Geologischer Rahmen und Genese der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte

Dissertation zur Erlangung des naturwissenschaftlichen Doktorgrades

vorgelegt von

Stefan Höhn

geboren in Kitzingen

Würzburg 2017

CC BY

Eingereicht am:

1. Gutachter:
2. Gutachter:

1. Prüfer:
2. Prüfer:

Tag der mündlichen Prüfung:
Urkunde ausgehändigt am:

Danksagung

Mein Dank ergeht an erster Stelle an Herrn Prof. Dr. Frimmel, der das vorliegende Promotionsprojekt durch hohen persönlichen Einsatz überhaupt erst möglich gemacht und dieses ebenso engagiert betreut hat. Auch dafür, dass er meinen wissenschaftlichen Werdegang vom ersten Fachsemester an bis heute entscheidend prägte und förderte, sei ihm an dieser Stelle endlich mein Dank ausgesprochen.

Ich danke Herrn Prof. Dr. Schüßler dafür, dass er seine langjährige Erfahrung im Bereich der Münchberger Gneismasse bereitwillig zur Verfügung stellte und zum Gelingen des Projekts entscheidend beitrug. Frau Dr. Koglin zeigte stets eine hohe Bereitschaft, ihr breit gefächertes Wissen mit mir zu teilen und nahm daher eine nicht zu unterschätzende Rolle bei der Durchführung des Projekts für mich ein. Herrn Dr. Tragelehn danke ich dafür, dass er seine Detailkenntnisse zur Geologie des Frankenwaldes mit mir teilte. Ich danke Frau Dr. Debaille und Frau Debouge für die Einführung in die Methode der Cu-Isotopie und den angenehmen Aufenthalt in Brüssel. Herr Pašava vom Tschechischen Geologischen Landesamt hat - einmal mehr - das Projekt entscheidend unterstützt und ihm möchte ich an dieser Stelle meinen Dank aussprechen. Den Herren Professoren Geyer, Voßmerbäumer und Will möchte ich vor allem für die Dinge danken, die man bei der Bearbeitung eines solchen Projekts wissen muss, die aber in keinem Lehrbuch stehen. Herr Dr. von Seckendorff hat mir in den vergangenen Jahren besonders am Mikroskop wichtige und nützliche Anregungen gegeben und auch für seine hohe Diskussionsbereitschaft bin ich ihm zu Dank verpflichtet. An dieser Stelle möchte ich auch Frau Kuulmann, Frau Klopf und Frau Rüttiger, sowie den Herren Haaf, Helmprobst, Goll, Müller und Seubert danken, die durch ihre Abschlussarbeiten ein Teil des Projekts waren und wertvolle Daten beisteuerten. Frau Brätz und Frau Tinguely haben durch ihre Arbeit im Bereich der LA-ICP-MS qualitativ hochwertige Daten zur Verfügung gestellt, welche die Basis der verschiedenen Untersuchungen waren. Von zentraler Bedeutung waren auch die verschiedenen Präparate, die von Herrn Späthe zur Verfügung gestellt wurden und die z.T. einen sehr hohen Schwierigkeitsgrad hatten, den er immer meisterte. Die hohen organisatorischen Anforderungen, die das Promotionsprojekt mit sich brachte, wurden von Frau Linge hervorragend bewältigt, so dass man im Sekretariat auch jederzeit Rat und Hilfe fand. All meinen Kollegen aus dem akademischen Bereich sei mein herzlicher Dank ausgesprochen.

Auch die Unterstützung von Kupferberger Seite war im Rahmen dieser Arbeit unerlässlich. So geht mein Dank an den gesamten „Bergbau Museum Kupferberg e.V.“, der das Projekt inhaltlich und finanziell unterstützt hat. Vor allem Herrn Kliesch und Herrn Holhut, die meine Ansprechpartner vor Ort waren und mir die „St. Veits“ Zeche und die Grube „Goldener Falke“ zugänglich machten, möchte ich

hier danken. Auch die Hartsteinwerke Schicker gewährten bereitwillig Zugang zu ihren Anlagen und haben mich bei der Probennahme freundlich unterstützt. Äußerst erfreulich war der große Rückhalt, den die wissenschaftliche Arbeit unter den Einheimischen fand. Dabei leisteten die Landwirte einen entscheidenden Beitrag. So gewährten diese Zugang zu ihren Flächen und unterstützten die Datenaufnahme durch ihre jahrelangen Erfahrungen mit ihrem Land. Ihre Informationen wurden hoch geschätzt und fanden Eingang in diese Arbeit.

Ein besonderer Dank ergeht an die Hanns-Seidel-Stiftung und die Oberfrankenstiftung (P-No. 04236) sowie die Hartsteinwerke Schicker für die finanzielle Unterstützung, ohne die das Projekt nicht zu realisieren gewesen wäre.

Kurzzusammenfassung

Bei der Cu-Zn-Lagerstätte bei Kupferberg, 10 km nordöstlich von Kulmbach, handelt es sich um Bayerns größten, historischen Buntmetallabbau. Der etwa 4 km lange Zug einzelner, stratiformer Erzlinsen befindet sich im Nordwesten in der parautochthonen Randschiefer Formation und im Südosten in der Prasinit-Phyllit Formation, die ein Teil der allochthonen Münchberger Gneismasse ist. Bisherige Versuche, die Genese der Lagerstätte zu erklären, scheiterten daran, den versatzlosen Übertritt einer stratiformen Lagerstätte über eine regional bedeutende Störungszone zu erklären.

U-Pb Zirkondatierungen an mafischen und felsischen Vulkaniten im Umfeld der Lagerstätte bestätigten das Bild eines kambrisch-ordovizischen Extensionsvulkanismus. Das Fehlen von N-MORB-ähnlichen geochemischen Signaturen in den untersuchten Proben der gesamten südwestlichen, saxothuringischen Vogtland Synklinale deutet auf eine gescheiterte Riftbildung am Nordrand Gondwanas hin und setzt somit den geotektonischen Rahmen für die Ablagerung der Wirtsformation(en).

Die Cu-Zn-Vererzung selbst liegt hier im Wesentlichen als Vergesellschaftung von Pyrit, Chalkopyrit, Sphalerit, Quarz und Kalzit in kohlenstoffreichem Tonschiefer vor. Die verschiedenen Untersuchungen an den beiden Erzlinsen zeigten, dass in der „St. Veits“ Erzlinse eine syngenetische Pyrit-Anreicherung mit charakteristisch niedrigen Co/Ni-Verhältnissen (ø = 3,7) vorliegt. Darüber hinaus konnte dort noch mindestens eine hydrothermale Pyrit-Generation (Co/Ni-Verhältnis ca. 35) nachgewiesen werden, die nur dort auftritt, wo auch Chalkopyrit angereichert ist und deutlich höhere Co/Ni-Verhältnisse aufweist (ø = 35). Die Ermittlung der Cu-Isotopenverhältnisse des Chalkopyrits zeigte ein δ^{65}Cu-Spektrum von -0,26 bis 0,36 ‰, was stark für eine hydrothermale Anreicherung unter hohen (>250°C) Temperaturbedingungen spricht.

Während sich die Erzlinsen in der Randschiefer und Prasinit-Phyllit Formation hinsichtlich ihrer Sulfid-Mineralogie so ähnlich sind, dass sie bisher immer als eine Lagerstätte angesprochen wurden, erbrachte ein statistischer Vergleich der beiden δ^{34}S-Datensätze, dass es sich hier nur mit einer Wahrscheinlichkeit von ca. 2 % um Stichproben der gleichen Grundgesamtheit handelt. Entsprechend liegen innerhalb der Kupferberger Lagerstätte zwei unterschiedliche Schichten, reich an syngenetischem Pyrit, vor. Die Tatsache, dass das δ^{34}S-Spektrum potentieller Schwefelquellen für die hydrothermale Chalkopyrit-Mineralisation theoretisch sehr groß, de facto aber mit dem δ^{34}S-Spektrum der syngenetischen Sulfid-Anreicherung fast identisch ist ($\delta^{34}S = 3{,}2 \pm 0{,}6$ ‰ bzw. $\delta^{34}S = 3{,}1 \pm 0{,}9$ ‰), spricht für eine schichtinterne Sulfidmobilisierung.

Aus den hier erbrachten Ergebnissen wird ein genetisches Modell für die Kupferberger Lagerstätte geschlussfolgert, in dem jeweils eine der zahlreichen sedimentären, Pyrit-reichen Schichten aus der Randschiefer und der Prasinit-Phyllit Formation bei der Überschiebung der Münchberger Gneismasse tektonisch in Kontakt gebracht wurden. Im Zuge eben dieser Raumnahme der allochthonen Masse wurden Teile der Randschiefer Formation unter Grünschiefer-fazielle Bedingungen gebracht. Dabei kam es sowohl zur Freisetzung von Buntmetallen, die vorher zum Großteil in Pyrit gebunden waren, als auch zur Entwässerung der umliegenden Tonschiefer. Durch die überlagernden, impermeablen metamorphen Decken wurde das entstandene metallreiche Fluid an der Überschiebungsbahn kanalisiert. Durch den Druckabfall in der Spröde-Duktil-Übergangszone kam es zum Sieden des aufsteigenden Fluids, was zur Ausfällung der Sulfide führte. Die Bildung bedeutender Erzlinsen erfolgte vor allem dort, wo das übersättigte Fluid auf Pyrit-reiche Schwarzschiefer bzw. Phyllite traf. Da die Abbauwürdigkeit dieser Erzlinsen im Wesentlichen auf die epigenetische Überprägung im Zuge der Deckenüberschiebung zurückzuführen ist, handelt es sich bei der Kupferberger Cu-Zn-Vererzung um eines der seltenen Beispiele für eine tatsächliche metamorphogene bzw. syntektonische Buntmetalllagerstätte.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung **1**

2 Geologischer Rahmen **5**

3 Charakterisierung der Lagerstätte und der rezent zugänglichen Bereiche **12**

3.1 Allgemeines . . . 12
3.2 Das Kupferberger Besucherbergwerk in der Peripherie der „St. Veits“ Erzlinse . . . 15
3.3 Der ehemalige Abbau „Goldener Falke“ . . . 17

4 Methodik **19**

4.1 Probennahme und weitere Aufarbeitung . . . 19
4.2 Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) . . . 19
4.3 Röntgendiffraktometrieanalyse (XRD) . . . 20
4.4 Elektronenstrahl Mikrosonde . . . 20
4.5 Laserablationsmassenspektrometrie (LA-ICP-MS) . . . 21
4.6 Bestimmung der Isotopenverhältnisse von Kupfer . . . 23
4.7 Bestimmung der Isotopenverhältnisse von Schwefel . . . 24
4.8 U-Pb Zirkondatierung . . . 25

5 Petrographie und Geochemie **27**

5.1 Vulkanite . . . 27
5.1.1 Mafische Vulkanite der saxothuringischen Vogtland Synklinale 27
5.1.2 Die felsischen Vulkanite der saxothuringischen Vogtland Synklinale . . . 33
5.1.3 Felsischer Tuff der Randschiefer Formation . . . 38
5.1.4 Prasinit der Prasinit-Phyllit Formation . . . 42
5.2 Sedimente . . . 46
5.2.1 Klastische Sedimentgesteine der Randschiefer Formation . . . 46
5.2.2 Chertvorkommen der südwestlichen Vogtland Synklinale im Vergleich . . . 54
5.3 Erzlinsen . . . 62
5.3.1 „St. Veits“ . . . 62
5.3.2 „Goldener Falke“ . . . 66

6 Mineralchemie **71**

6.1 Chlorit . . . 71
6.2 Sulfide . . . 73

6.2.1 Pyrit . . . 73
6.2.2 Chalkopyrit . . . 76
6.2.3 Sphalerit . . . 76

7 U-Pb Zirkondatierung 79
7.1 Mafischer Vulkanit an der Basis der Randschiefer Formation . . . 79
7.2 Felsische Vulkanite der Vogtland Synklinale . . . 80
7.3 Rhyolitischer Tuff der Randschiefer Formation . . . 84

8 Isotopengeochemie 87
8.1 Kupferisotopenverhältnisse in verschiedenen Cu-Mineralen . . . 87
8.2 Schwefelisotopenverhältnisse der verschiedenen Sulfidparagenesen . . 89

9 Interpretation und Diskussion 91
9.1 Prävariszischer Vulkanismus zwischen Gondwana und Laurussia . . . 91
9.1.1 Ausmaß der Alterationserscheinungen im Untersuchungsgebiet 91
9.1.2 Mafische Vulkanite der Vogtland Synklinale . . . 93
9.1.3 Felsische Vulkanite und Tuffe der Vogtland Synklinale . . . 99
9.1.4 Prasinit der Prasinit-Phyllit Formation . . . 108
9.2 Sediment-Provenienz und tektonische Stellung . . . 111
9.3 Verkieselungen in der Vogtland Synklinale . . . 115
9.4 Syn- versus epigenetische Mineralisation . . . 122
9.4.1 Chloritisierung . . . 122
9.4.2 Pyrit-Mineralisation . . . 127
9.4.3 Chalkopyrit-Mineralisation . . . 130
9.4.4 Sphalerit-Mineralisation . . . 131
9.5 Genetische Interpretation der Isotopenverhältnisse in den Erzlinsen . 134
9.5.1 Kupferisotopenverhältnisse in verschiedenen Cu-Mineralen . . 134
9.5.2 Schwefelisotopenverhältnisse der verschiedenen Sulfidparagenesen . . . 137
9.6 Rekonstruktion der chemisch-physikalischen Bildungsbedingungen der verschiedenen Sulfid-Anreicherungen . . . 140
9.7 Die Lagerstättenbildung vor dem Hintergrund der variszischen Orogenese . . . 147

10 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen 155

11 Quellen 160

Anhang **187**
Anhang 1 187
Anhang 2 197
Anhang 3 201
Anhang 4 203
Anhang 5 204
Anhang 6 208
Anhang 7 209
Anhang 8 212
Anhang 9 213
Anhang 10 221
Anhang 11 228
Anhang 12 237
Anhang 13 238
Anhang 14 239
Anhang 15 240
Anhang 16 241
Anhang 17 242
Anhang 18 243
Anhang 19 246
Anhang 20 249
Anhang 21 251
Anhang 22 255
Anhang 23 258

1 Einleitung

Die Anfänge des Kupferberger Cu-Bergbaus liegen tief im Dunkeln der Vorgeschichte. Aufgrund ihres weitläufigen Oberflächenausstriches und den auffälligen Farben der verschiedenen Kupferoxide ist von einer frühen Inwertsetzung der Erze auszugehen. Die Tatsache, dass die Dokumentation des Bergbaus im frühen 14. Jahrhundert einsetzt, ist somit wohl eher dem Fortschritt des Urkundenwesens in der Region geschuldet als dem des Bergbaus. Insgesamt steckt in der Kupferberger Lagerstätte mindestens ein halbes Jahrtausend Bergbaugeschichte, wahrscheinlich jedoch deutlich mehr. Eine Mischung aus ökonomischen Beweggründen und menschlicher Neugier führten vor allem in den Hochphasen des Bergbaus auch zu einem lebhaften Interesse am Erz selbst und seiner Verteilung. Dies führte in der Vergangenheit unweigerlich zu mehr oder weniger begründeten Annahmen über dessen Genese (vgl. Brand 1922). Eine der wenigen Gemeinsamkeiten, die dabei alle bis heute formulierten Theorien zur Genese der Lagerstätte aufweisen, ist, dass keine davon den scheinbaren Widerspruch erklären kann, der sich mit Blick auf alle geologischen Karten der Umgebung (z.B. Emmert et al. 1960b, Urban & Vaché 1972, Schüssler 1993) ergibt: Warum überschreitet ein ca. 4 km langer Zug einzelner, stratiformer Erzlinsen eine der wichtigsten regionalen Störungszonen? So zeichnet sich in allen Kartenwerken klar ab, dass die Erzlinsen von der saxothuringischen Vogtland Synklinale bis mehrere Kilometer in die allochthone Münchberger Gneismasse hineinreichen.

