R$ aus dem totalen Störvektor $F$ und dem Normalfeld $T_0$ um einen kugelförmigen Störkörper (Militzer und Weber, 1984). .....	11
<b>Abb. 8:</b> Die Veränderung der magnetischen Anomalie eines kugelförmigen Störkörpers durch Änderung von Inklination ( $I$ ), Suszeptibilität ( $k$ ), Tiefe ( $T$ ) und Radius ( $R$ ). .....	12
<b>Abb. 9:</b> Die Ergebnisse der Suszeptibilitätskartierung 2013 im Vergleich mit der Geologie. ....	16
<b>Abb. 10:</b> Die Lage des Arbeitsgebietes mit den Messpunkten aus den Jahren 2008 bis 2013. ....	17
<b>Abb. 11:</b> Die eingerichtete Basisstation an einer Erle ca. 30 m östlich der Nordosteinfahrt des Steinbruchs. ....	18
<b>Abb. 12:</b> LINKS: Histogramm mit den berechneten Anomaliewerten. Das Maximum der Werte ist um den Nullpunkt zu finden. RECHTS: Darstellung der magnetischen Anomaliewerte gegen den Gradienten. Der Mittelpunkt der Datenwolke entspricht dem Nullpunkt. ....	20
<b>Abb. 13:</b> Nord-Süd-Profil der magnetischen Totalintensität [nT] westlich von Klöch. ....	21
<b>Abb. 14:</b> Ost-West-Profil der magnetischen Totalintensität [nT] auf Höhe des Steinbruchs. ....	21
<b>Abb. 15:</b> Magnetische Anomalienkarte ( „Moving average“-Funktion). ....	24
<b>Abb. 16:</b> Magnetische Anomalienkarte ( „Radial basis“-Funktion). .....	25
<b>Abb. 17:</b> Höhenmodell des Untersuchungsgebietes mit der Anomalieverteilung. ....	26
<b>Abb. 18:</b> Stark vereinfachte Darstellung der modellierten Störkörper, durchgeführt mit Potent. ....	27
<b>Abb. 19:</b> Modellierte Störkörper im Südwesten des untersuchten Gebietes (Profil 1). .....	27

<b>Abb. 20:</b> Modellierte Störkörper westlich des Steinbruchs (Profil 2). .....	28
<b>Abb. 21:</b> Modellierte Störkörper im Bereich Königsberg (Profil 3). .....	28
<b>Abb. 22:</b> Modellierte Störkörper nördlich der Halde (Profil 4). .....	29
<b>Abb. 23:</b> Modellierte Störkörper des Hochwarths (Profil 5). .....	29
<b>Abb. 24:</b> Aeromagnetische Karte von Österreich (Geologische Bundesanstalt Wien, Stand 2013). ....	30
<b>Abb. 25:</b> Aeromagnetische Detailkarte der Region Südoststeiermark (Daten von der Geologischen Bundesanstalt Wien). .....	31
<b>Abb. 26:</b> (a) Parameter zur Beschreibung des Erdmagnetfeldes: Deklination (D), Inklination (I), Totalintensität (F), geographische Nord-Komponente (X), geographische Ost-Komponente (Y), Vertikalkomponente (Z), Horizontalkomponente (H); (b) Veränderung des Nordpols in den letzten 2000 Jahren (Tauxe, 2005). .....	33
<b>Abb. 27:</b> Das Verhalten von dia-, para-, ferro-, antiferro- und ferrimagnetischen Stoffen unter dem Einfluss eines externen Feldes (J = remanente Magnetisierung, H = externes Feld, M = induzierte Magnetisierung; Tauxe, 2005). .....	36
<b>Abb. 28:</b> Hystereseschleife und Definition ausgewählter magnetischer Kenngrößen: NK = Neukurve, J = Magnetisierung, $H_a$ = äußeres Magnetfeld; $J_s$ = Sättigungsmagnetisierung; $J_r$ = remanente Magnetisierung; $H_c$ = Koerzitivkraft oder Koerzitivfeldstärke; $H_{cr}$ = Remanenzkoerzitivkraft (verändert nach Soffel, 1991). .....	40
<b>Abb. 29:</b> Die IRM-Erwerbsskurven für ausgewählte Minerale: 1 = Magnetit, Titanomagnetit, Maghemit, Magnetkies, 2 = Hämatit, 3 = Goethit (Soffel, 1991). .....	41
<b>Abb. 30:</b> Orientierung der Zylinder- und Würfelproben nach dem britischen System, wobei die z-Achse der Bohrrichtung entspricht. ....	42
<b>Abb. 31:</b> Die genaue Lage der Probenahmestellen im Steinbruch von Klösch. Die Proben KN14 und KN15 wurden im stillgelegten Steinbruch am Zaraberg entnommen. ....	43
<b>Abb. 32:</b> Bestimmung des Curiepunkts: rechts nach der Tangentenmethode, links nach der Curie-Weiss-Methode. ....	49
<b>Abb. 33:</b> Dichte: Maximal-, Minimal-, und Mittelwerte der einzelnen Probennahmestellen. ....	51
<b>Abb. 34:</b> Suszeptibilität: Maximal-, Minimal-, und Mittelwerte der einzelnen Probennahmestellen..	52
<b>Abb. 35:</b> Die Richtungen der natürlichen remanenten Magnetisierung aller Gesteinsproben. ....	52
<b>Abb. 36:</b> Optische Veränderung der Gesteine durch das Heizen: (a) KN06, (b) KN08, (c) KN10, (d) KN12. ....	53

---

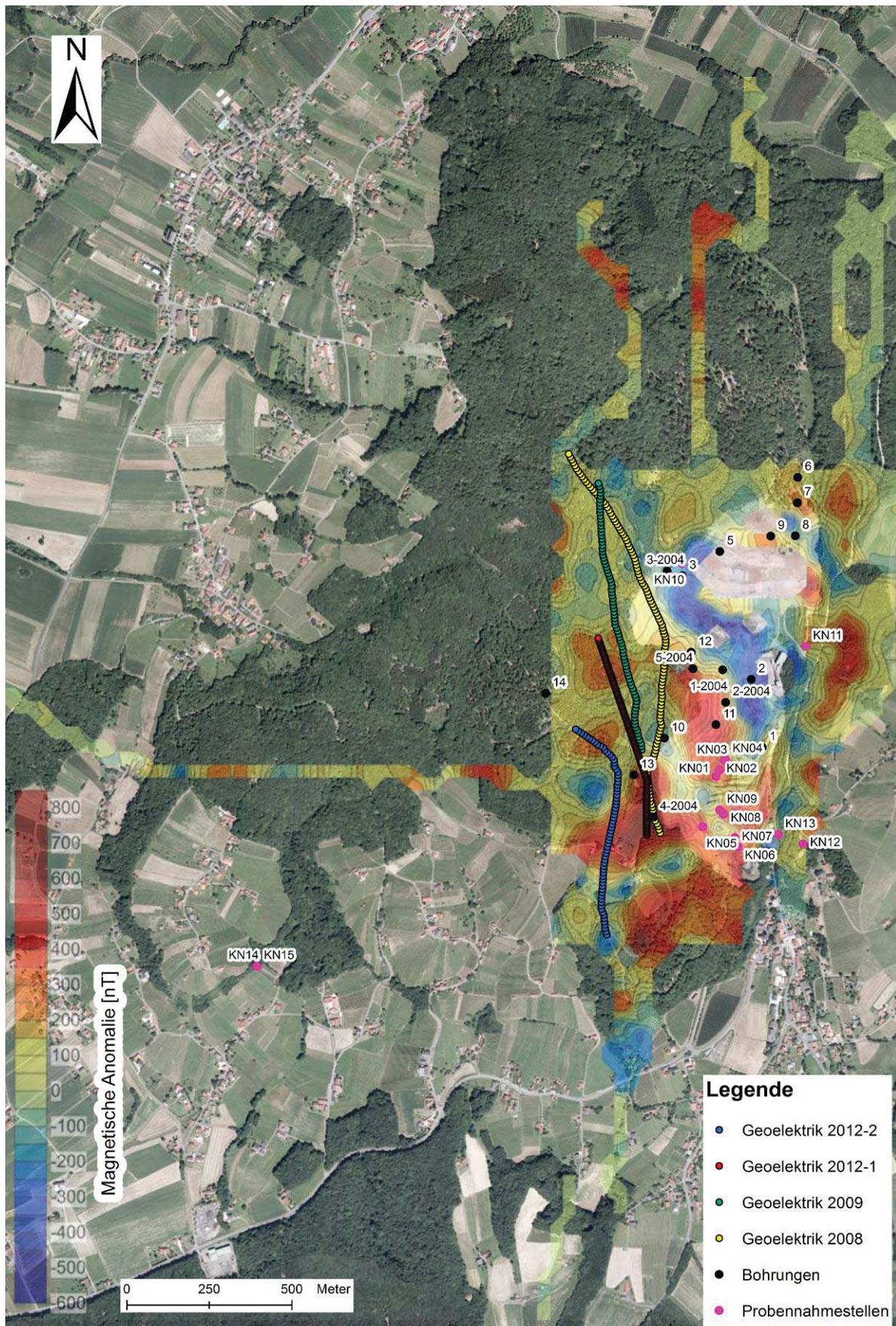
<b>Abb. 37:</b> Entwicklung der Suszeptibilität der Serie TH1 während dem Heizen. ....	54
<b>Abb. 38:</b> Das Abmagnetisierungsverhalten der Proben KN01, KN09 und KN15 im Wechselfeld und bei der thermischen Behandlung: Darstellung der gemessenen Richtungen im Wulffschen Netz, Zijdevelddiagramm und der Intensitätsverlauf während der Abmagnetisierung. ....	57
<b>Abb. 39:</b> Vergleich der ermittelten Richtungen von Klöch (a) mit den pliozänen Daten von Pohl und Soffel, 1982 (b) und jenen von Mauritsch, 1972 (c). ....	60
<b>Abb. 40:</b> Darstellung der Remanenzrichtungen (C1=hochkoerzitiv; C2=niedrigkoerzitiv) und deren Mittelwerte mit $\alpha_{95}$ als eine stereographische Projektion im Wulffschen Netz. Die schwarzen Kreise entsprechen der Darstellung auf der nördlichen Hemisphäre, die schwarzen Punkte jener auf der südlichen Hemisphäre. ....	63
<b>Abb. 41:</b> Die Abkühlungskurve einer 100 m mächtigen Intrusionsschicht in 1 000 m Tiefe für 100, 1000 und 10.000 Jahre mit einer Anfangstemperatur von 1000°C (Soffel, 1991). ....	67
<b>Abb. 42:</b> Ergebnisse der Curiepunktmessungen (Gruppe 1 bis 6): Heizkurve = rot / orange, Abkühlkurve = dunkelblau / hellblau. ....	68
<b>Abb. 43:</b> Ergebnisse der Curiepunktmessungen (Gruppe 7): Heizkurve = rot / orange / pink, Abkühlkurve = dunkelblau / hellblau / schwarz. ....	69
<b>Abb. 44:</b> Ergebnisse der Stufen-Alterationsmessung von G1 bis G3. ....	71
<b>Abb. 45:</b> Ergebnisse der Stufen-Alterationsmessung von G4 bis G6. ....	72
<b>Abb. 46:</b> Ergebnisse der Stufen-Alterationsmessung von G7. ....	73
<b>Abb. 47:</b> Bestimmung der Remanenzkoerzitivkraft durch die Auswertung der „Backfield-Kurve“ (Ergebniskurven der Proben KN06 und KN15). ....	75
<b>Abb. 48:</b> Ergebnis der IRM-Auswertung von Probe KN06. ....	76
<b>Abb. 49:</b> Spezifische elektrische Widerstände von Gesteinen und anderen Materialien (Lehmann, 2011). ....	78
<b>Abb. 50:</b> Das geoelektrische Messprinzip bei einer Vier-Elektroden-Messanordnung: A,B = Stromelektroden; M,N = Spannungselektroden. ....	78
<b>Abb. 51:</b> Die unterschiedlichen Elektrodenanordnungen und deren Geometriefaktoren (Sheriff, 1989). ....	79
<b>Abb. 52:</b> Prinzip einer Sondierung, einer Kartierung und einer Sondierungskartierung (Lehmann, 2011). ....	80
<b>Abb. 53:</b> Lage der Multielektroden-Geoelektrik-Profile 2008-2012. ....	82
<b>Abb. 54:</b> Ergebnisse der Multielektroden-Geoelektrik von Klöch aus den Jahren 2008 und 2010. ....	83