Ausgehend vom geotektonischen Umfeld eines kontinentalen Riftgrabens lag für die stratiforme, z.T. fein laminierte Buntmetallvererzung von Kupferberg die Deutung als sedimentär-exhalative (SEDEX) Lagerstätte immer nahe (Ibach 1940, Urban & Vaché 1972). Wenig Beachtung erhielt hier die Tatsache, dass die Galenit-freie Mineralparagenese der Kupferberger Erzlinsen untypisch für diesen Lagerstättentyp ist (vgl. Galley et al. 2007, Emsbo 2009). Die Klassifikation als bleiarme, vulkanogene Massifsulfid-Lagerstätte (VMS), bzw. als Besshi-Typ-VMS, wie sie Dill (2009) für Kupferberg postuliert hat, ist im Einklang mit der überlieferten Sulfid-Vergesellschaftung und mit den assoziierten mafisch-siliziklastischen Nebengesteinen der Randschiefer Formation. Dennoch scheitert das genetische Modell, das mit der Klassifikation verbunden ist, an der zentralen Frage der Sulfid-Anreicherung zu beiden Seiten der Störungszone. Ähnlich verhält es sich mit der von Urban & Vaché (1972) vorgeschlagenen supergenen Anreicherung einer stratiformen SEDEX-Lagerstätte. So wäre eine supergene Erzverlagerung aus einer primär Cu- und Zn-reichen Schicht in eine tektonisch in Kontakt gebrachte Einheit durchaus denkbar, jedoch nicht ins Hangende der vorangereicherten Schicht. Darüber hinaus scheint die Wiederausfällung von Chalkopyrit aus einem supergenen Fluid unter

natürlichen Bedingungen nicht möglich zu sein (vgl. Koski 2012). Eine durchaus schlüssige Erklärung für den Übertritt der Erzlinsen von der anchimetamorphen Randschiefer Formation in die Grünschiefer-fazielle Prasinit-Phyllit Formation ist deren gemeinsame Entstehung. Emmert et al. (1960a) beschrieben hierzu die Parallelen der beiden Formationen hinsichtlich deren Protolith-Sequenz. Auch der Unterschied zwischen anchimetamorpher und Grünschiefer-fazieller Überprägung wäre über die wenigen Kilometer Entfernung zwischen den betreffenden Erzlinsen durchaus überbrückbar. Franke et al. (1995) vermutete jedoch bereits eine Inselbogenherkunft für die Prasinite der Prasinit-Phyllit Formation, was eine Unvereinbarkeit mit dem bimodalen Vulkanismus der Randschiefer Formation (z.B. Wirth 1978) erwarten ließ. In Ermangelung belastbarer Spurenelementanalysen an den betreffenden Gesteinen, blieb es hier in der Vergangenheit bei gut begründeten Vermutungen, die nicht in der Lage waren das Lagerstätten-Paradoxon von Kupferberg zu bestätigen oder zu widerlegen.

Der generelle Reichtum des europäischen Variszikums an Lagerstätten unterschiedlichster Genese und die wenig stichhaltigen bzw. veralteten Voruntersuchungen ließen hier bei der folgenden Arbeit keine andere Wahl als das volle Spektrum der möglichen Lagerstättengenesen in die Überlegungen mit einzubeziehen. Darüber hinaus erwies sich eine genaue Charakterisierung des tektono-stratigraphischen Umfelds als unerlässlich, um den geologischen Rahmen der Vererzung zu klären. So ist das Saxothuringikum Nordostbayerns und Thüringens hinsichtlich Daten ein weißer Fleck auf der Landkarte des europäischen Variszikums.

In anderen Bereichen, wie dem französischen Massif Central, wurden bereits ganzheitliche Zusammenhänge zwischen der Metallogenese und den verschiedenen tektonischen Phasen durch Marignac & Cuney (1999) erarbeitet. So vollzog sich in der Vorvariszischen Phase die Entwicklung von einem kontinentalen Riftgraben am Nordrand Gondwanas, über ein ozeanisches Becken, hin zu dessen Subduktion unter Laurussia. Aus dieser Phase sind jedoch nur SEDEX-Anreicherungen im Variszikum bekannt. Allerdings wären z.B. auch porphyrische Cu-Lagerstätten als Folge der Subduktionstätigkeit oder VMS-Lagerstätten vom Zypern-Typ durchaus zu erwarten (Marignac & Cuney 1999). In der variszischen Phase kam es im Anschluss an die Subduktion zur Kollision mit krustaler Verdickung. Diese Phase ist gekennzeichnet durch Deckenstapelungen, der Raumnahme großer Volumina von Graniten und der Ausbildung zahlreicher Pull-Apart-Becken. Während die Plutone in dieser Phase aufgrund ihrer großen Tiefen unter der Landoberfläche keine peribatholithischen hydrothermalen Systeme ausbilden konnten und deshalb im Hinblick auf Lagerstättenbildung größtenteils unwirksam blieben (Marignac & Cuney 1999), kam es im Devon Mitteleuropas zur Bildung von Pull-Apart-Becken mit z.T. sehr großen SEDEX-Lagerstätten, wie Rammelsberg und Meggen (Large & Walcher

1999). Im Bereich intensiver Deckenstapelung kam es zur metamorphen Devolatilisierung und Fluidauspressungen aus Kompressions-dominierten Bereichen. Die mineralisierenden Fluide kanalisierten sich an großskaligen Störungszonen (Baatartsogt et al. 2007).

Die spätvariszische Phase nach Marignac & Cuney (1999) war geprägt vom Übergang zwischen Kompression und Extension. Die Granite, die in dieser Phase in die obere Kruste eindrangen, waren relativ reich an Lagerstätten-relevanten Elementen. So kam es zur Bildung bedeutender Granit-gebundener Erzdistrikte, z.B. Südwestengland (Simons et al. 2017), das Krušné hory/Erzgebirge in dem die Granite in Tiefen von zumeist nur 3-5 km erstarrten (Štemprok & Blecha 2015), oder Nordportugal (Teixeira et al. 2012). Durch den generell hohen Energiefluss in dieser Phase, der auch auf Delamination der Lithosphäre zurückzuführen sein kann, kam es zu einer hohen hydrothermalen Aktivität in den Varisziden. Das Resultat sind u.a. störungsgebundene Au-Sb-Lagerstätten und U-Erze. In der Extensionsphase kam es dann vor allem in den bereits mineralisierten Gebieten zur Mobilität verschiedener Elemente wie U, Pb und Zn (Marignac & Cuney 1999). Postvariszische hydrothermale Aktivität führte in der Folge zur regionalen Umlagerung bzw. Konzentration variszischer Voranreicherungen.

Die Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte liegt in diesem variszischen Rahmen an einer sehr interessanten Position. So befindet sie sich nicht nur größtenteils in der paläozoischen, vulkanosedimentären Abfolge der saxothuringischen Vogtlandsynklinale, sondern liegt auch im Kontaktbereich zu einer der größten Deckenüberschiebungen der Region. Nur wenige Kilometer südlich schließen sich die Granite des Fichtelgebirges mit ihren diversen Erzvorkommen an und insgesamt wird das gesamte Variszikum nur wenige Kilometer westlich der Lagerstätte von einer postvariszsiche Störungszone mit mehr als 1000 m Höhenversatz abgeschnitten.

Von zentraler Bedeutung für alle Lagerstätten in metamorph überprägten Bereichen ist die Frage „metamorph“ oder „metamorphogen“, also ist die Abbauwürdigkeit des Erzes aus einer im wesentlichen isochemischen Stoffverlagerung hervorgegangen, oder fand externer Eintrag mittels metamorph mobilisierten Fluiden statt (Marshall & Spry 1998). Problematisch für die Klassifikation einer Lagerstätte ist dabei, dass es in beiden Fällen zur Remobilisierung der beteiligten Sulfide kommt (Vokes & Craig 1993, Corriveau & Spry 2014). Die Auswirkungen dieser Mobilisierung sind im einzelnen Fall jedoch unklar. So ist die zentrale Frage immer, ob metamorphe Überprägung im jeweiligen Fall zu einer Konzentration oder zu einer Verteilung des Erzes führt. Eine Mobilisierung ins Externe von bestehenden Sulfidvorkommen ist in der Größenordnung von wenigen Metern durchaus üblich. Ausgehend von bisherigen Untersuchungen ist eine Verlagerung über einige hundert Meter hinaus jedoch mit einer verschwindend geringen Wahrscheinlichkeit behaf-

tet (Marshall et al. 1998). Experimentelle Studien zu Mobilisierung von Sulfiden (Zheng et al. 2012) zeigen jedoch, dass sich diese chemisch, d.h. in Lösung, prinzipiell mobilisieren lassen.

Eine Neubearbeitung der Kupferberger Lagerstätte steht folglich vor der schwierigen Aufgabe verschiedenste Prozesse und Ereignisse, die zu sehr ähnlichen Ergebnissen führen können, zu unterscheiden und ein schlüssiges genetisches Modell für die Lagerstätte zu präsentieren. Letzteres erhält eine besondere Bedeutung durch die Tatsache, dass eine ganze Reihe von Lagerstätten am Südrand der Münchberger Gneismasse große Ähnlichkeit mit der Kupferberger Lagerstätte aufweisen (z.B. Sparneck, Gössenreuth, Marktschorgast). Da viele dieser Lagerstätten in den letzten 100 Jahren gänzlich unzugänglich geworden sind und für eventuell vorhandenes Probenmaterial keine gesicherten Fundumstände existieren, liegt der Schlüssel zum Verständnis für die Gesamtheit dieser Lagerstätten in Kupferberg. Folglich nimmt der Ort heute in Sachen Lagerstättenkunde wieder die zentrale Position ein, die er im Mittelalter aufgrund seiner Lagerstätte innehatte.

Die nachfolgende Untersuchung bezieht an einigen Punkten Roh- bzw. Analysedaten aus diversen Abschlussarbeiten mit ein, die am Lehrstuhl für Geodynamik und Geomaterialforschung im Zuge dieses Projekts durchgeführt wurden. Wo dies der Fall ist, wurde die entsprechende Quelle kenntlich gemacht.

2 Geologischer Rahmen

Die Cu-Zn Lagerstätte Kupferberg liegt in der Saxothuringischen Zone des mitteleuropäischen Variszikums und zwar am Nordwestrand der Böhmischen Masse (Abb. 1a). Dieser Bereich des Saxothuringikums ist durch einen intensiven, Südwest-Nordost ausgerichteten Sattel- und Muldenbau gekennzeichnet (Abb. 1b). Kupferberg liegt hier innerhalb der Vogtland Synklinale, die neben der Gesamtheit der Bayerischen Fazies auch die allochthone Münchberger Gneismasse und weiter Deckenkomplexe beherbergt. Das direkte Umfeld der Lagerstätte (Abb. 1c) ist durch die Präsenz von drei tektonischen Großeinheiten geprägt. So befindet sich der überwiegende Teil der Lagerstätte in der vulkanosedimentären Randschiefer Formation (ehemals auch „Randschiefer-Serie“ nach Mielke 1996, sowie „Gösmes-Schichten“ nach Sdzuy et al. 2001), welche als Teil der saxothuringischen Vogtland Synklinale am Westrand der Münchberger Gneismasse ausstreicht. In der Gegend von Wirsberg überschreitet der ca. 4 km lange, Nordwest-Südost-streichende Zug einzelner Erzlinsen die Grenze zum allochthonen Deckenstapel der Münchberger Gneismasse. Folglich befinden sich die beiden südöstlichsten Erzlinsen in der dort anstehenden, Grünschiefer-faziellen Prasinit-Phyllit Formation (liegender Teil der Grünschiefer Gruppe, ehemals auch „Prasinit-Phyllit-Serie“ nach Mielke 1996). Im Südwesten der Lagerstätte, jenseits der Fränkischen Linie, schließen sich die permo-mesozoischen Sedimentgesteine des Germanischen Beckens an.

Das mitteleuropäische Saxothuringikum entspricht einer ca. 130 km breiten, tektono-stratigraphisch definierten Zone zwischen der Mitteldeutschen Kristallinzone im Norden, dem Moldanubikum im Süden und dem Teplá-Barrandium im Osten. Insgesamt umfasst das Saxothuringikum dabei Einheiten, die hinsichtlich ihres Metamorphosegrads von anchimetamorph bis Granulit-faziell reichen (Linnemann et al. 2010). Der interne Sattel- und Muldenbau (Abb. 1b) folgt dabei der Nordost-Südwest-Ausrichtung der gesamten Zone (vgl. Hempel 2003). Ein weiteres charakteristisches Element des Saxothuringikums sind die allochthonen Kristallinkomplexe. Diese liegen bei Münchberg, Frankenberg, Wildenfels und Góry Sowie, wobei sich die ersten drei Nordost-Südwest-ausgerichtet in der Vogtland Synklinale befinden. Für diesen allochthonen Komplex verdichten sich die Hinweise, dass es sich um frühvariszische Deckenstapel handelt, die im Karbon ihre heutige Position einnahmen (Klemd 2010). Die autochthonen oder parautochthonen Einheiten des Saxothuringikums sind das Produkt von sedimentären und vulkanischen Komponenten, die im frühen Paläozoikum im Perigondwana-Bereich, im späteren Paläozoikum zwischen Gondwana und Laurussia abgelagert wurden. Entsprechend spiegeln sie die Beckenentwicklung, von den ersten Anzeichen einer Extension um ca. 500 Ma bis hin

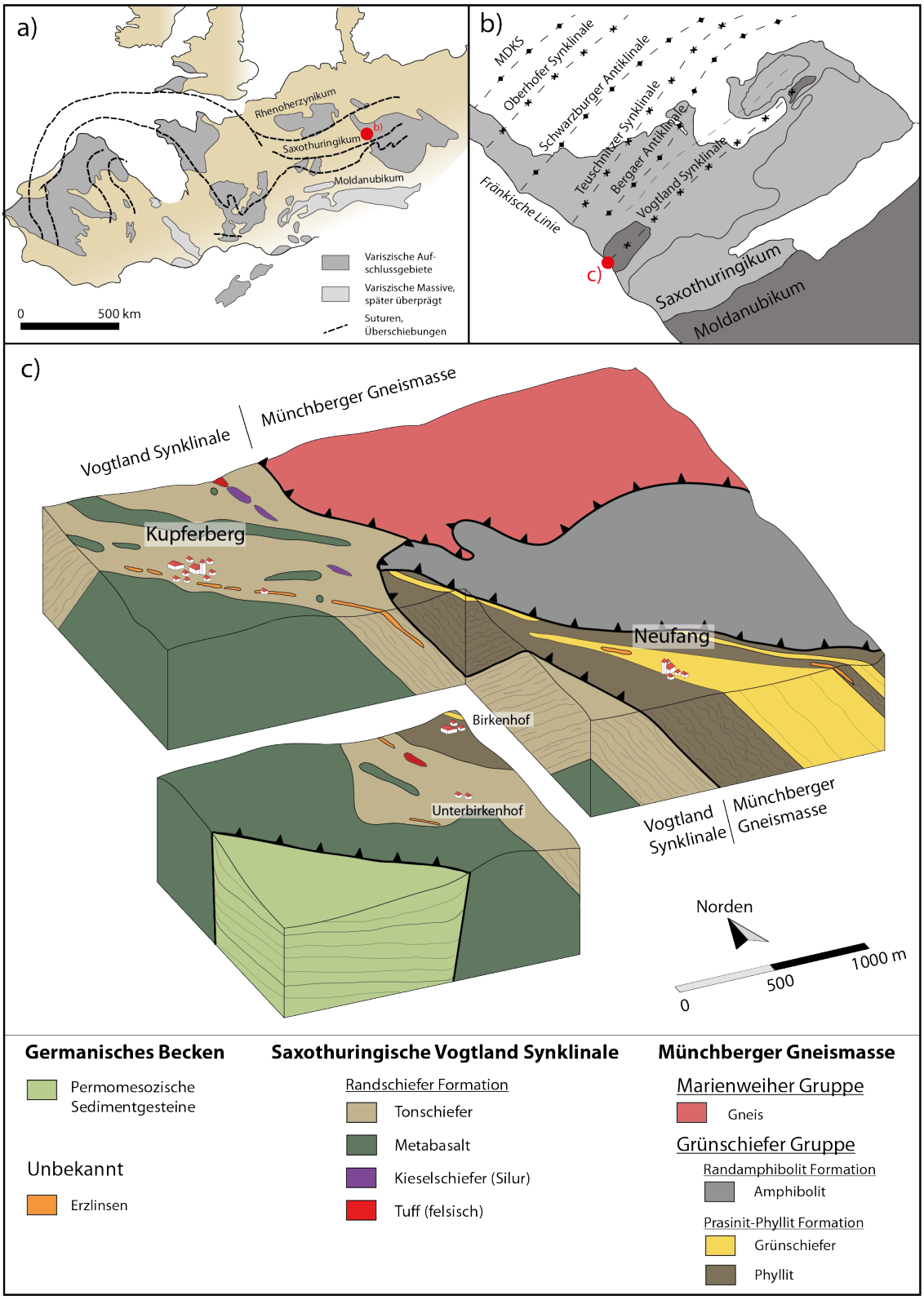

Abbildung 1: a) Die variszischen Aufschlussgebiete West- und Mitteleuropas (verändert nach Walter 2003); **b)** Position des Untersuchungsgebiets am Südwestrand der Münchberger Gneismasse Hempel (1974); **c)** Blockdiagramm der lokalen geologischen Verhältnisse um die Kupferberger Cu-Zn Lagerstätte (Verändert nach Emmert et al. 1960b).

zu den Kollisionsereignissen im Zuge der variszischen Orogenese, die sich im späten Frasnium anzudeuten beginnt, wieder (z.B. Franke et al. 2017).

Traditionell werden diese früh- und mittelpaläozoischen Ablagerungen in eine autochthone Thüringische und eine parautochthone Bayerische Faziesreihe unterteilt (Wurm 1925). Erstere ist im Wesentlichen durch Schelfablagerungen während des (Kambro)-Ordovizium, sowie vollmarine, hemipelagische Verhältnisse vom Silur bis ins Devon charakterisiert (Franke et al. 2017). Im Vergleich dazu sind Ablagerungen der Bayerischen Fazies zeitgleich jeweils deutlich distaler/vollmariner (Abb. 2). Das Vorkommen dieser Fazies beschränkt sich jedoch auf den West- und Nordwestrand der Münchberger Gneismasse (Gandl 1998).