<b>Abb. 55:</b> Ergebnisse der Multielektroden-Geoelektrik von Klöch aus dem Jahr 2012. ....	84
<b>Abb. 56:</b> Die untersuchten Gesteinen des Klöcher Basaltmassivs: (a) Dichter, massiger Hartbasalt, (b) „Sonnenbrenner“-Basalt, (c) Poriger Schlackenbasalt, (d) Tuff. ....	85
<b>Abb. 57:</b> Der Steinbruch von Klöch mit der Bezeichnung der Etagen: Das obere Bild zeigt den Südteil, das untere den Nordteil des Steinbruchs (Stand Sommer 2013).....	86
<b>Abb. 58:</b> Basaltintrusionen: (a) Diskordanter Basaltgang im Tuff in Etage +4; (b) Basaltdom mit Basaltgang im oberen rechten Bildteil; (c) Basaltintrusionen im nördlichen Teil des Steinbruchs; (d) Ein Sonnenbrennerbasalt wird von Gängen aus dichtem Basalt durchschlagen. ....	87
<b>Abb. 59:</b> Säulenbasalte in den beiden Tiefgängen: (a) Regelmäßige, fünf- bis sechseckige Basaltsäulen; (b) Basaltsäulen mit einem unregelmäßigen Habitus; (c) Zwei Abkühlungszonen einer Intrusion: Dicksäulige Basalte werden von dünnen Säulen durch eine klare Erstarrungsfront getrennt; (d) Gebogene Basaltsäulen; (e) Grenze zwischen horizontal lagernden dicksäuligen Basalten und nach NW-vergenten, dm-großen Basaltsäulen; (f) Dichter, massiger Basalt wird von dünnen Basaltsäulen überlagert. ....	88
<b>Abb. 60:</b> „Sonnenbrennerbasalt“: (a) Unregelmäßige Grenze zwischen Sonnenbrenner und dichtem Basalt, im oberen, rechten Bildteil ist ein Sonnenbrennergang zu erkennen; (b) Plattig ausgebildeter Sonnenbrenner.....	89
<b>Abb. 61:</b> Verschiedene Tuffgesteine im Steinbruch: (a) Locker gelagerter Tuff mit Schlackenbasaltklasten; (b) Feinkörnige Aschelagen mit gröberklastischen Lapillischichten; (c) VerschweißteTuffe mit fladenartigen Schlackenbasalten; (d) Violett gefärbte Tuffe mit gelbem Schwefel; (e) Tuffschichten auf Etage -2; (f) Diskordante Grenze zwischen verschweißtem Schlackentuff und locker gelagerten Lapilli-Ascheschichten. ....	91
<b>Abb. 62:</b> Das nördliche Bruchgebiet: (a) Aufwölbung eines porigen Basalts mit geschichteten Seetonen im linken Bildteil; (b) Die Grenze zwischen einem porigen und einem dichten Basalt; (c) Überlagerung von Tuff durch eine massige Basaltintrusion. ....	92
<b>Abb. 63:</b> Xenolithe: (a) Gerundeter Quarz und Basaltbruchstück im Tuff; (b) Tuffxenolithe; (c) Quarz xenolith im Basalt; (d) Schlackentuff im Basalt. ....	93
<b>Abb. 64:</b> Die Basaltgesteine am Hochwarth: (a) Der porige Basalt im Hangenden; (b) Der dichte, massige Basalt im Liegenden.....	94
<b>Abb. 65:</b> (a) Die Schichtabfolge am Zaraberg vom Liegenden ins Hangende: Tuff-Schlackenbasalt-Basalt; (b) Wechsellagerung von grob- und feinkörnigen Schichten im Tuff.....	94
<b>Abb. 66:</b> Die Geologie im aufgeschlossenen Steinbruchareal mit der Unterscheidung zwischen Hart-, Poren-, Sonnenbrennerbasalt und Tuff.....	95
<b>Abb. 67:</b> Eine grobe geologische Unterteilung von Basalt und Tuff im Steinbruchareal.....	96
<b>Abb. 68:</b> Lage der Bohrungen von 1996 und 2004 mit den dazugehörigen Bohrprofilen.....	100

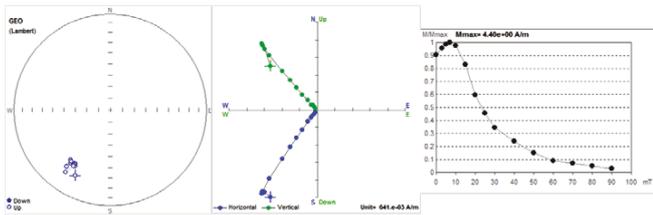
### 11.3. Tabellenverzeichnis

<b>Tab. 1:</b> Die durchschnittliche Suszeptibilität der unterschiedlichen Gesteine in Klöch.....	15
<b>Tab. 2:</b> Auflistung der wichtigsten dia- und paramagnetischen Minerale und ihre spezifische Suszeptibilität in $10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ (Soffel, 1991).....	34
<b>Tab. 3:</b> Die Curietemperaturen und spezifische Suszeptibilitäten ausgewählter Ferr(o)imagnetika (verändert nach Soffel, 1991).....	35
<b>Tab. 4:</b> Maximale Koerzitivkraft (HC) natürlicher Ferrite (verändert nach Soffel, 1991 und McElhinny et al., 2000).....	40
<b>Tab. 5:</b> Beschreibung der Probenahmestellen KN01 – KN05 (*Durchschnittswerte).....	44
<b>Tab. 6:</b> Beschreibung der Probenahmestellen KN06 – KN10 (*Durchschnittswerte).....	45
<b>Tab. 7:</b> Beschreibung der Probenahmestellen KN10 – KN15 (*Durchschnittswerte).....	46
<b>Tab. 8:</b> Verwendete Temperaturstufen bei der Alterationsmessung.....	49
<b>Tab. 9:</b> Intensitätsschritte für die Erstellung der IRM-Erwerbskurven.....	50
<b>Tab. 10:</b> MDF (Medium Destructive Field) – Werte aller 15 untersuchten Proben. Es handelt sich hierbei um Werte aus den Wechselfelduntersuchungen.....	55
<b>Tab. 11:</b> Statistik zur Wechselfeld- und thermischer Entmagnetisierung: Die Zahlen geben an, wie viele Proben insgesamt bearbeitet wurden und wie viele Proben davon für die Richtungsauswertung verwendet werden konnten.....	58
<b>Tab. 12:</b> Die Ergebnisse der Richtungsauswertung: Angeführt sind die Hauptrichtungen (Mittelwerte nach Fisher, 1953) der einzelnen Probenahmestellen mit Angabe der statistischen $\alpha_{95}$ - und k-Werte.....	64
<b>Tab. 13:</b> Die Curietemperaturen der 15 untersuchten Gesteinsproben.....	66
<b>Tab. 14:</b> Klassifikation der Koerzitivspektren für die IRM-Auswertung nach Tauxe (2005) verwendet.....	74
<b>Tab. 15:</b> Ergebnisse der Backfield-Auswertung: $H_{CR}$ = remanente Koerzitivkraft.....	75
<b>Tab. 16:</b> Die geoelektrischen Verfahren und ihre Hauptanwendung (Lehmann, 2011).....	77