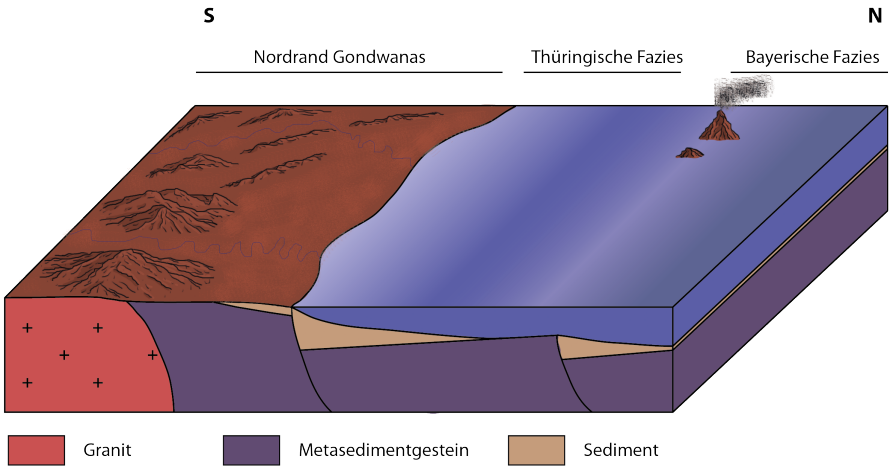

Abbildung 2: Schematische Darstellung der kambrisch-ordovizischen Ablagerungsbedingungen am Nordrand Gondwanas.

In der saxothuringischen Umrandung der Münchberger Gneismasse, dem hier behandelten Untersuchungsgebiet im weiteren Sinne, streichen vulkanosedimentäre Abfolgen aus, deren Altersspektrum vom mittlerem Kambrium bis ins späte Devon reicht (vgl. Emmert et al. 1982). Vermutete cadomische Einheiten, auf denen das Saxothuringikum diskordant lagert, sind in der Umgebung der Münchberger Gneismasse nicht aufgeschlossen, treten aber weiter nördlich, in der Schwarzburger Antiklinale zu Tage. Untersuchungen zeigten für diese Region, dass die cadomischen Gesteine auf die Bildung eines kontinentalen Inselbogens am Nordrand (West-)Gondwanas bzw. auf dessen orogene Akkretion an den Kontinent (ca. 570-540 Ma) zurückzuführen sind (Linnemann et al. 2008). Man vermutet, dass die Unterbrechung der Sedimentation in diesen Gebieten sehr unterschiedlich lange andauerte (Buschmann et al. 2006).

Die ältesten Zeugnisse „saxothuringischer“ Sedimentation liegen wenige Kilometer nordwestlich von Kupferberg als geringmächtige, mutmaßlich unter- und mittelkambrische Formationen in der Umgebung Triebenreuths vor. Diese kambrischen Sedimentate wurden auf dem flachen Schelf West-Gondwanas abgelagert (Geyer

2017). Die Sedimentgesteine werden lokal von Silt- und Sandsteinen dominiert, aber auch Ton- und Tufflagen sind häufig anzutreffen (Geyer & Wiefel 1997). Das Alter eines felsischen Tuffs aus diesen Einheiten wurde mittels U-Pb-Zirkon Datierung auf 503 ± 1 Ma bestimmt (Landing et al. 2014).

Nach einer Schichtlücke, die vermutlich große Teile des Oberkambriums umfasst, setzte die Sedimentation zu Beginn des Ordoviziums wieder ein. Während des Tremadociums (485-477 Ma) kam es einerseits zur Sedimentation der siltig geprägten Leimitz Formation und andererseits zur Ablagerung großer Mengen an basischen und felsischen Vulkaniten in der Vogtendorf Formation (Geyer & Wiefel 1997). Die Datierung letzterer beruht auf Faunenfunden in Tuffschichten (Sdzuy 1971, Sdzuy et al. 2001). Vom Beginn des Arenigiums (477 Ma) bis zum Ende des Llanvirniums (458 Ma) kam es zur Bildung der vulkanosedimentären Randschiefer Formation, an deren Basis mächtige basische Vulkanite abgelagert wurden. Pb-Pb Zirkon-Datierungen durch Schätz et al. (2002) ergaben für eine pyroklastische Ablagerung ein Alter von 478 ± 2 Ma (2σ). Über den Vulkaniten folgt eine Wechsellagerung von Ton- und Sandsteinen mit häufigen Lagen von mafischen Vulkaniten oder pyroklastischen Gesteinen (Servais et al. 2008). Die Sedimentgesteine wurden hier aufgrund von Conodonten in das Ordovizium datiert (Sannemann 1955). U-Pb Datierungen an den detritischen Zirkon-Körnern einer geringmächtigen „Plattensandstein“ genannten Sandstein-Einheit ergaben nach Bahlburg et al. (2010) mit 470 ± 6 Ma ebenfalls ein ordovizisches Alter. Allerdings wurden auch einzelne Einheiten aus dem Streichengrund durch Hammann et al. (1989) mittels Mikrofossilien ins Unterdevon datiert und folglich als tektonische Schuppe interpretiert. Das Einfallen der Schichten beträgt hier generell 40° nach Nordosten (Emmert et al. 1960a). In den hangenden Bereichen der Randschiefer Formation treten häufig tektonisch eingeschuppte Linsen aus silurischem Kieselschiefer auf, für die schon Greiling (1958) einen Zusammenhang mit den Tufflagen diskutierte. Letztere, lokal auch „Tüpfelschiefer“ genannt, dienen hier als unverwechselbares Leitgestein der Randschiefer Formation (Emmert et al. 1960a). Die Döbra Formation im Hangenden wird von Sandsteinen dominiert, schließt aber auch diverse Siltstein-Horizonte mit ein (Geyer & Wiefel 1997).

In Übereinstimmung mit anderen variszischen Gebieten vom Nordwesten der Iberischen Halbinsel bis ins Sudetenland Polens (vgl. Bankwitz et al. 1998, Crowley et al. 2000, Floyd et al. 2000) werden diese kambo-ordovizischen Gesteinsschichten als Ablagerungsprodukt eines kontinentalen Riftgrabens am Nordrand Gondwanas interpretiert (z.B. Linnemann 2003). Dazu passt das von Bahlburg et al. (2010) ermittelte Zirkon-Spektrum, das für den „Plattensandstein“ aus der Randschiefer Formation, sowie für den Döbra Sandstein eine Herkunft aus dem Norden (West-) Gondwanas belegte.

Im Silur kam es mit den Oberen und Unteren Graptolithenschiefern sowie dem Orthoceratenkalk zur Ablagerung mächtiger Ton- und Kalksteinschichten, die ein vollmarines Milieu widerspiegeln (Gandl 1998). Gerade in der Bayerischen Faziesreihe wurden auch mafische Vulkanite und Kieselschiefer abgelagert (Greiling 1958). Ersteres nimmt hier eine stratigraphische Position zwischen den Graptolithenschiefern und dem Orthoceratenkalk ein und ist deshalb im Gelände gut ansprechbar (mündliche Mitteilung H. Tragelehn).

Die devonische Abfolge wird stark durch verschiedene Tonschiefer dominiert, von denen sich die Sedimentgesteine der Schwärzschiefer Formation durch ihre besonders dunkle Farbe und ihr dünnblättriges Absondern abheben. Im Hangenden dieser Formation befindet sich eine markante Schicht mafischer Vulkanite, die wiederum durch Kalksteine mit charakteristischer knolliger Ausbildung („Flaserkalk“) überlagert werden (Gandl 1998). Biostratigraphische Untersuchungen durch Gandl (1989) engten das Alter dieses mafischen Vulkanismus auf den Grenzbereich Oberdevon I α/β ein. Dies entspricht der Grenze Givetium/Frasnium.

Im weiteren Umfeld der Lagerstätte werden die saxothuringischen Sedimentgesteine bereits auf stratigraphischer Höhe der Randschiefer Formation von den allochthonen Einheiten der Münchberger Gneismasse überschoben. Bei der untersten und gleichzeitig einzigen Einheit dieses Komplexes, die von der Vererzung direkt betroffen ist, handelt es sich um die Prasinit-Phyllit Formation. Diese stellt eine Grünschiefer-faziell metamorph überprägte, vulkanosedimentäre Wechsellagerung dar. Die große Ähnlichkeit mit der Randschiefer Formation, an die sie über weite Strecken südlich von Kupferberg angrenzt, hat in der Vergangenheit verschiedene Autoren dazu bewogen, diese als Äquivalente mit unterschiedlichem Metamorphosegrad zu betrachten. Als Beweis dafür führt Emmert et al. (1960a) den Übertritt der als „Tüpfelschiefer“ bekannten Tufflagen von der Randschiefer Formation in die Prasinit-Phyllit Formation an, der nördlich von Wirsberg beobachtet werden kann. Die Prasinite weisen dabei einen Chemismus auf, der typisch für Inselbogenmagmatismus ist (Franke et al. 1995). U-Pb Zirkon-Datierungen durch Koglin et al. (2015) ergaben für diese Prasinite ein mittleres Alter von ca. 400 Ma und widerlegen damit die biostratigraphische Einordnung durch Reitz & Höll (1988), welche ein neoproterozoisches Alter postuliert hatten. Am Kontaktbereich zur hangenden Randamphibolit Formation (hangender Teil der Grünschiefer Gruppe, ehemals auch „Randamphibolit-Serie“ vgl. Mielke 1996) liegen zahlreiche Serpentinit-Linsen vor, die teilweise in Talk umgewandelt wurden (Franke et al. 1995).

Die Randamphibolit Formation, die in einem kleinen Kontaktbereich, ca. 1 km westlich von Kupferberg an die Randschiefer Formation angrenzt, besteht fast ausschließlich aus gebändertem Amphibolit mit N-MORB und E-MORB Charakter, der in seinem liegenden und hangenden Kontaktbereich stark mylonitisiert ist (Franke

et al. 1995, Kiwus 2014).

Die Marienweiher Gruppe, früher und lokal auch als „Liegendserie“ bezeichnet, liegt nördlich von Kupferberg direkt der Randschiefer Formation auf. Sie setzt sich in der Region hauptsächlich aus Paragneisen mit einzelnen Vorkommen von Orthogneisen zusammen (Franke et al. 1995, Walker 2014). Das Granitvorkommen ca. 1 km nordöstlich von Kupferberg entspricht wahrscheinlich der bei Linnemann et al. (2000) beschriebenen Intrusionstätigkeit im Ordovizium. Der Plutonit hat folglich deutlich vor der letzten Deformations- bzw. Bewegungsphase der Münchberger Gneismasse Raum genommen. Häufig erscheinen auch Serpentinite als tektonische Schuppen im Aufschlussbereich der Marienweiher Gruppe. U-Pb-Zirkondatierungen an verschiedenen Paragneisen erbrachten Alter zwischen 504 und 500 Ma (Walker 2014).

Die Fränkische Linie, eine Nordwest-Südost verlaufende Störungszone, begrenzt das Saxothuringikum, etwa 2 km südwestlich von Kupferberg, gegen die mesozoischen Sedimentgesteine des Germanischen Beckens. Bei der letzten Hebungsphase während der Kreidezeit wurde der östliche Block, auf dem heute das Saxothuringikum ausstreicht, teilweise um ca. 1000 m gehoben (Emmert et al. 1960a, Urban & Vaché 1972).

Der Einfluss des geologischen Untergrundes auf die Geländemorphologie ist im Raum Kupferberg stark ausgeprägt. So zeichnet sich die Fränkische Linie deutlich im Südwest-Teil des Geländemodells ab (Abb. 3a). Die mafischen Vulkanite, die hier östlich der Störungszone zutage treten, sind deutlich verwitterungsresistenter als die Sedimentgesteine des Germanischen Beckens im Südwesten. Als Folge entwickelte sich eine deutlich ausgebildete Geländestufe, an der die Geländeoberfläche steil nach Südwesten abfällt. Jenseits der Fränkischen Linie teilt sich der Untersuchungsraum in zwei Bereiche. Im nordwestlichen Bereich, der durch die Randschiefer Formation geprägt ist, zeichnen sich vor allem sanfte Geländeformen ab. Das markanteste Element ist hier der in südwestlicher Richtung durch Kupferberg verlaufende moderate Einschnitt des Schnittbachs. Südwestlich von Kupferberg und nördlich von Wirsberg befinden sich weite, kolluvial geprägte Flächen. Im Südosten, in dem die Erdoberfläche durch die Prasinit-Phyllit Formation geprägt ist, dominieren schroffe Geländeformen aus Hochflächen und tiefen, fluviatil eingeschnittenen Tälern und hier vor allem das Nord-Süd verlaufende Kosertal. Bei genauer Betrachtung vermittelt das digitale Geländemodell auch einen Eindruck über das Ausmaß der anthropogenen Einflussnahme auf das Gelände. So zeichnet sich nicht nur der Kupferberger Steinbruch im Osten des Modells ab, sondern auch die intensive agrarische Nutzung durch die vielerorts sichtbaren Feldgrenzen. Nahe der Fränkischen Linie, in einem Bereich der für agrarische Nutzung nicht geeignet ist, haben sich auch Relikte vorgeschichtlicher Bergbautätigkeit an der Oberfläche erhalten (Abb. 3b).

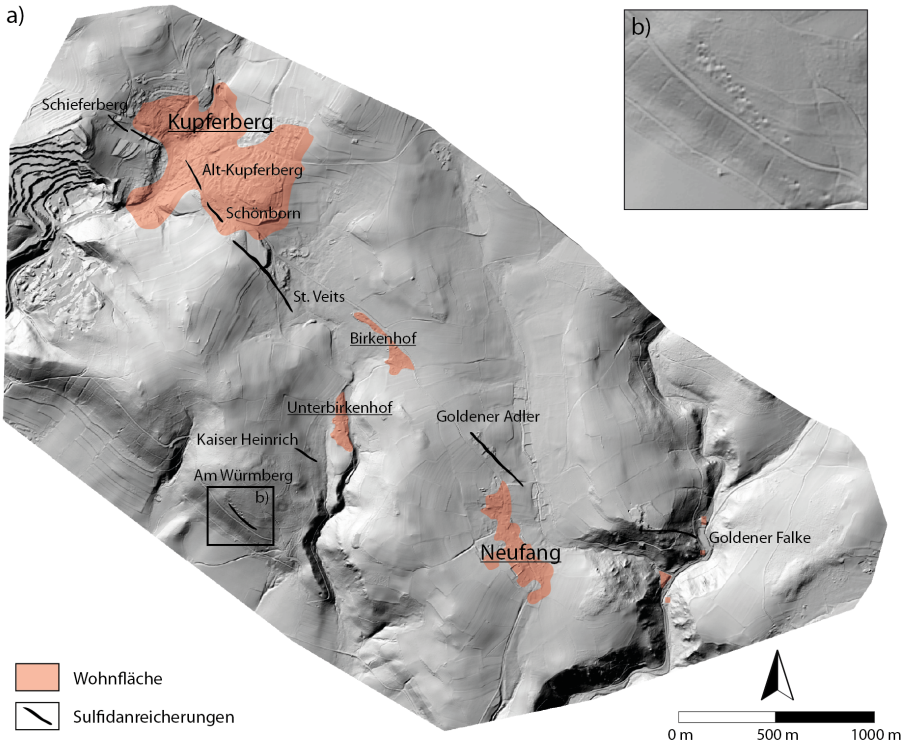

Abbildung 3: a) Zweifach überhöhtes, digitales Geländemodell der Umgebung um die Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (Geobasisdaten © Bayerische Vermessungsverwaltung), mit der Position der Sulfidlinsen nach URBAN & VACHÉ (1972); **b)** Ausschnitt mit Erdfällen als Folge vorgeschichtlicher Abbautätigkeit.

3 Charakterisierung der Lagerstätte und der rezent zugänglichen Bereiche

3.1 Allgemeines

Aufgrund der Unzugänglichkeit aller ehemaligen Abbaustätten, mit Ausnahme des „Goldenen Falken“, muss die makroskopische Charakterisierung der Lagerstätte im Wesentlichen auf Grundlage historischer Beschreibungen durchgeführt werden. Das folgende Kapitel stellt folglich eine Synthese aus „Charakterisierung der Lagerstätte“ und „Aktueller Stand der Forschung“ dar und bildet somit den Rahmen für die mikroskopischen und geochemischen Ergebnisse, die im Zuge dieser Arbeit erbracht wurden.

Die Cu-Zn-Lagerstätte Kupferberg besteht aus einem ca. 4 km langen Zug von sulfidangereicherten Linsen, die stratiform in den Gesteinen der Randschiefer Formation und der Prasinit-Phyllit Formation liegen. Das Einfallen dieser Schichten und somit auch der Erzkörper beträgt zwischen 30° und 50° nach Nordost (Emmert et al. 1960a, Urban & Vaché 1972).