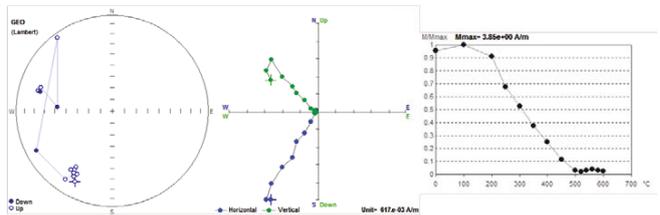
## Anhang



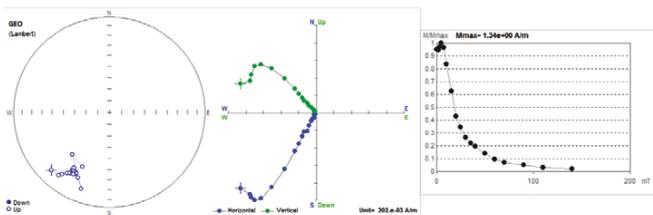
KN01- AF



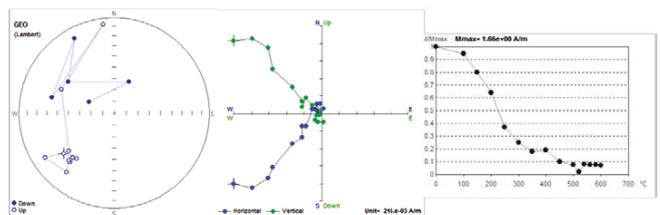
KN01- TH



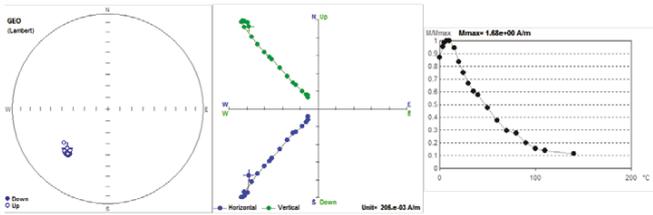
KN02- AF



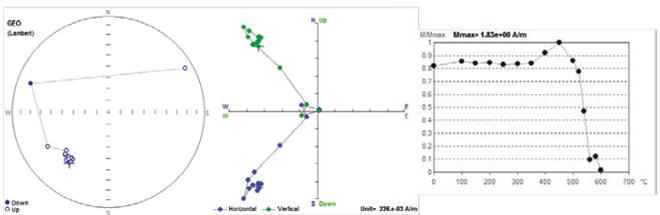
KN02- TH



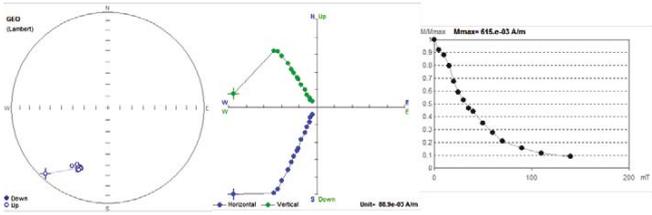
KN03- AF



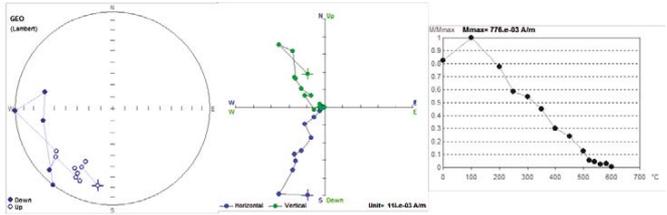
KN03- TH



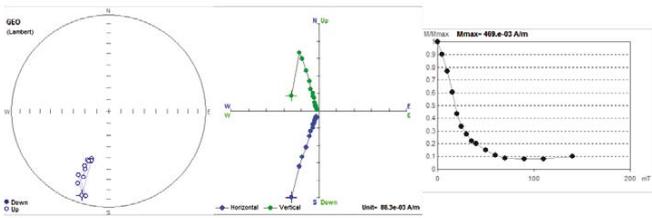
KN04- AF



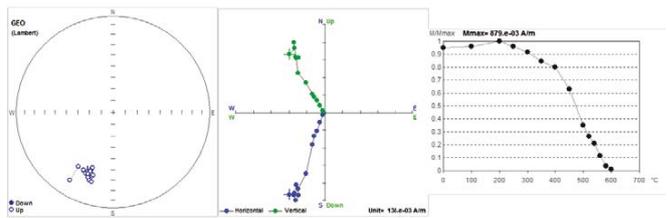
KN04- TH



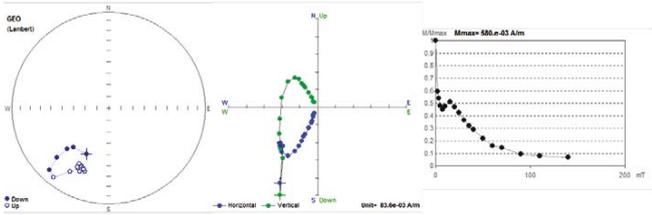
KN05- AF



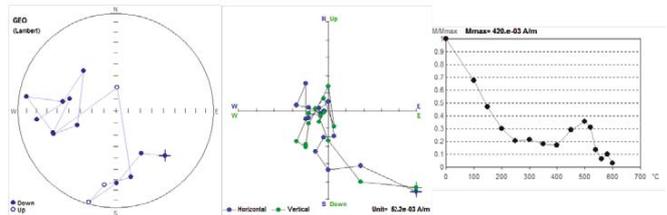
KN05- TH



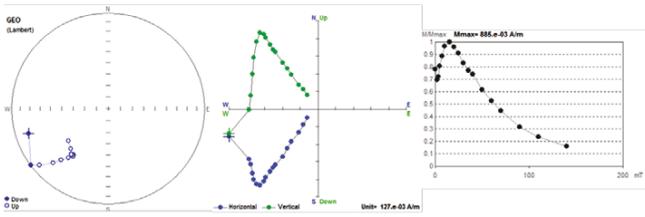
KN06- AF



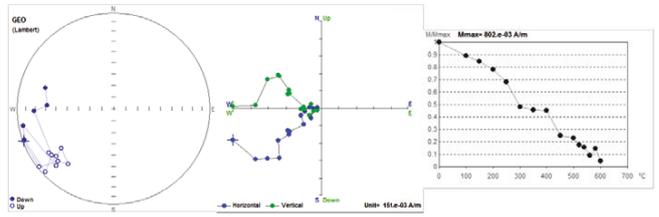
KN06- TH



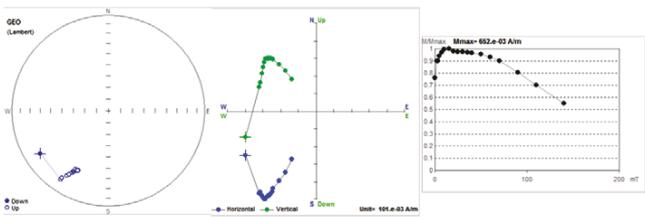
**KN07- AF**



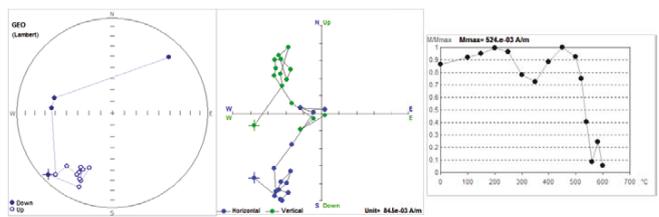
**KN07- TH**



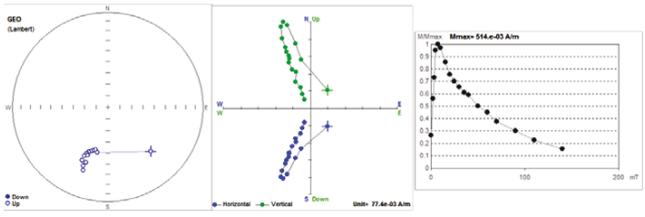
**KN08- AF**



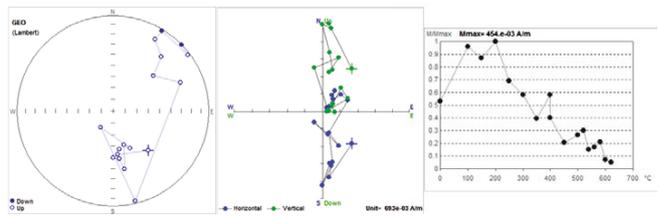
**KN08- TH**



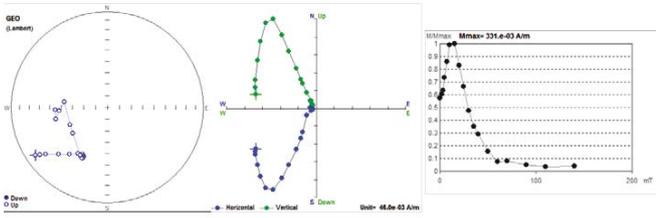
**KN09- AF**



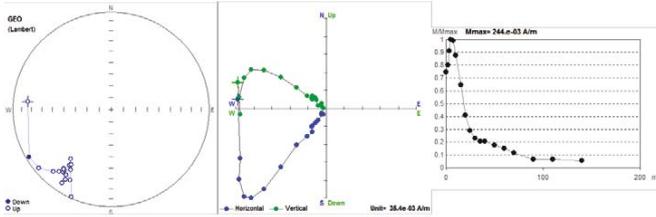
**KN09- TH**



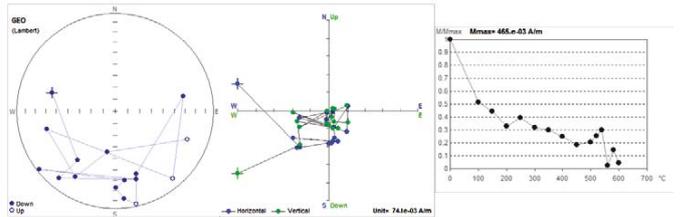
**KN10- AF**



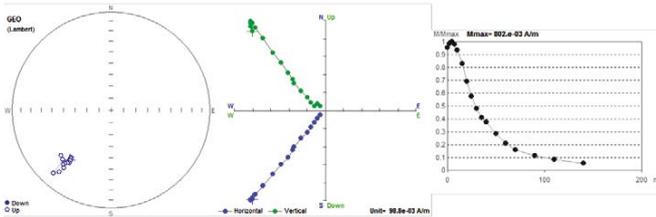
**KN11- AF**



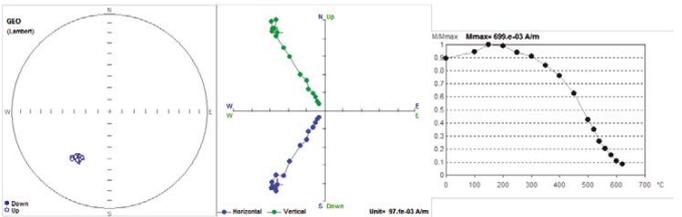
**KN11- TH**



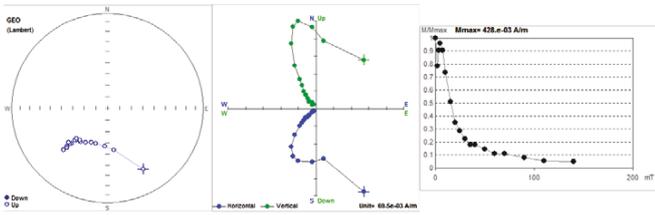
**KN12 AF**



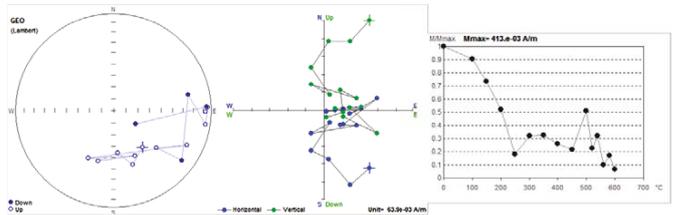
**KN12- TH**



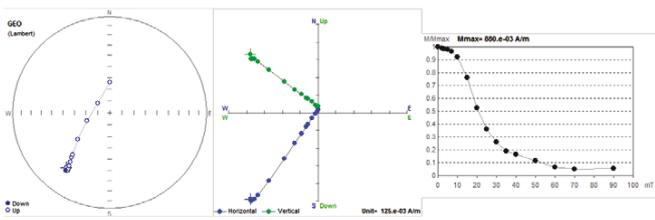
KN13- AF



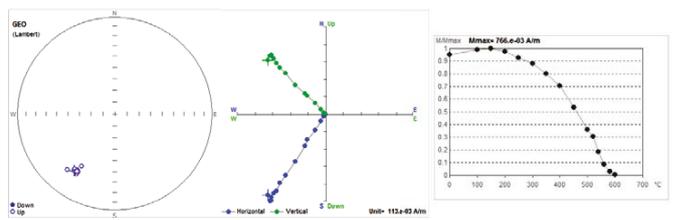
KN13- TH



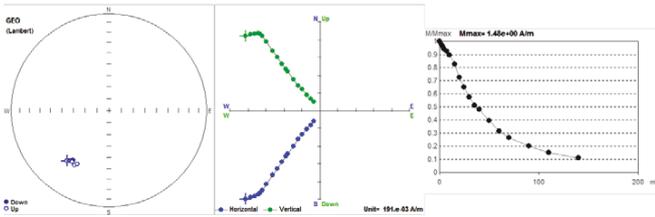
KN14- AF



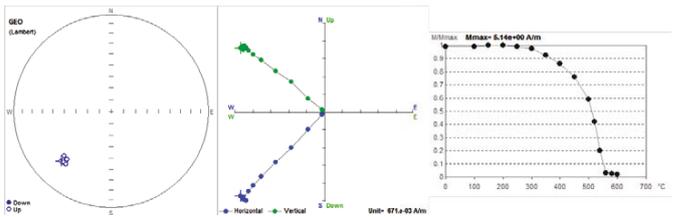
KN14- TH



KN15- AF



KN15- TH

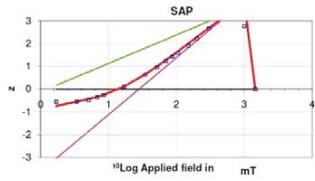
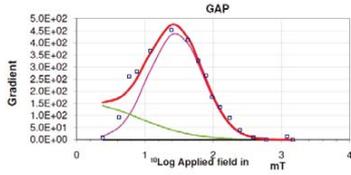
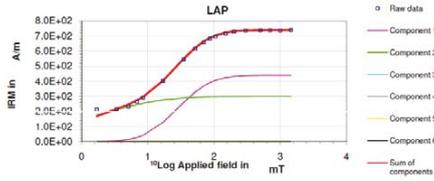




IRM COMPONENT ANALYSIS KN03-1B

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	2.39E+03	$-IRM_{0.3T}/IRM_{1T}$	0.993	
GAP	3.30E+04	$(1-IRM_{0.3T}/IRM_{1T})/2$	0.996	
SAP	1.42E+00			

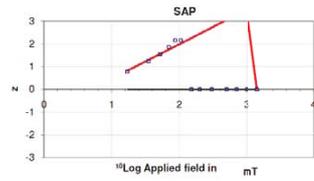
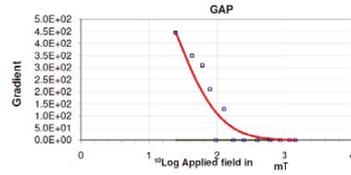