Aufgrund der Tatsache, dass der Bergbau über mehrere Jahrhunderte an allen bekannten Sulfidlinsen und dort z.T. auch durch verschiedene Schächte vollzogen wurde, existieren sehr unterschiedliche und z.T. widersprüchliche Dokumentationen über das Wesen der eigentlichen Vererzung (vgl. Brand 1922 und darin erwähnte Quellen). Als einzige Konstante tritt hier die Erwähnung der Pyrit-reichen Tonschiefer als essentieller Bestandteil der meisten Linsen in Erscheinung. Diese liegen stark tektonisch zerstückelt vor, was die Erschließung und Verfolgung des Erzes zu allen Zeiten erschwerte (Brand 1922). Die räumliche Lage der wirtschaftlich wichtigeren Cu-Vererzung wurde bei den vergangenen Untersuchungen sehr unterschiedlich wahrgenommen und beschrieben. So wurden die Chalkopyrit-reichen Anteile der Lagerstätte als Flöze, Stöcke, Lager, Gänge, und Flächengänge beschrieben. Unabhängig von der räumlichen Ausprägung der Vererzung wurde die Vergesellschaftung des Chalkopyrits mit Quarz und Kalzit jedoch von den meisten Bearbeitern erwähnt. In den Grubengebäuden konnte ferner beobachtet werden, dass Klüfte mit Quarzfüllung Klüfte mit karbonatischer Füllung schneiden (Brand 1922).

Auflichtmikroskopische Untersuchungen in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts erbrachten deutliche Hinweise auf eine epigenetische Herkunft der Kupfer- und Zinksulfide ohne dass ein konkretes genetisches Modell formuliert wurde (Brand 1922, Ibach 1940). Die geophysikalischen Messungen, die von Keunecke (1951) in der Umgebung einzelner Erzlinsen durchgeführt wurden, deuteten an, dass sich die Sulfidanteile mit zunehmender Tiefe verringern und die Erzlinsen größtenteils bereits abgebaut wurden. Zu diesen Untersuchungen liegt jedoch keinerlei verlässliche

Dokumentation vor.

So existieren nur zwei jüngere Arbeiten mit eigener Datenaufnahme: Zum einen die Untersuchungen, die URBAN & VACHÉ (1972) im Rahmen einer Explorationskampagne vornahmen (Kartierung und Bohrungen). Zum anderen die Untersuchungen, die SCHÜSSLER (1993) am geologischen Umfeld der Lagerstätte vornahm (Kartierung und Datierung). Weiterhin liegen Überblicksdarstellungen von DILL (1985, 1988) zur Metallogenese am Westrand der Böhmischen Masse vor, die Kupferberg einschließen und Interpretationsversuche anstellen.

Über die genaue stratigraphische Position der Erzlinsen herrscht Uneinigkeit. BRAND (1922), der im Zuge seiner Untersuchungen Zugang zu drei Explorationsschächten hatte, sieht die Erzlinsen an den Übergang zwischen kohlenstoffreichen Schwarzschiefern im Liegenden und karbonatreichen „Phyllitähnlichen Grauschiefern“ im Hangenden gebunden (vgl. Tabelle 1). Sowohl im Alexander- als auch im St. Veits-Stollen konnte BRAND (1922) dabei beobachten, dass die unteren Schichten der „Phyllitähnlichen Grauschiefer“ Quarz- und Glimmer-reich sind, während diese Eigenschaft ins Hangende verloren geht und „gewöhnlicher“ grauer Tonschiefer ansteht. URBAN & VACHÉ (1972) sehen die Vererzung stattdessen an verschiedene Tufflagen gebunden (vgl. Abb. 4a + b). Nur in seltenen Fällen befände sich diese im Tonschiefer. Bei der Betrachtung des Bohrberichts ist jedoch auffällig, dass die meisten Erzlinsen, zumeist nur von einer Bohrung, in seltenen Fällen von zwei Bohrungen durchteuft wurden. Dennoch wird auch bei BRAND (1922) häufig ein Nebeneinander von Erzlinsen und felsischen Tuffhorizonten beschrieben, das zu Spekulationen über eine magmatogene Herkunft des Erzes Anlass gab. Die beiden Erzkörper aus dem Lagerstättenbereich Neufang-Wirsberg sind hingegen stratigraphisch gut einzuordnen. So befindet sich der „Goldene Adler“ und der „Goldene Falke“ im Prasinit bzw. Phyllit (URBAN & VACHÉ 1972).

Die räumliche Ausdehnung der Erzkörper ist sehr unterschiedlich. So erreicht die reichste Erzlinse, „St. Veits“, eine Länge von ca. 450 m und eine Maximalmächtigkeit von 5 m, während der Lagerstättenteil „Kaiser Heinrich“ bei 1-2 m Mächtigkeit nur ein Viertel der Länge aufweist (URBAN & VACHÉ 1972). Hinsichtlich des Mineralbestands sind alle Erzlinsen des Kupferberger Lagerstättenbereichs ähnlich aufgebaut. So dominiert Pyrit überall deutlich, mit variablen Anteilen an Chalkopyrit, Sphalerit, Quarz und Kalzit. Galenit tritt dagegen nur sehr selten und in Korngrößen <0,01 mm auf. Als auffälliges Charakteristikum der Kupferberger Erze wurde ihre z.T. ausgeprägte Schichtung beschrieben (IBACH 1940).

Die Mineralogie der Erzlinsen „Goldener Adler“ und „Goldener Falke“ unterscheiden sich z.T. deutlich von den übrigen sulfidreichen Linsen aus dem Bereich Kupferberg. So liegt im „Goldenen Adler“ eine Vergesellschaftung von Pyrit (35-55 Vol.-%) mit Magnetit (15-30 Vol.-%) vor, die durch Verdrängung von Pyrit durch

Pyrrhotin in den oberen Teufen gekennzeichnet ist. Hier wird ein Mineralbestand von 55-70 Vol.-% Pyrrhotin, 7 Vol.-% Pyrit und 5 Vol.-% Magnetit erreicht. Der Gehalt an Chalkopyrit beträgt durchschnittlich 1 Vol.-%, wobei er z.T. in einzelnen Bereichen stark angereichert und mit Quarz und Kalzit vergesellschaftet ist (Brand 1922, Urban & Vaché 1972). Bei den Prospektionsbohrungen durch Urban & Vaché (1972) wurde im hangenden Phyllit noch eine weitere Chalkopyrit-arme und Pyrrhotin-reiche Schicht mit insgesamt 1,7 m Mächtigkeit durchteuft. Im „Goldenen Falken“ liegen hingegen Cu-arme (0,2 Gew.-%), Pyrit-reiche Phyllit-Schichten vor.

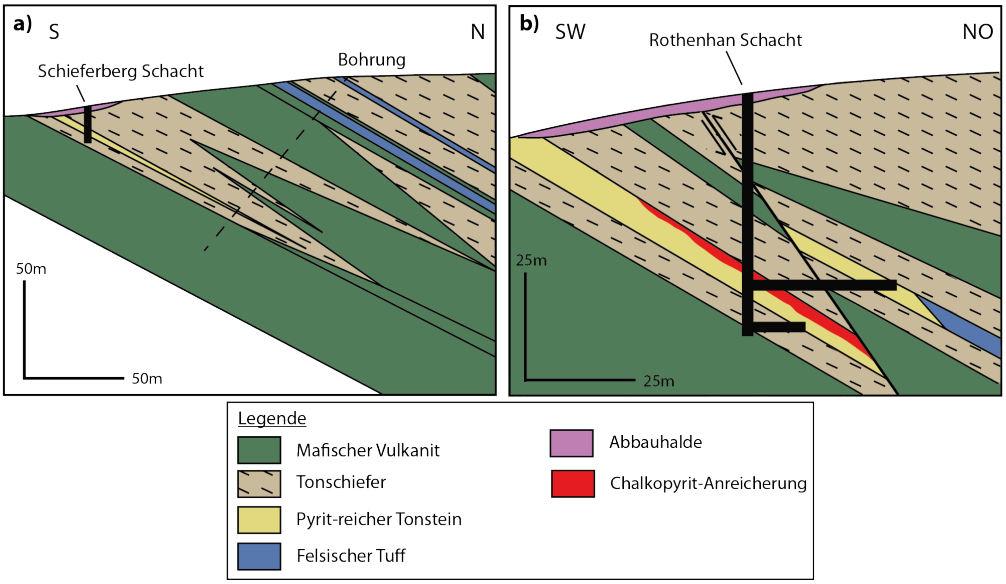

Abbildung 4: Querschnitt durch die Abbaustätten **a)** „Schieferberg“ und **b)** „Rothenhan“ in der Randschiefer Formation (verändert nach Brand 1922, Urban & Vaché 1972).

Tabelle 1: Vertikalprofil durch die „St. Veits“ Erzlinse. Grau hinterlegt sind Horizonte, die im Abbau standen (verändert nach Brand 1922).

Phyllit-ähnlicher Grauschiefer	8,50 m
Phyllitähnlicher Grauschiefer, deutlicher gefältelt	0,45 m
Phyllitähnlicher Grauschiefer, deutlich ausgebleicht	0,05 m
Graugelber Ton	0,02 m
Bröckelig absondernder Ton mit Chalkopyrit-reichen Knollen	0,15 m
Gelbbrauner Ton, Quarz-reich mit fein verteiltem Chalkopyrit	0,50 m
Dunkelgraues Material, reich an Chalkopyrit und Pyrit	0,55 m
Grauer Tonschiefer mit Chalkopyrit-reichen „Quarzzwischenlagen“	0,60 m
Stark verkieseltes Gestein mit vereinzelten Cu- und Zn-Mineralen	0,65 m
„Schalstein“, stark durchdrungen von Chalkopyrit und Pyrit	12,00 m
Schwarzgrauer Tonschiefer, leichte Pyrit-Imprägnation	2,50 m
Schwarzer Tonschiefer	5,80 m

Aufgrund des größtenteils undokumentierten historischen Abbaus der Lagerstätte ist eine Abschätzung der Reserven und Ressourcen schwierig. Die jüngste Explorationskampagne von Urban & Vaché (1972) schätzte die Reserven der Lagerstätte Kupferberg auf ca. 360.000 t Erz mit 4,5 Gew.-% Cu, 1 Gew.-% Zn, 50 g/t Ag und 2 g/t Au sowie 325.000 t mit 1,5 Gew.-% Cu, 1 Gew.-% Zn und 15 g/t Ag.

3.2 Das Kupferberger Besucherbergwerk in der Peripherie der „St. Veits“ Erzlinse

Teile des “St. Veits” Schachts sind heute in Form des Kupferberger Besucherbergwerks zugänglich. Dabei handelt es sich um einen ca. 120 m langen, mit 20 % Richtung Südosten abfallenden Gang, der sich mehrfach verzweigt (Abb. 5). Die zahlreichen Hohlräume unterschiedlichster Geometrie, auf die man beim Anlegen des Besucherbergwerks stieß, zeugen vom unkoordinierten, oberflächennahen Raubbau am hiesigen Erz (Abb. 6b): „Man baute bisher ganz nach Belieben ab, trieb Örter unter- und übereinander, brach über- und unter sich, kurz man nahm ohne weiteres da weg, wo es am nächsten war“ (Brand 1922, S. 18).

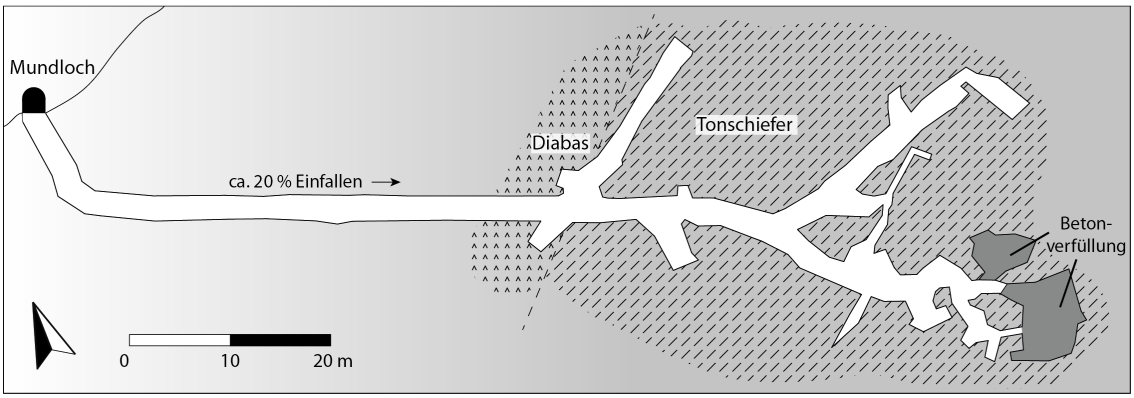

Abbildung 5: Grundriss des Kupferberger Besucherbergwerks mit umgebender Lithologie.

Im Bereich des Mundlochs ist das Besucherbergwerk, aus Gründen der Statik, vollständig mit Beton verkleidet. Die ersten, tiefer gelegenen Aufschlüsse zeigen einen unverwitterten, jedoch tektonisch beanspruchten mafischen Vulkanit, der häufig von Klüften mit Karbonatfüllung durchzogen wird (Abb. 6a). Im Bereich der ersten Verzweigung schließen sich verschiedene Tonschiefer an. Diese weisen größtenteils deutliche Verwitterungserscheinungen auf. Freigelegte Bereiche sind aufgrund der nassfeuchten Verhältnisse schnell von einer Eisenhydroxid-reichen Verwitterungskruste überzogen. In den Wänden ist eine hohe Dichte von Störungen mit unterschiedlichen Versatzwerten zu beobachten. In Folge dessen liegen hier verschiedene Varietäten Tonstein in einer Größenordnung von wenigen Metern verschuppt vor.

Eine direkt beobachtbare Kupfervererzung liegt im Bereich des Besucherbergwerks nicht vor. Zwar zeugen häufig dünne Oberflächenbeläge aus Malachit und Chrysokoll von einer unmittelbaren Nähe zu Kupferkonzentrationen (Abb. 6c), allerdings handelt es sich dabei stets um Mobilisate aus dem umliegenden Gestein. Ein Vergleich der Teufe und Ausrichtung des Besucherbergwerks mit den Plänen von Urban & Vaché (1972) legt nahe, dass sich die tieferen Bereiche des Besucherbergwerks in der Nähe zur ehemaligen St. Veits-Stollensohle befinden müssen. In diesen Bereichen, die heute von wechselnden Grundwasserspiegeln betroffen sind, treten feine, söhlige Wechsellagerungen an Pyrit-reichen und Pyrit-armen Tonschiefern auf (Abb. 6d). Nur einige Meter oberhalb tritt ein mürber, hellgrauer Tonschiefer auf, der auf seinen Schieferungsflächen von Chlorit stark grün gefärbt ist. In den südöstlichen Bereichen ist das umgebende Gestein stark porös, rot gefärbt und mürbe, so dass weite Teile komplett mit Beton verfüllt werden mussten um die Stabilität des Besucherbergwerks zu gewährleisten. Mittels XRD konnte Hämatit, Quarz, und Illit im betreffenden Material nachgewiesen werden.

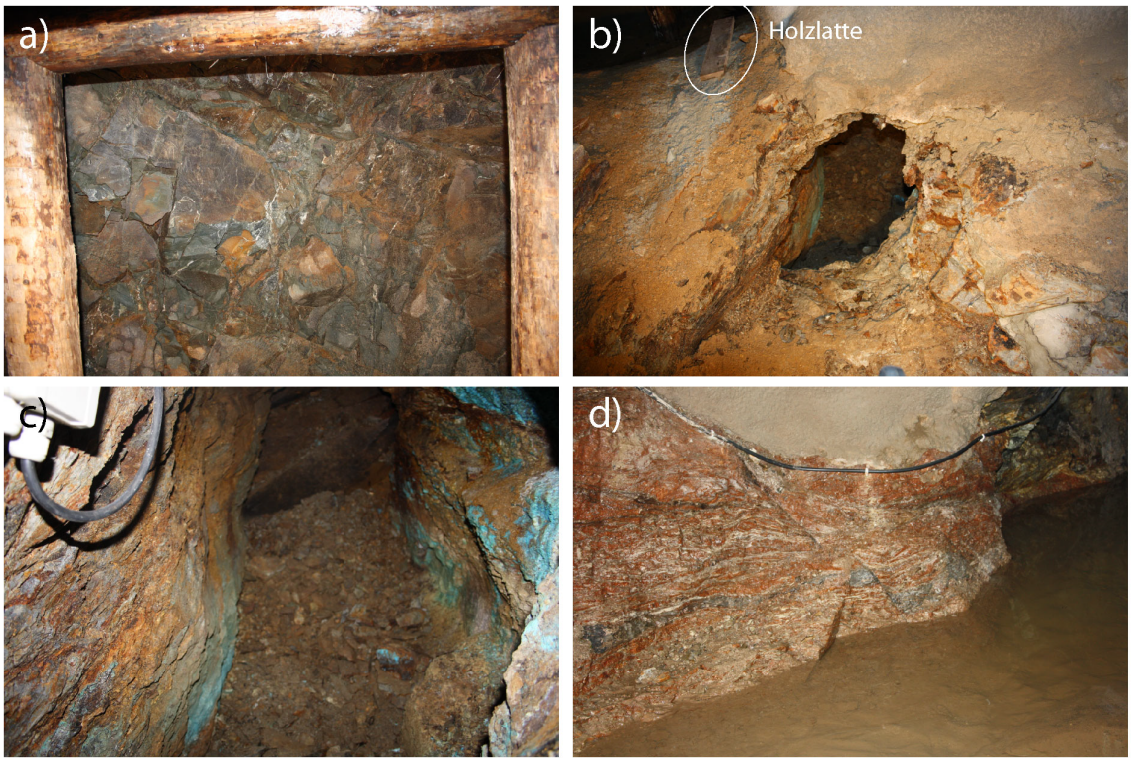

Abbildung 6: Fotographien aus dem Besucherbergwerk: **a)** Aufschluss des mafischen Vulkanits im vorderen Teil des Bergwerks; **b)** Aufgeschlossener ehemaliger Raubbauschacht; **c)** Feiner Flächenbelag aus Chrysokoll und Malachit in einem ca. 40 cm breitem Gang; **d)** feine Wechsellagerung aus eisenreichen und eisenarmen Sedimentschichten im Bereich des heutigen Grundwasserstandes.