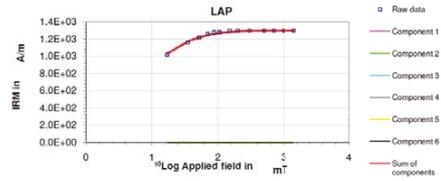
component	contribution	SIRM	$\log(B_{1,2})$	$B_{1,2}$	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	59.5	4.40E+02	1.45	28.2	0.40
2	40.5	3.00E+02	0.10	1.3	0.80



IRM COMPONENT ANALYSIS KN04-4B

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	1.20E+03	$-IRM_{0.3T}/IRM_{1T}$	0.994	
GAP	3.93E+04	$(1-IRM_{0.3T}/IRM_{1T})/2$	0.997	
SAP	1.09E-01			

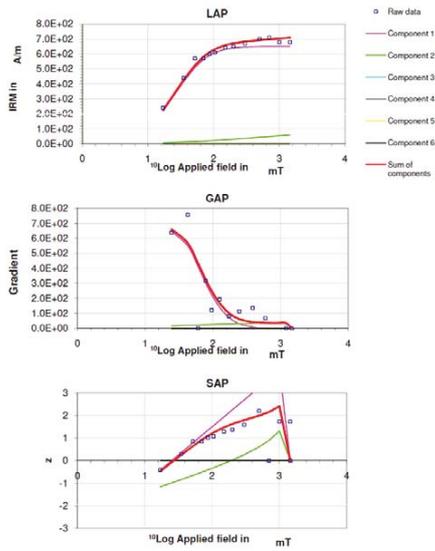
component	contribution	SIRM	$\log(B_{1,2})$	$B_{1,2}$	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	100.0	1.30E+03	0.69	4.9	0.66



**IRM COMPONENT ANALYSIS KN05-6B**

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	4.94E+03	$-IRM_{0.37}/IRM_{1T}$	0.943	
GAP	3.08E+05	$(1-IRM_{0.37}/IRM_{1T})/2$	0.971	
SAP	7.47E-01			

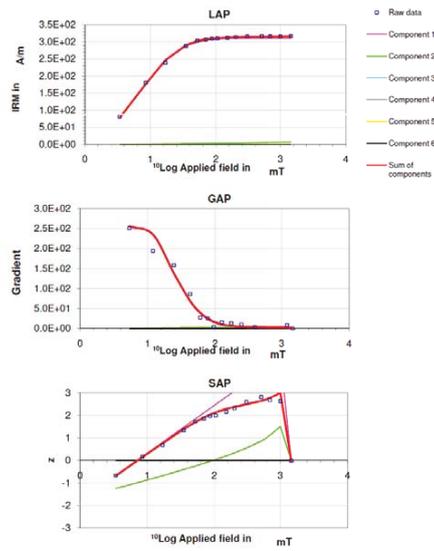
component	contribution	SIRM	$\log(B_{1,2})$	$B_{1,2}$	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	86.7	6.50E+02	1.40	25.1	0.40
2	13.3	1.00E+02	2.90	794.3	1.15

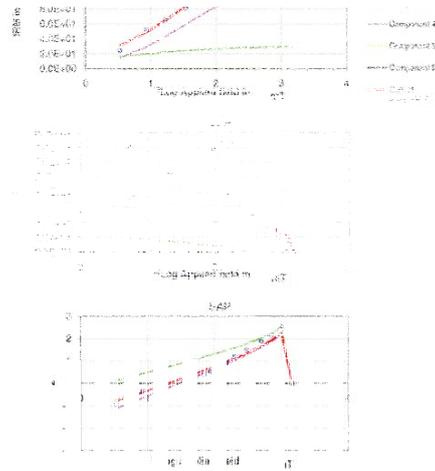
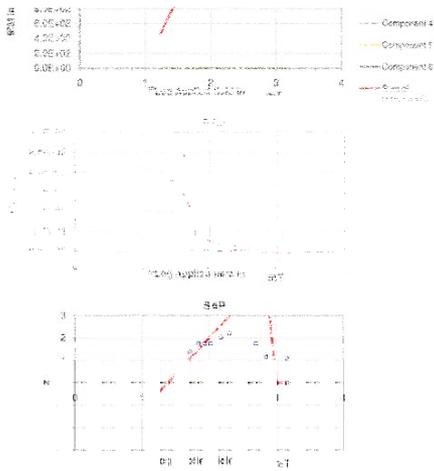


**IRM COMPONENT ANALYSIS KN06-3C**

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	9.15E+01	$-IRM_{0.37}/IRM_{1T}$	0.990	
GAP	2.89E+03	$(1-IRM_{0.37}/IRM_{1T})/2$	0.995	
SAP	2.44E-01			

component	contribution	SIRM	$\log(B_{1,2})$	$B_{1,2}$	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	96.9	3.10E+02	0.85	7.1	0.47
2	3.1	1.00E+01	2.60	398.1	1.40



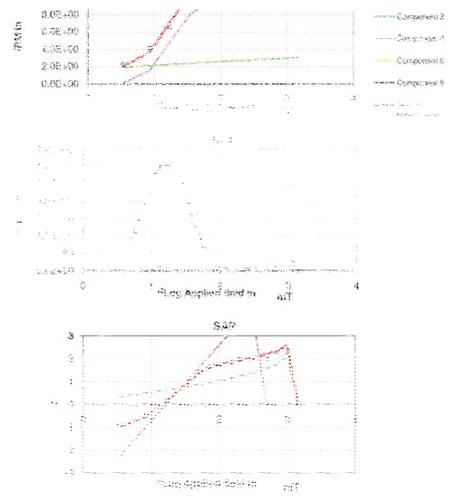
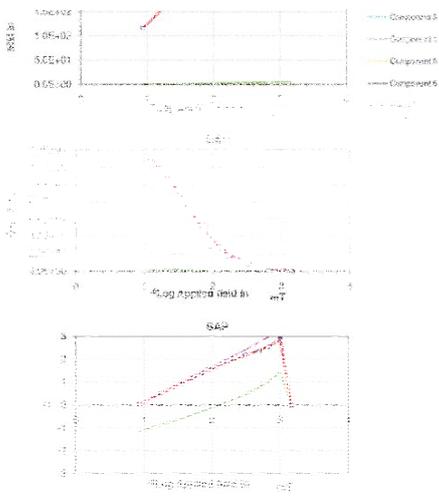


IRM COMPONENT ANALYSIS

KN09-1B

IRM COMPONENT ANALYSIS

KN10-1



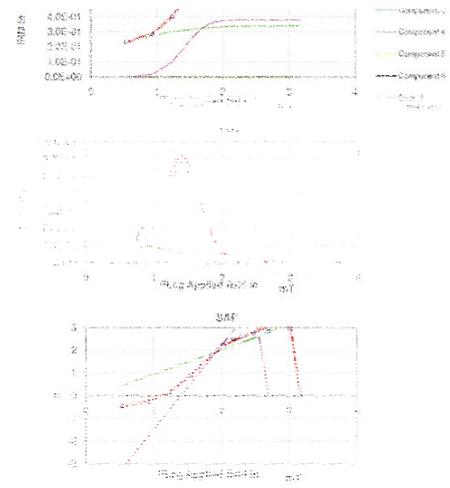
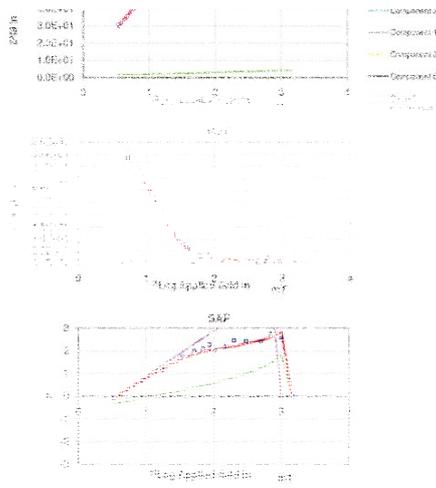
IRM COMPONENT ANALYSIS

KN11-1B

IRM COMPONENT ANALYSIS

KN12-9B

11



**IRM COMPONENT ANALYSIS KN13-6D**

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	5.76E+03	$-IRM_{0.37}/IRM_{1T}$	0.998	
GAP	3.67E+05	$(1-IRM_{0.37}/IRM_{1T})/2$	0.999	
SAP	1.18E+01			

component	contribution	SIRM	$\log(B_{1,2})$	$B_{1,2}$	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	100.0	9.60E+02	0.90	7.9	0.50

**IRM COMPONENT ANALYSIS KN14-2D**

	Squared residuals	S-ratio	calculated	measured
LAP	2.32E+03	$-IRM_{0.37}/IRM_{1T}$	0.953	
GAP	2.85E+04	$(1-IRM_{0.37}/IRM_{1T})/2$	0.977	
SAP	2.21E-01			

component	contribution	SIRM	$\log(B_{1,2})$	$B_{1,2}$	DP
	%	A/m	mT	mT	mT
1	50.5	3.98E+02	1.40	25.1	0.37
2	49.5	3.90E+02	3.60	3981.1	0.30