3.3 Der ehemalige Abbau „Goldener Falke“

Der „Goldener Falke“ befindet sich etwa 2 km nordöstlich von Wirsberg im Kosertal. Die stratiforme Lagerstätte fällt mit der sie umgebenden Prasinit-Phyllit Formation ca. 40° in Richtung Nordosten ein. Die Sulfid-Anreicherung liegt hier in einem Muskovit-Chlorit-Quarz-Phyllit vor. Im Südosten tritt die Lagerstätte im Bereich des alten Mundloches an die Oberfläche, während sie im Südwesten von einer Störung relativ nah an der Oberfläche begrenzt wird. Der Abbau an sich wurde hier in einer Art Pfeiler-Kammer System betrieben (vgl. Abb. 7a + b). Im Norden verjüngen sich die Kammern jedoch deutlich und setzen sich letztendlich in einem schmalen, ca. 50 m langem Prospektionsgang fort, der keine Anzeichen einer Sulfid-Anreicherung aufweist. Der tiefste Teil der Lagerstätte führt heute ganzjährig Wasser und ist Richtung Südosten durch einen Entwässerungsgang mit der Koser verbunden. Dieser Gang tritt im Bereich hinter der „Adlerhütte“ zutage.

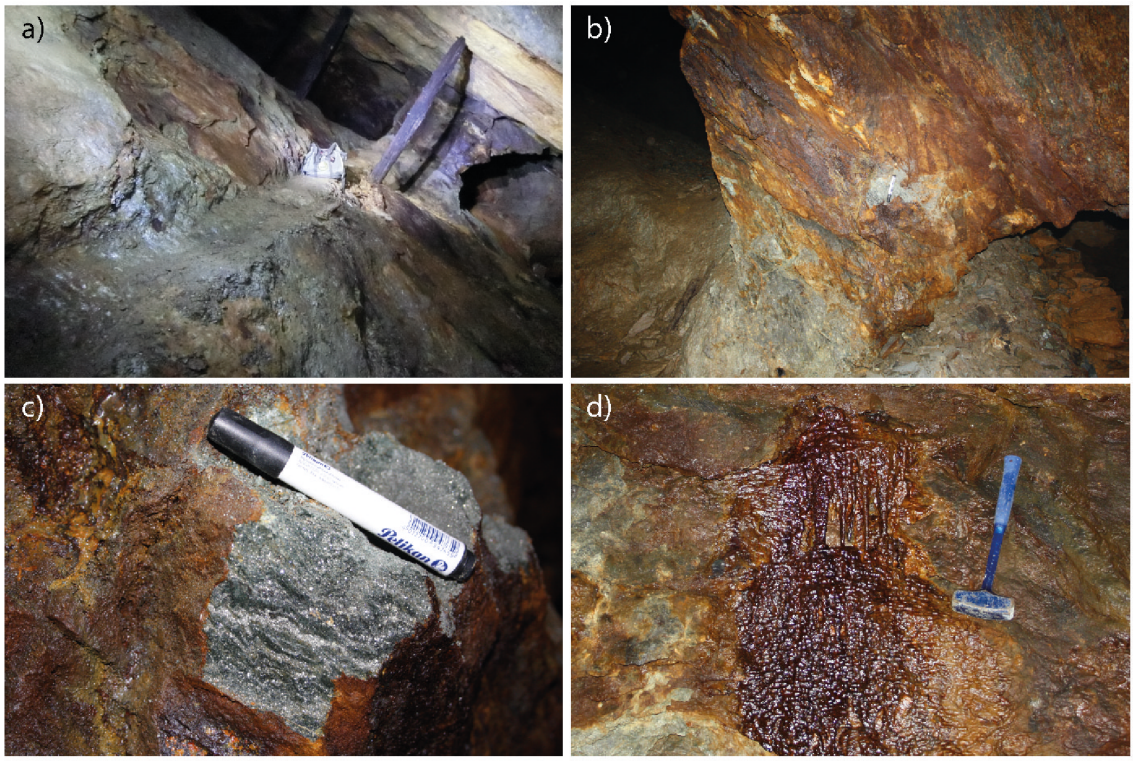

Abbildung 7: Fotoaufnahmen aus dem Goldenen Falken. **a)** Ein mit ca. 40° nach Nordosten einfallender Hohlraum zeugt vom schichtgebundenen Abbau der Lagerstätte; **b)** Einer der verbliebenen Stützpfeiler der Grube; **c)** Frische Bruchfläche zeigt feine, verfaltete Pyrit-reiche Schichten im dunklen Phyllit; **d)** Goethit-reiches Sinterprodukt an einer Abbauwand des Goldenen Falken. Foto a) von Sebastian Heinze.

Innerhalb des Abbaubereichs lassen sich Relikte älterer Bergbauaktivität beobachten, die mit Schlegel und Eisen vorangetrieben wurden. Ein schmaler Gang, einige Meter über der Abbaubasis, stellt hier wahrscheinlich eine ältere Generation von

Entwässerungsgang dar.

Die Sulfid-Anreicherung liegt hier in Form von Pyrit-reichen Schichten mit geringen Anteilen an Chalkopyrit und Sphalerit vor. Die Mächtigkeit dieser Schichten schwankt zwischen wenigen Millimetern und einigen Zentimetern (Abb. 7c). Entsprechend wurde die Lagerstätte nicht auf Kupfer, sondern zur Alaungewinnung aus Pyrit abgebaut. Die heutigen Oberflächen sind im ganzen Bereich des „Goldenen Falken“ von Goethit-reichem Sinter bedeckt (Abb. 7d).

4 Methodik

4.1 Probennahme und weitere Aufarbeitung

Im Rahmen der Geländearbeit wurden generell möglichst unalterierte Proben ausgewählt. Die Probenmenge wurde dabei der Korngröße der Probe angepasst, betrug jedoch nie unter 1 kg. Im Anschluss erfolgte eine Nassreinigung des Gesteins, um dieses von anhaftendem Boden und organischem Material zu befreien. Die grobe Zerkleinerung des Materials erfolgte dann mit einem Backenbrecher auf eine Fragmentgröße von <1 cm. Abhängig vom Zustand des Gesteins wurde das gebrochene Material im Anschluss handverlesen, um den Einfluss von Kluftfüllungen und Alterationserscheinungen möglichst gering zu halten. Die so verlesene Probe wurde in einer Wolframcarbid-Scheibenschwingmühle pulverisiert. Teile dieses Pulvers kamen dann zur Herstellung einer Schmelztablette zum Einsatz. Doch auch bei der Röntgendiffraktometrie und der LA-ICP-MS an der Universität Kapstadt wurde dieses Material verwendet.

Für die Herstellung der Schmelztabletten wurde das Pulver über 6 Stunden in einen Trockenschrank bei 110°C gegeben und anschließend in einem Exsikkator gelagert. Von diesem getrockneten Probenmaterial wurden 600 ± 1 mg zusammen mit 3600 ± 1 mg Lithiumtetraborat (A12) und etwa 1000 mg Ammoniumnitrat (NH_4NO_3) in einen Keramiktiegel eingewogen. Das Aufschmelzen der Probe erfolgt auf einer fünfstufigen Brennerkolonne mit einer maximalen Temperatur von ca. 1200°C. Zum Einsatz kam dabei ein Satz Platintiegel und -gußformen.

4.2 Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA)

Die Röntgenfluoreszenzanalyse wurde zur Ermittlung des Chemismus der Proben eingesetzt. Die Messungen wurden an einem Panalytical Minipal 4 Röntgenfuoreszenzspektrometer am Lehrstuhl für Geodynamik und Geomaterialforschung, Institut für Geographie und Geologie der Universität Würzburg durchgeführt. Das Instrument arbeitet mit einer Rh-Röntgenröhre mit Seitenfenster und maximal 30 kV, 1 mA und 9 W. Der Si-drift-Detektor ist dabei energiedispersiv und die Probenkammer wird, zum Zweck niedrigerer Messfehler und Nachweisgrenzen, mit Helium gespült. Für die hier durchgeführten Analysen waren die Messbedingungen wie folgt:

- 9 kV, 350 μA, keine Filter und 600 s Messzeit für Na, Mg, Al, Si, P, K und Ca
- 14 kV, 250 μA, ein dünner Al-Filter und 300 s Messzeit für Ti, Mn und Fe

Zur Kalibrierung des Spektrometers wurden 18 internationale Standards gemessen (Granit: AC-E, G-2, GA, GH, GM, GS-N, GSR-1, MA-N, NIM-G; Granodiorit:

GSP-1; Syenit: NIM-S, STM-1, SY-2, SY-3; Rhyolith: RGM-1; Andesit: AGV-1, GSR-2 und Quarzlatit: QLO-1), wobei die jeweiligen Elementkonzentrationen Govindaraju (1989) entnommen wurden. Das quadratische Mittel der Abweichungen, sowie die Korrelationsfaktoren für die Kalibration der verschiedenen Elemente sind 0,198/0,9945 (Al_2O_3), 0,095/0,9997 (CaO), 0,034/0,9999 (Fe_2O_3), 0,042/0,9999 (K_2O), 0,075/0,9971 (MgO), 0,004/0,9990 (MnO), 0,100/0,9979 (Na_2O), 0,028/0,9968 (P_2O_5), 0,362/0,9981 (SiO_2) und 0,015/0,9987 (TiO_2). Der Laborinterne analytische Fehler wurde allgemein noch nicht bestimmt. Für basaltisches Material beträgt dieser relative Fehler 0,34 % (SiO_2), 0,27 % (TiO_2), 0,34 % (Al_2O_3), 0,43 % (Fe_2O_3), 0,56 % (MgO), 0,20 % (CaO), 2,01 % (MnO), 2,62 % (Na_2O), 0,44 % (K_2O) und 3,42 % (P_2O_5). Somit liegt der relative analytische Fehler für alle Hauptelemente mit Ausnahme des Natriums unter 0,6 %. Die Bestimmung dieser Werte erfolgt durch die Aufarbeitung von 23 Schmelztabletten desselben Alkalibasalts aus der Rhön.

4.3 Röntgendiffraktometrieanalyse (XRD)

Zum Einsatz kam ein Philips Röntgen-Pulverdiffraktometer aus einer PW 1050/81 Röntgenstrukturanlage und einem PW 1729/40 Generator. Dieser Aufbau befindet sich am Lehrstuhl für Geodynamik und Geomaterialforschung, Institut für Geographie und Geologie der Universität Würzburg.

Das Gerät arbeitet mit einer CuKα-Röntgenröhre. Die Beschleunigungsspannung betrug für alle Messungen 40 kV, bei einer Stromstärke von 30 mA. Das Messprogramm fährt Winkel zwischen 4° und 80° in 0,02 Θ-Schritten ab, wobei die Bestrahlungsdauer jeweils 2 Sekunden beträgt.

Die Messdaten wurden im Anschluss mit der JADE 7 Software, unter Verwendung der Datenbank des „International Centre for Diffraktion Data“ ausgewertet. Die Nachweisgrenze dieser rein qualitativen Methoden beträgt ca. 5 Gew.-%.

4.4 Elektronenstrahl Mikrosonde

Analysiert wurde hier mit einer Mikrosonde vom Typ JEOL JXA-8800L Superprobe mit vier wellenlängendispersiven Spektrometern. Dieses befindet sich an der Universität Würzburg, Institut für Geographie und Geologie, Lehrstuhl für Geodynamik und Geomaterialforschung.

Die Beschleunigungsspannung betrug bei allen Messungen 15 kV, bei einer Stromstärke von 20 nA und einem Strahldurchmesser von 1 μm. Die Zählzeit bei den Silikaten und Oxiden entsprach 40 Sekunden pro Element, wobei 20 Sekunden auf die Messung des Höchststands entfielen und 20 s der Hintergrund zum Vergleich gemessen wurde. Bei den Sulfiden wurde 30 Sekunden der Höchststand und

30 Sekunden Hintergrund gemessen; für Fe und S nur jeweils 20 Sekunden. Als Monochromatorkristall kam dabei der TAP für Na, Mg, Al, Si und As, sowie der PET für Ca, K, Ti, Ba, Cd, Pb, S, Sn und Sb hin zum LIF für Mn, Fe, Co, Ni, Cu und Zn zum Einsatz. Die Lα-Linie wurde für die Elemente Ba, As, Cd, Sn und Sb gemessen, während die Mα-Linie für Pb zur Anwendung kam. Für alle übrigen Elemente wurde die Kα-Linie zur Auswertung herangezogen.

Die Kalibration fand sowohl anhand natürlicher, als auch synthetischer Silikate, Oxide und Sulfide statt. Zum Einsatz kamen hier: Andradit für Ca und Si, Albit für Na, Korund für Al, MgO für Mg, Fe_2O_3 für Fe, $MnTiO_3$ für Mn und Ti, Orthoklas für K, $BaSO_4$ für Ba, NiO für Ni, AsGa für As, Pyrit für Fe und S, Bleiglanz für Pb, Zinkblende für Zn, Antimonit für Sb, Cassiterit für Sn. Cd, Cu und Co wurden an Elementstandards gemessen. Die Matrixkorrektur wurde mit Hilfe der ZAF-Methode von Bence & Albee (1968) durchgeführt. In der Folge beträgt der relative Analysefehler für die Hauptelemente <1 %, wobei Na bis zu 2 % Fehler aufweisen kann. Die Nachweisgrenzen für alle Elemente liegen zwischen 0,05 und 0,1 Gew.-%.

4.5 Laserablationsmassenspektrometrie (LA-ICP-MS)

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde auf zwei verschiedene Verfahren zur Laserablationsmassenspektrometrie mittels induktiv gekoppeltem Plasma (LA-ICP-MS) zurückgegriffen. Die Analysen an den felsischen und mafischen Vulkaniten, sowie alle in-situ Spurenelementanalysen wurden am Geozentrum Erlangen durchgeführt, während die Bestimmung der Spurenelementgehalte an sedimentären Proben (Anhang 4, 5, 6, 7, 8) an der Universität Kapstadt stattfand.

Geozentrum Nordbayern, Fachgruppe Krustendynamik
Die in-situ Analysen an den Sulfiden wurden allesamt am Geozentrum Nordbayern unter Verwendung eines New Wave Research UP193FX Laser und eines Agilent 7500i ICP-MS vorgenommen. Für alle Messungen wurde das Plasma bei einer Spannung von 1300 W betrieben. Als erstes Trägergas fungierte He mit einem Durchfluss von 0.65 l/min. Als zweites Trägergas und als Plasmagas diente Ar mit 1,13 l/min bzw. 14,9 l/min. Das Hilfsgas war Ar (0,9 l/min).

Die Standards für die externe Kalibration waren:

- Po724 B2 SRM (Sulfidstandard Memorial University Newfoundland) für Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt und Au
- (Fe, Ni)1-xS (Sulfidstandard Uni Münster (Wohlgemuth-Ueberwasser et al. 2007) für Re

- MASS-1 Polymetal sulfide, USGS für Co, Ni, Cu, Zn, As, Cd, Sb, Pb und Bi

Als interner Standard wurde Schwefel nach der jeweiligen Idealformel eingesetzt.

Die eigentliche Ablation wurde bei 0,57 GW/cm^2 Laserenergie und 2,9 J/cm^2 Energiedichte an einem Einzelpunkt mit 20 Hz Wiederholungsrate durchgeführt. Die Analysezeit betrug 20 Sekunden für den Hintergrund (Trägergas He + Plasmagas Ar + LA-ICP-MS) und 25 Sekunden auf dem zu messenden Material. Aufgrund der geringen Korngrößen einiger Proben musste der Kraterdurchmesser mehrmals abgesenkt werden, so dass neben 25 μm auch 20, 15 und 10 μm zum Einsatz kamen. Die Auswertung wurde mit der GLITTER 3.0 Software (VAN ACHTERBERGH et al. 2000) durchgeführt.

Ein Teil der Schmelztabletten für die vorliegende Arbeit wurde ebenfalls im Geozentrum Nordbayern gemessen. Die hierfür verwendete Apparatur bestand aus einem New Wave LUV 266 nm Laser und einem Agilent 7500i Spektrometer der mit 1350 W betrieben wurde. Das Ar-Trägergas floss hier mit 1,35 l/min. Wie bei den in-situ Messungen der Sulfide war der Plasmagas Durchfluss 14,9 l/min und der des Hilfsgases 0,9 l/min. Als Grundlage für die externe Kalibrierung diente der NIST SRM 612 Standard (PEARCE et al. 1997). Als interner Standard wurden die jeweiligen SiO_2-Werte verwendet, die zuvor durch Röntgenfluoreszenzanalyse ermittelt wurden. Die Messgenauigkeit und die Reproduzierbarkeit der Ergebnisse wurde an den international gebräuchlichen Geostandards BE-N und NIST SRM 614 (BRÄTZ & KLEMD 2002, KUROSAWA et al. 2006) verifiziert. Alle Messungen wurden bei 20 Hz Wiederholungsrate und 50 μm Laserdurchmesser durchgeführt. Die Laserenergie entsprach 1,01 mJ (= 50 J/cm^2) bei 40 μm/s Ablationsgeschwindigkeit. Die Messungen erfolgten zeitaufgelöst auf dem Maximum des Signals. Integrationszeiten sind dabei 10 ms für ^{29}Si und 25 ms für ^{9}Be, ^{31}P, ^{45}Sc, ^{49}Ti, ^{51}V, ^{53}Cr, ^{55}Mn, ^{60}Ni, ^{71}Ga, ^{75}As, ^{85}Rb, ^{88}Sr, ^{89}Y, ^{90}Zr, ^{93}Nb, ^{95}Mo, ^{121}Sb, ^{137}Ba, ^{139}La, ^{140}Ce, ^{141}Pr, ^{146}Nd, ^{147}Sm, ^{153}Eu, ^{157}Gd, ^{159}Tb, ^{163}Dy, ^{165}Ho, ^{166}Er, ^{169}Tm, ^{172}Yb, ^{175}Lu, ^{178}Hf, ^{181}Ta, ^{208}Pb, ^{232}Th und ^{238}U. Daraus ergibt sich 1,0202 s pro Messung. Die gesamte Messdauer betrug 50 s, wobei 20 s auf die Analyse des Hintergrundes verwendet wurden und die eigentliche Probe 30 s gemessen wurde. Die Datenauswertung erfolgte mit Hilfe der GLITTER 3.0 Software (VAN ACHTERBERGH et al. 2000).

Universität Kapstadt, Department of Geological Sciences
Hier wurden die Spurenelemente von allen siliziklastischen Proben bestimmt. Für die hier angewendete Methode wurden die Proben vor der Analyse in Lösung gebracht. Die jeweiligen 50 mg Probenmaterial wurden mit einer HF-HNO_3-Lösung (Mengenverhältnis 3:1) versetzt und in einem Savilex-Becher verschlossen, der für 48 h auf eine Wärmeplatte gegeben wurde. Es folgten zwei Trocknungsphasen mit

anschließender Zugabe von 2 ml HNO_3. Das letztendlich trockene Produkt wurde in 5 %-iger HNO_3 gelöst. Diese wurde zuvor mit jeweils 5 ppb Re, Rh, In und Bi als interner Standard versetzt. Die Messungen wurden an einer Perkin Elmer ELAN 6000 ICP-MS durchgeführt. Wiederholte Messungen des BHVO-1 Standards ergaben reproduzierbare Ergebnisse mit einem Gesamtfehler von <3 % (z.B. Le Roex et al. 2003).

4.6 Bestimmung der Isotopenverhältnisse von Kupfer

Insgesamt wurden 18 Analysen hinsichtlich der vorliegenden Cu-Isotopenverhältnisse an 12 Proben durchgeführt. In 8 der 12 Proben (9981A2, 9981B1, 9981C2, Ku-7a, Ku-9c, Ku-10b, Ku-GF07, Ku-GF08) lag Kupfer ausschließlich in Form von Chalkopyrit vor. Bei zwei Analysen (Ba 8216, Ba 2745) war das Cu-Mineral Malachit und bei zwei weiteren Messungen lag gediegen Kupfer vor.

Zur Vorbereitung der Proben wurden diese mikroskopischen Untersuchungen mit Durch- und Auflicht unterzogen, um die Mineralogie und die texturelle Position der Minerale zu ermitteln. Auf der Grundlage der Mikroskopie wurden dann die entsprechenden Bereiche für die Beprobung ausgewählt. Aufgrund der starken Kontaminationsanfälligkeit der Cu-Isotopenanalyse (vgl. Zhu et al. 2000) wurden die Proben intensiv, unter Verwendung eines Ultraschallbades, destilliertem Wasser und Ethanol gereinigt und im Anschluss jeder Kontakt mit Metallen oder Säuren vermieden. So wurden die Proben in Fragmente (<1 mm) zerkleinert. Unter dem Binokular wurde anschließend das jeweilige Cu-Mineral für die weitere Aufbereitung gewonnen. Diese wurden dann in einem Achatmörser pulverisiert.

Die Extraktion des Kupfers und die weitere Aufbereitung der Probe erfolgte im „G-Time“ Labor der Freien Universität Brüssel (ULB). Hier wurden ca. 50 mg Probe in einem 6:1-Gemisch aus konzentrierter HNO_3 (Reinheit: sub-boiled) und HF bei 100°C für 24 h gelöst, im Anschluss getrocknet und dann in 6 N HCl gelöst. Zur Gewinnung des reinen Kupfers wurden die gelösten Proben in eine Säule mit 100-200 mesh AG1-X8 Anionenaustauschgranulat gegeben. Das Kupfer wurde dann in 40 ml HCl (8 N) gesammelt. Aufgrund der hohen Kupferkonzentrationen der Proben war eine einmalige Ausführung hier ausreichend.

Die Messung der Cu-Isotopenverhältnisse erfolgte an einem Nu Plasma HR-MC-ICP-MS ebenfalls an der Freien Universität Brüssel. Als interner Standard wurde den Proben dabei Zn nach dem von Petit et al. (2008) definierten Verfahren zugesetzt. Die Analyse der Proben erfolgte jeweils im Wechsel mit den Standards. Hierbei kam ein hausinterner Cu-Standard sowie ein NIST 976 zum Einsatz. Letzterer wurde im Zuge der Messungen insgesamt 12-mal analysiert. Die Ergebnisse für die Proben repräsentieren dabei einen Durchschnittswert aus jeweils 3 Messungen.

Als relative Standardabweichung wurde 2 angegeben. Auf Basis der 3 Duplikate, die alle Aufbereitungs- und Messungsschritte separat durchlaufen haben, ließ sich der absolute, externe Reproduzierbarkeitsfehler der Ergebnisse auf 0,07 ‰ (für zwei Proben) bzw. 0,17 ‰ für eine Probe beziffern. Der interne Reproduzierbarkeitsfehler lag bei allen Messungen unter 0,06 ‰. Alle δ^{65}Cu-Angaben wurden relativ zum NIST SRM 976-Standard berechnet:

$$\delta^{65}\mathrm{Cu} = (((^{65}\mathrm{Cu}/^{63}\mathrm{Cu})_{\mathrm{Probe}} \,/\, (^{65}\mathrm{Cu}/^{63}\mathrm{Cu})_{\mathrm{NIST}})\text{-}1) \text{ x } 1000$$

Im Rahmen der Probenaufbereitung wurden darüber hinaus von allen Proben auch Teilproben genommen, die dann in einem Quadrupole ICP-MS Agilent 7700 auf ihre Elementkonzentrationen an Cr, Co, Ni, Cu, Zn und Pb untersucht wurden, um die Cu-Isotopenanalyse zu ergänzen. Der Reproduzierbarkeitsfehler dieser Messungen lag unter 10 %. Die Nachweisgrenzen lagen bei 0,3 ppb für Cr, 0,1 ppb für Co, 0,3 ppb für Ni, 0,7 ppb für Zn und 0,2 ppb für Pb.

4.7 Bestimmung der Isotopenverhältnisse von Schwefel

Die Aufbereitung der Proben wurde unter den gleichen Reinheitsbedingungen vollzogen, wie es bei der Cu-Isotopenanalyse der Fall war. Für die Analyse der Schwefelisotopen wurden, mit einem Mikrobohrer, ca. 300 mg Pyrit-reiches Material aus den Proben extrahiert und im Anschluss in einem Achatmörser pulverisiert. Aufgrund der geringen Korngrößen (z.T. <5 μm) und der intensiven Verwachsung von Pyrit und Chalkopyrit konnte die vollständige Trennung der beiden Minerale nicht erreicht werden. Folglich müssen die Chalkopyrit-reichen Proben 9981A2, 9981B1 und 9981C2 als Mischproben hinsichtlich der S-Minerale angesehen werden. In den übrigen Proben kann diese zweite S-Quelle aufgrund der sehr geringen Chalkopyrit-Gehalte als unwesentlich erachtet werden.

Die Messung der ^{32}S/^{34}S-Verhältnisse erfolgte an einem Finnigan MAT 251 Massenspektrometer des Tschechischen Geologischen Dienstes in Prag. Entsprechend des Verfahrens von Grinenko (1962) wurde der Schwefel in der Probe erst durch Zugabe von CuO in einem Vakuum zu SO_2 oxidiert. Für 20 - 30 h lagen die Temperaturen hier bei 350-810°C. Die Messpräzision dieses Verfahrens liegt bei ± 0,2 ‰. Alle δ^{34}S-Angaben wurden relativ zum Cañon Diablo Troilite-Standard (CDT) nach folgender Formel berechnet:

$$\delta^{34}\mathrm{S} = (((^{34}\mathrm{S}\ {}^{32}\mathrm{S})_{\mathrm{Probe}}/(^{34}\mathrm{S}/^{32}\mathrm{S})_{\mathrm{CDT}})\text{-}1) \text{ x } 1000$$

4.8 U-Pb Zirkondatierung

Für die Aufbereitung der Zirkon-Präparate wurde das Gestein in einem Backenbrecher grob zerkleinert und im Anschluss daran in der Scheibenschwingmühle teilweise pulverisiert. Das so erzeugte Pulver wurde im Fall des mafischen Vulkanits aus dem Steinbruch Kupferberg mit einem Sieb von 250 μm Maschenweite gesiebt. Für alle übrigen Proben kam ein Sieb mit 500 μm Maschenweite zum Einsatz. Der Kornfraktion unter der jeweiligen Maschenweite wurde, auf einem Wilfley Schütteltisch an der Goethe-Universität Frankfurt, nur die dichtesten Bestandteile zur weiteren Verarbeitung entnommen. Diesem Probenextrakt wurden mit einem Magnetscheider die magnetischen Bestandteile entzogen und nur das verbleibende Material wurde in Bromoform $CHBr_3$ gegeben, wo sich die Minerale mit geringer Dichte von der Probe abscheiden ließen. Die Separation der einzelnen Zirkon-Körner wurde dann unter einem Binokular durchgeführt und die Zirkon-Körner im Anschluss in Epoxidharz eingebettet. Das so entstandene Präparat wurde dann soweit poliert, bis die Kornkerne freilagen und im Anschluss mit Kohlenstoff bedampft. An der JEOL JXA-8800L Mikrosonde der Universität Würzburg wurden Rückstrahlelektronenbilder aufgenommen, um eventuell vorhandene Zonierungen im Zirkon zu dokumentieren und die Auswahl der Messpunkte vorzunehmen.

Die Messungen wurden an der Goethe-Universität Frankfurt, mit einer Resolution M-50 Laserablationsvorrichtung (Coherent COMPexPro 193 nm Excimer Laser), an die eine Thermo-Scientific Element 2 Double Sector Field-ICP-MS gekoppelt war, durchgeführt. Ausgestattet ist diese Anlage mit einer Zwei-Kammern-Ablationszelle (Laurin Technic) die ein Maximum der Signalstärke in unter 1 s ermöglicht und mehr als 99 % des vorherigen Signals in unter 3 s aus dem System entfernt (Zeh & Gerdes 2012).

Die Messungen wurden bei 5,5 Hz und ca. 5-6 J/cm^2 durchgeführt. Der Durchmesser des Ablationskraters lag zwischen 20-30 μm. Die Ablationsdauer von 21 s führte zu einer Kratertiefe von ca. 20 μm. Eine ausführliche Beschreibung der Messmethodik wird in Gerdes & Zeh (2006, 2009) gegeben. Als primärer Vergleichsstandard wurde der GJ-1 Zirkon ($^{207}Pb/^{206}Pb$ Alter = 608,5 ± 0,4 Ma; Jackson et al. 2004) verwendet, da sein Alter den erwarteten Altern der zu untersuchenden Zirkon-Körner am nächsten kam. Die Messgenauigkeit wurde allerdings auch durch den Vergleich mit anderen Standards verifiziert. Dazu gehörten der Plešovice ($^{207}Pb/^{206}Pb$-Alter= 337,13 ± 0,37 Ma; Sláma et al. 2008), der 91500 ($^{207}Pb/^{206}Pb$-Alter = 1065,4 ± 0,3 Ma; Wiedenbeck et al. 1995) und der OG1 ($^{207}Pb/^{206}Pb$-Alter = 3465 ± 0,6 Ma; Stern et al. 2009). Die Messungen auf diesen Standards ergaben 603,6 ± 1,4 Ma für den GJ-1 (MSWD der Konkordanz und Äquivalenz = 1,13; Wahrscheinlichkeit der Konkordanz und Äquivalenz = 0,19, n= 41), 337,9 ±

1,1 Ma für den Plešovice ($MSWD_{K+Ä}$ = 0,84; $Prob_{K+Ä}$ = 0,75; n = 20), 1068,0 ± 5,5 Ma für den 91500 ($MSWD_{K+Ä}$ = 0,72; $Prob_{K+Ä}$ = 0,75; n = 7) und 3464,0 ± 6,7 Ma für den OG1 ($MSWD_{K+Ä}$ = 1,19; $Prob_{K+Ä}$ = 0,24; n = 12). Diese Werte lagen alle im Fehler der publizierten Werten.

Die Berechnung der Concordia-Alter wurden mit Hilfe der Software ISOPLOT/Ex 2.49 (Ludwig 2001) durchgeführt. Die entsprechenden Konkordiadiagramme zeigen Fehlerellipsen für 2 σ. Mit der Software AGEDISPLAY (Sircombe 2004) wurde hingegen die Populationsdichten für das Altersspektrum des Zirkons berechnet.

5 Petrographie und Geochemie

Im Folgenden soll auf die Ergebnisse der petrographischen und geochemischen Untersuchungen eingegangen werden. Die jeweiligen Rohdaten sind in vollem Umfang als Anhang 1 - 8 hinterlegt. Wo dort auf Rohdaten der diversen Abschlussarbeiten am Lehrstuhl für Geodynamik und Geomaterialforschung zurückgegriffen wurde, ist dies kenntlich gemacht.

5.1 Vulkanite

Anders als sedimentäre oder metamorphe Gesteine sind die petrographischen und geochemischen Eigenschaften eines Vulkanits im günstigsten Fall das primäre Produkt magmatischer Differentiation. Da die verschiedenen beteiligten Kristalle in der Regel die chemischen und thermischen Umstände vor der Eruption dokumentieren (vgl. Cooper 2017) verspricht die Untersuchung der vulkanischen Ablagerungen häufig wertvolle Erkenntnisse zu den erdgeschichtlichen Entwicklungen einer Region. Um die Lagerstättenbildung vor dem Hintergrund dieser geotektonischen Vorgänge zu betrachten, wurden verschiedene vulkanische Gesteine aus der südöstlichen Vogtland Synklinale petrographisch und geochemisch untersucht.

5.1.1 Mafische Vulkanite der saxothuringischen Vogtland Synklinale

Insgesamt wurden 96 leicht metamorph überprägte mafische Gesteine aus 13 Aufschlussbereichen beprobt (Abb. 8), deren Altersstellung ausreichend bio- und lithostratigraphisch belegt war. So ergaben sich eine ordovizische, silurische und devonische Gruppe unter den mafischen Vulkaniten der Vogtland Synklinale.

Alle diese Gesteine wiesen bei der Untersuchung eine dunkelgraue bis dunkelgrüne Färbung auf. Eine Foliation ist, wenn überhaupt, schwach ausgebildet, so dass die Gesteine im Wesentlichen massig im Gelände absondern. Bei der mikroskopischen Untersuchung erwiesen sich die Proben als fein- bis mittelkörnig mit ophitischem Gefüge mit Leisten aus Plagioklas und Relikten von Augit (vgl. Abb. 9a + b). Letzterer wurde an vielen Orten allerdings auch vollständig von Chlorit ersetzt. In einigen Proben treten auch Pumpellyit (Abb. 9c), Kalzit (Abb. 9d) und Phrenit auf. Opake Minerale können nur in sehr geringen Mengen beobachtet werden. Als Kluftfüllungen tritt im Wesentlichen Kalzit, aber auch Quarz in Erscheinung.

Hinsichtlich der chemischen Zusammensetzung zeigen sich deutliche Unterschiede zwischen den drei Altersgruppen der mafischen Vulkanite (vgl. Anhang 1). Die ordovizische Gruppe weist im Mittel 48,2 Gew.-% SiO_2 (σ = 5,0) auf. Zusammen mit Al_2O_3 (ø = 15,7 Gew.-%; σ = 1,8) und Fe_2O_3 (ø = 10,6 Gew.-%; σ = 1,9) machen diese Elemente in allen Proben etwa 75 % der Gewichtszusammensetzung

aus. Die übrigen Gew.-% entfallen auf TiO_2 (ø = 2,37 Gew.-%; σ = 0,79), MgO (ø = 4,86 Gew.-%; σ = 3,25), CaO (ø = 6,38 Gew.-%; σ = 2,61), Na_2O (ø = 4,20 Gew.-%; σ = 1,66) und K_2O (ø = 1,60 Gew.-%; σ = 1,25). MnO und P_2O_5 sind nur in geringen Konzentrationen (<1 Gew.-%) vorhanden. Die Zr-Werte der ordovizischen Gruppe schwanken auf hohem Niveau stark. So weisen diese im Mittel 306 ppm Zr auf (σ = 141). Auch hinsichtlich der Ba-Gehalte zeigen diese Proben mit 544 ppm einen hohen Mittelwert. Diese wird jedoch stark von einer Probe (LK6-7) mit 3570 ppm bestimmt. In der Regel gehen die Ba-Werte jedoch nicht über einige Hundert ppm hinaus. Nb und Ta sind mit durchschnittlich 105 ppm und 5,87 ppm relativ stark ausgeprägt. Die Y-Werte liegen im Mittel bei 32,0 ppm. Hinsichtlich der Cr-Konzentrationen zeigt sich, dass die AG-Proben (ø = 22,6 ppm; σ = 20,5) signifikant weniger Cr enthalten als die LK6-Proben (ø = 521 ppm; σ = 174). Ebenso verhält es sich bei den Ni-Konzentrationen (AG: ø = 122 ppm; σ = 9; LK6: ø = 254 ppm; σ = 64).

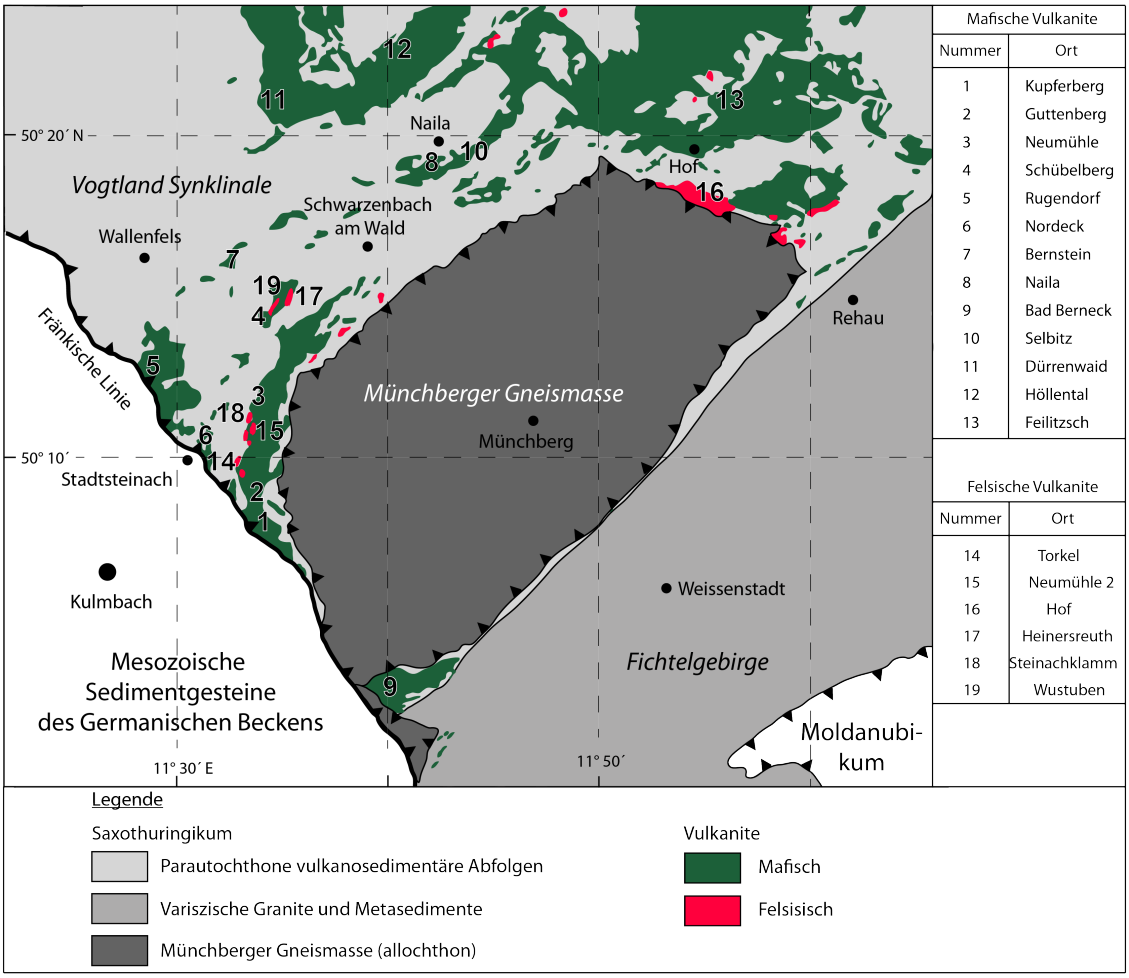

Abbildung 8: Verteilung der Vulkanite in der saxothuringischen Vogtland Synklinale (verändert nach Emmert et al. 1982) sowie Orte der Probennahme.

Die silurische Probengruppe zeigt mit durchschnittlich 44,3 Gew.-% ($\sigma = 2{,}9$) etwas geringere SiO_2-Werte als die mafischen Gesteine aus dem Ordovizium. In Probe LK12-1 wird jedoch auch ein Maximalwert von 49,3 Gew.-% erreicht. Al_2O_3 ($\varnothing = 15{,}1$ Gew.-%; $\sigma = 2{,}0$) und Fe_2O_3 ($\varnothing = 11{,}7$ Gew.-%; $\sigma = 2{,}0$) sind im zweistelligen Prozentbereich vertreten und machen Zusammen mit SiO_2 im Mittel etwa knapp 72 Gew.-% der Proben aus. Darüber hinaus sind TiO_2 ($\varnothing = 3{,}23$ Gew.-%; $\sigma = 0{,}41$), MgO ($\varnothing = 7{,}46$ Gew.-%; $\sigma = 1{,}98$), CaO ($\varnothing = 5{,}73$ Gew.-%; $\sigma = 3{,}01$), Na_2O ($\varnothing = 3{,}35$ Gew.-%; $\sigma = 1{,}43$) und K2O ($\varnothing = 1{,}30$ Gew.-%; $\sigma = 0{,}89$) mit wenigen Gew.-% vorhanden. Die Zr-Werte sind mit durchschnittlich 294 ppm ähnlich hoch wie bei den ordovizischen Proben, allerdings sind sie mit $\sigma = 57{,}8$ deutlich konstanter. Die Bariumgehalte liegen bei durchschnittlich 482 ppm. Sowohl Nb als auch Ta sind mit 87,5 ppm und 5,45 ppm etwas geringer ausgeprägt als bei der ordovizischen Vergleichsgruppe. Hinsichtlich der Y-Werte zeigen die beiden Altersgruppen (Silur: $\varnothing = 28{,}1$ ppm; $\sigma = 3{,}1$) keine signifikanten Unterschiede. Die Cr-Werte der silurischen Proben zeigen eine deutliche Abhängigkeit von den beiden beprobten Aufschlüssen. So zeigt LK11 im Mittel 530 ppm Cr ($\sigma = 114$), während LK12 mit durchschnittlich 63,2 ppm ($\sigma = 3{,}2$) signifikant weniger Cr aufweist.

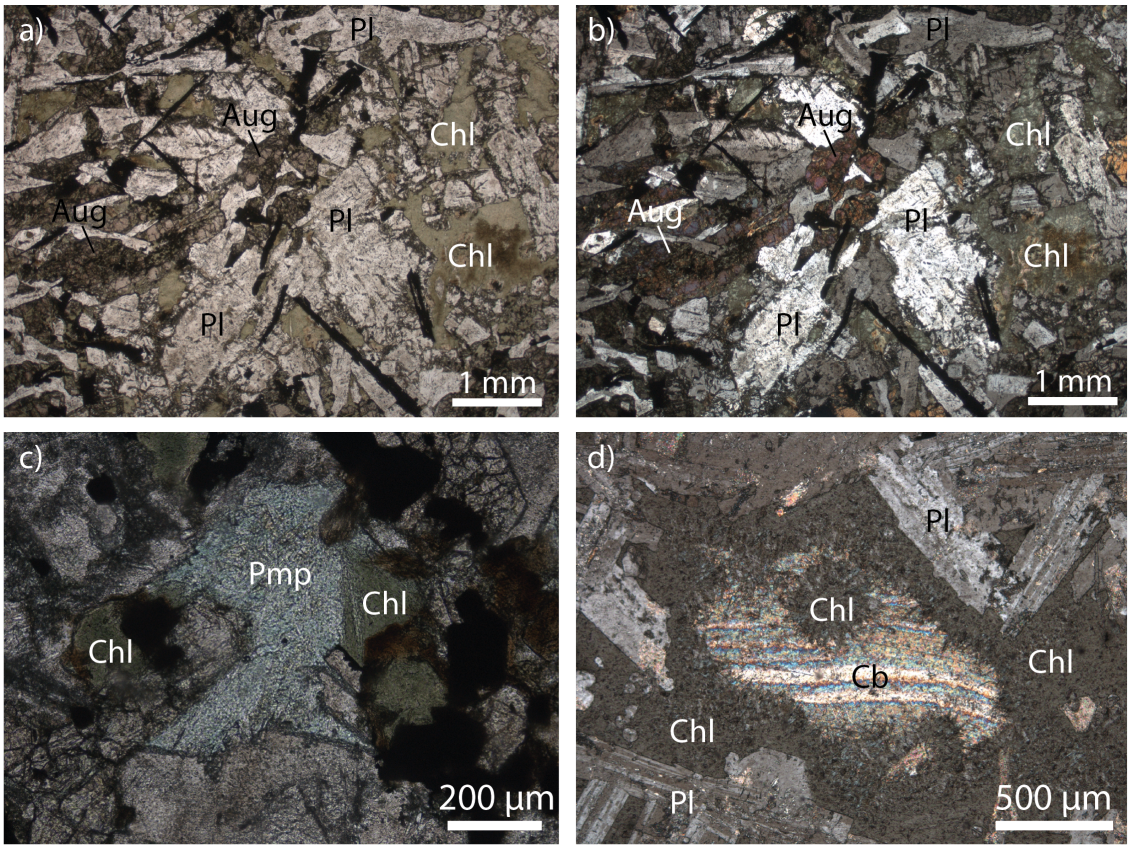

Abbildung 9: Durchlichtmikroskopische Aufnahmen der mafischen Vulkanite. **a)** und **b)** Reliktischer Augit (Aug), umgeben von Plagioklas (Pl) und Chlorit (Chl); **c)** Kontrast zwischen Pumpellyit und Chlorit; **d)** Vergesellschaftung von Carbonat und Chlorit. b), c) und d) unter gekreuzten Polarisatoren aufgenommen.

Die devonische Probengruppe nimmt hinsichtlich ihrer durchschnittlichen SiO_2-Werte (ø = 46,3 Gew.-%; σ = 12,5) eine Mittelstellung zwischen den ordovizischen und silurischen Proben ein. Im Mittel liegt Al_2O_3 bei 14,0 Gew.-% (σ = 1,1) und Fe_2O_3 bei 13,24 Gew.-% (σ = 1,7). Einen Anteil von einigen Gew.-% haben TiO_2 (ø = 3,63 Gew.-%; σ = 1,01), MgO (ø = 6,51 Gew.-%; σ = 1,17) und CaO (ø = 6,97 Gew.-%; σ = 1,76). Das Mittel der Na_2O-Werte (3,35 Gew.-%) ist hier identisch mit dem entsprechenden Wert der silurischen Proben, während K_2O mit 0,72 Gew.-% deutlich geringer ausgeprägt ist, als in den beiden übrigen Gruppen. Die Zr-Werte der devonischen Probengruppe betragen durchschnittlich 238 ppm (σ = 66). Cr-Konzentration ist hier mit 171 ppm (σ = 118) auf recht niedrigem Niveau sehr heterogen verteilt. Verglichen mit den beiden übrigen Altersgruppen sind bei den devonischen Proben Nb (ø = 35,6 ppm; σ = 10,0) und Ta (ø = 2,31 ppm; σ = 0,68) etwas gering ausgeprägt. Außerdem weisen sie signifikant weniger Th (ø = 2,71 ppm; σ = 0,65) und U (ø = 0,77 ppm; σ = 0,22) auf. Während die TiO_2-Werte im Durchschnitt die höchsten der drei Probengruppen sind, lassen sich die Y-Werte von 30,7 ppm (σ = 6,1) gut mit den mafischen Vulkaniten aus dem Ordovizium und dem Silur vergleichen.

Im TAS-Diagramm nach Le Bas et al. (1986), das auf Empfehlung der IUGS zur chemischen Klassifikation von vulkanischen Gesteinen heranzogen werden soll (LeMaitre 2002), nehmen die mafischen Gesteine ein weites Spektrum ein (Abb. 10a). So werden die meisten Proben als Basalt, Trachybasalt oder basaltischer Trachyandesit klassifiziert. Einige Proben plotten auch in die Felder für Tephrit/Basanit, Basaltischer Andesit und Trachyandesit. In Form von einzelnen Proben sind auch Andesit und Picrobasalt vertreten. Die Mehrzahl der Gesteine weist dabei alkaline Zusammensetzung auf, wobei ein Teil der Proben auch als subalkalin klassifiziert wird.

Das Nb/Y gegen Zr/TiO_2-Diagramm nach Winchester & Floyd (1977) benutzt das Nb/Y-Verhältnis als Maß für die Alkalinität der Proben und leitet vom Zr/TiO_2-Verhältnis das Maß an magmatischer Differentiation ab (Abb. 10b). Die Proben, für welche die stratigraphische Position ein ordovizisches Alter andeutet, liegen hier auf einem deutlichen Trend in den Feldern Trachyt, Basanit/Nephelinit (LK12) und Alkalibasalt (LK11). Die silurischen Proben werden ebenfalls als Basanit/Nephelinit und Alkalibasalt klassifiziert. Die geringeren Nb/Y- und Zr/TiO_2-Verhältnisse führen dazu, dass die devonischen Proben ausschließlich als Alkalibasalt in diesem Diagramm erscheinen. Beim Vergleich der beiden Indikatoren für das Maß an magmatischer Differentiation nach Le Bas et al. (1986) und Winchester & Floyd (1977), also der SiO_2-Gehalt und Zr/TiO_2, zeigt sich, dass bei den devonischen Proben keine deutlich positive Korrelation zu erkennen ist. Anders verhält es sich bei den mafischen Vulkaniten aus dem Ordovizium und dem Silur, wo mit

steigendem SiO_2-Gehalt auch das Zr/TiO_2-Verhältnis ansteigt.

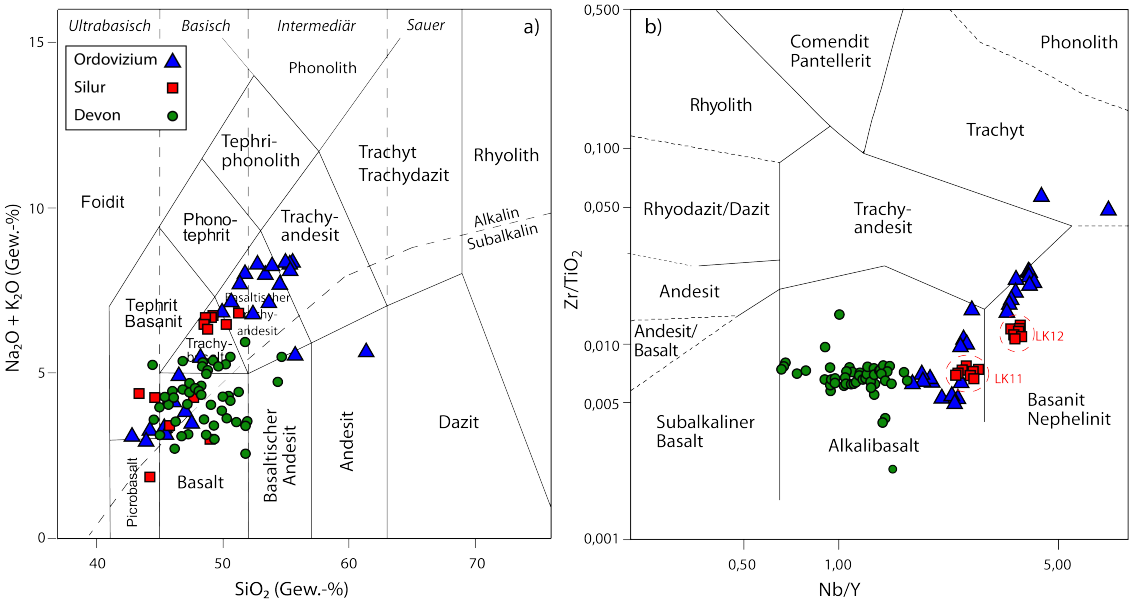

Abbildung 10: Klassifikation der mafischen Vulkanite des Frankenwaldes nach **a)** dem TAS-Diagramm (Le Bas et al. 1986) und **b)** nach dem Nb/Y gegen Zr/TiO_2-Diagramm (Winchester & Floyd 1977).

In den dargestellten Elementverhältnissen (Abb. 11) zeigt sich, dass die Proben der verschiedenen Altersgruppen zum Teil bimodale Verteilungen aufweisen. Gerade die Proben der beiden silurischen Vorkommen bilden häufig zwei diskrete Werteballungen (vgl. Abb. 11c + d). Aber auch bei den ordovizischen Proben hebt sich LK6 zumeist deutlich von den AG-Proben ab. Beim Vergleich zwischen den SiO_2-Gehalten mit den MgO-Konzentrationen zeigt sich eine deutliche negative Korrelation (Abb. 11b), während sich bei SiO_2 gegen Cr+ Ni nur ein schwach negativer Zusammenhang erkennen lässt (Abb. 11c). Eine stark positive Korrelation besteht zwischen den Nb- und den U-Werten (Abb. 11d).

Verglichen mit N-MORB (Sun & McDonough 1989; Abb. 12a) weisen alle mafischen Vulkanite aus der südwestlichen Vogtland Synklinale der Saxothuringischen Zone an den dargestellten Elementen überdurchschnittliche Werte auf. Die einzige Ausnahme stellt Yb dar. Hier unterschreiten manche Probengruppen den N-MORB-Wert. Bei den lithophilen Elementen mit großen Ionenradien (LILE) ist ein deutlicher Anstieg vom Sr hin zum Ba zu beobachten. Hier wird von einigen Probengruppen gut das 100-fache der N-MORB-Konzentration erreicht. Im Bereich der Elemente mit hohen Feldstärken (HFSE) zeichnet sich ein Abfall der Elementkonzentrationen hin zu durchschnittlichen Werten ab. Diese Elementmuster zeigen ein hohes Maß an Übereinstimmung mit den Vergleichsproben der ozeanischen Hotspot-Basalte (OIB) und der kontinentalen Riftbasalte (Kont. Rift). Eine ordovizische und die silurischen Probengruppen heben sich nur im Bereich von Th bis Ce von den

devonischen Proben ab.

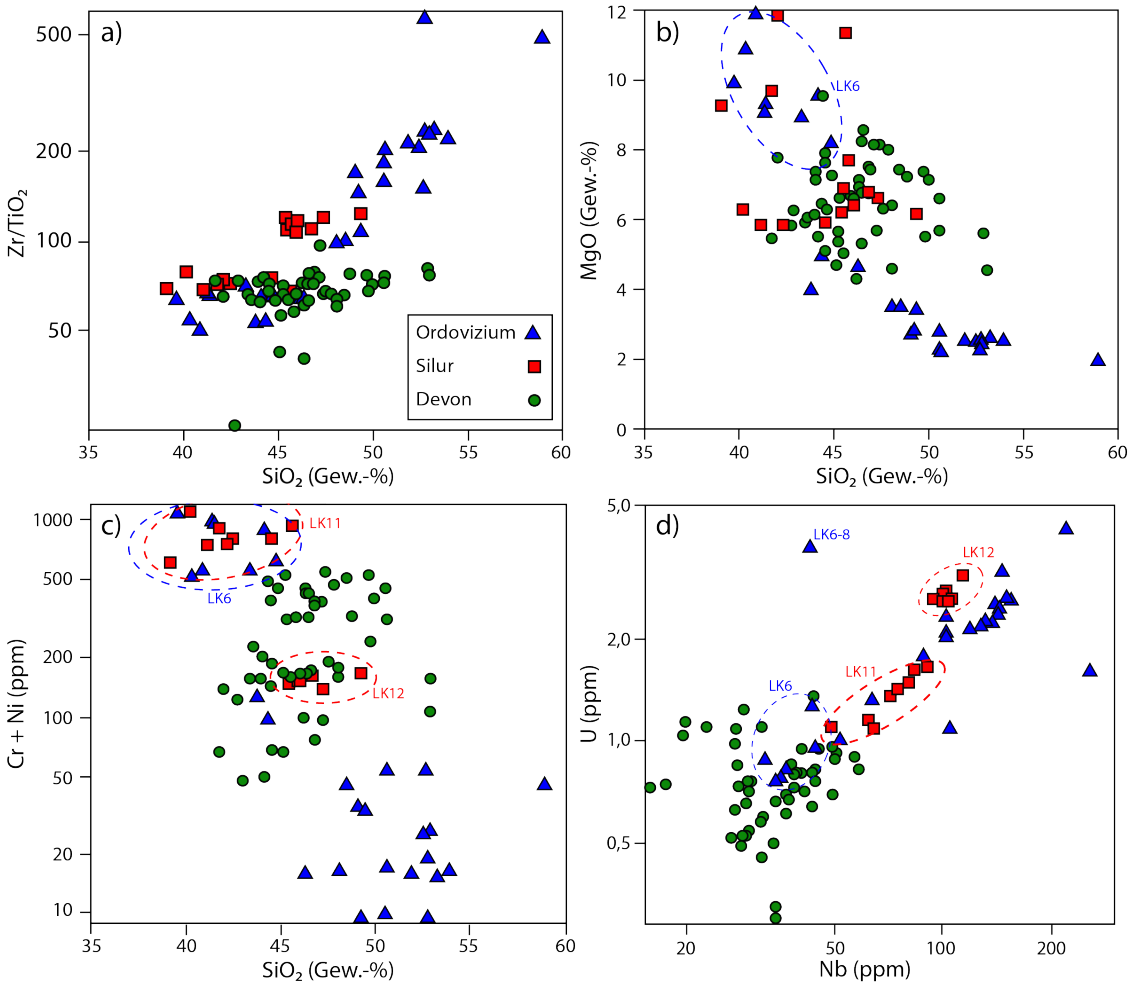

Abbildung 11: Verschiedene Elementkonzentrationen der mafischen Vulkanite aus der saxothuringischen Vogtland Synklinale.

Im Chondrit-normierten REE-Diagramm nach McDonough & Sun (1995) verhalten sich die Probengruppen ähnlich homogen (vgl. Abb. 12b). So befinden sich deren Konzentrationskurven generell in etwa im Bereich zwischen einer 300-fachen und einer 10-fachen Anreicherung. Mit La/Lu-Verhältnissen zwischen 5,9 und 23,4 weisen alle Probengruppen eine starke Anreicherung an Leichten gegenüber Schweren Seltenen Erdelementen auf. Im Bereich der Redox-sensitiven Elemente Ce und Eu, sind keine Anomalien zu beobachten.

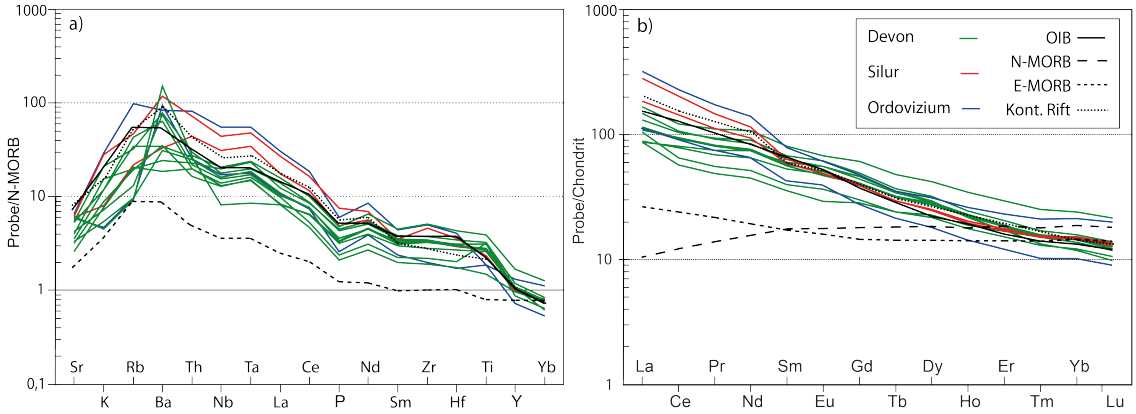

Abbildung 12: Der Chemismus der mafischen Vulkanite der saxothuringischen Vogtland Synklinale **a)** normiert nach N-MORB (Sun & McDonough 1989) und **b)** deren Seltene Erdelemente normiert nach Chondrit (McDonough & Sun 1995). Bei den eingetragenen Kurven handelt es sich jeweils um Mittelwerte einzelner Probenlokalitäten. Zum Vergleich sind einige Basalte aus eindeutigen geotektonischen Umgebungen eingetragen: OIB = Ozeanischer Hotspot Basalt (Sun & McDonough 1989); N-MORB = Normaler Mittelozeanischer Rücken Basalt (Sun & McDonough 1989), E-MORB = Angereicherter Mittelozeanischer Rücken Basalt (Sun & McDonough 1989), Kont. Rift = Kontinentaler Riftgrabenbasalt (MacDonald et al. 2001).

5.1.2 Die felsischen Vulkanite der saxothuringischen Vogtland Synklinale

Insgesamt wurden 22 Proben von felsischen Vulkaniten aus der saxothuringischen Vogtland Synklinale genommen. Darunter 13 Proben von drei Aufschlüssen die lokal als „Keratophyr“ bezeichnet werden (vgl. Abb. 8). Zwei Handstücke stammen aus einem „Keratophyr“ für den eine Brekzierung festgestellt wurde und sieben weitere Proben wurden an Gesteinen genommen, die lokal auch „Quarzkeratophyr“ heißen.

Die „Keratophyre“ und „Quarzkeratophyre“ sind sich makroskopisch sehr ähnlich, allerdings zeigt der Quarzkeratophyr mit bloßem Auge sichtbare Einsprenglinge aus Quarz. Mikroskopisch weist der „Keratophyr“ eine feinkörnige Matrix aus Quarz und Feldspat auf, wobei die volumetrischen Anteile der beiden Minerale zum Teil stark schwanken (Abb. 13a - c). XRD-Analysen zeigen, dass es sich beim Feldspat vor allem um Albit-reichen Plagioklas und vereinzelt um Mikroklin handelt. Auffällig sind sekundäre Anreicherungen von Chlorit (Abb. 13d), die zum Teil auch makroskopisch zu erkennen sind. Albitisierungserscheinungen können ebenfalls beobachtet werden.

Auch bei der mikroskopischen Untersuchung der Quarzkeratophyre traten die Quarzeinsprenglinge hervor. Deutlich wird hier, dass es sich bei diesen um isolierte Porphyroklasten handelt (Abb. 13f). In geringerer Quantität treten hier auch Einsprenglinge von Plagioklas auf, die jedoch zum Teil deutliche Verkieselungserscheinungen aufweisen. Verglichen mit dem Keratophyr ist die Matrix des Quarzke-

ratophyrs deutlich reicher an Quarz. Häufig lassen sich in der Matrix auch Entglasungserscheinungen beobachten (vgl. Abb. 13e).

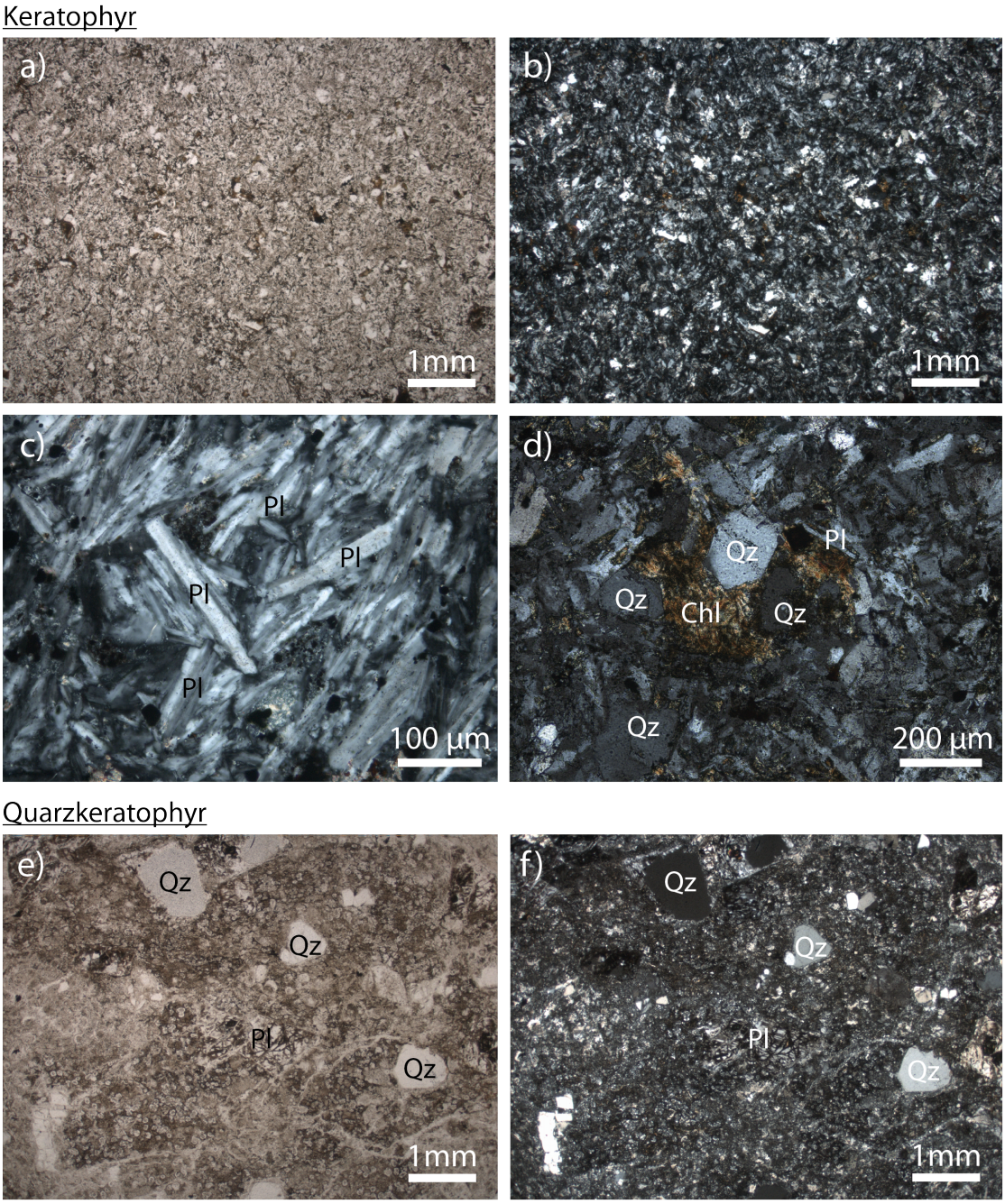

Abbildung 13: Polarisationsmikroskopische Aufnahme des Keratophyrs (a-d) und des Quarzkeratophyrs (e+f). **a)** + **b)** Feinkörnige Matrix aus Quarz (Qz) und Plagioklas (Pl); **c)** Typischer Plagioklas in der Matrix; **d)** Idiomorpher Quarz und Chlorit (Chl) als Hohlraumfüllung. Aufnahme b, c, d und f bei gekreuzten Polarisatoren.

Auch chemisch sind die Unterschiede zwischen dem Keratophyr und dem Quarzkeratophyr deutlich ausgeprägt (vgl. Anhang 2). Ersterer weist im Mittel 67 Gew.-% SiO_2 ($\sigma = 3$) auf. Mit durchschnittlich 16,9 Gew.-% ist Al_2O_3 am zweithäufigsten

vertreten. Auch Na_2O (ø = 3,93 Gew.-%; σ = 2,90) und K_2O (ø = 8,30 Gew.-%; σ = 3,18) sind neben Fe_2O_3 (ø = 2,16 Gew.-%; σ = 1,44) in der Größenordnung von Gewichtsprozent im Keratophyr vorhanden. CaO ist hingegen mit 0,21 Gew.-% kaum vertreten, aber in allen Messungen über der Nachweisgrenze. Auffällig sind die hohen Zr-Werte der Keratophyrproben. So weisen diese durchschnittlich 970 ppm Zr auf, wobei der höchste Wert (Ho-1) bei 1120 ppm liegt. Auch P, Ti, Nb, Ba und Ce liegen in der Größenordnung von Hunderten ppm vor. Nb und Ta liegen durchschnittlich mit 188 ppm (σ = 36) bzw. 11,3 ppm (σ = 2,4) vor.

Die Proben des Quarzkeratophyrs zeigen mit 78,2 Gew.-% (σ = 2,0) deutlich höhere SiO_2-Werte. Entsprechend liegt der Gehalt an Al_2O_3 mit 11,0 Gew.-% (σ = 1,2) signifikant niedriger als es bei den Keratophyren der Fall war. Ähnlich verhält es sich mit Fe_2O_3 (ø = 1,11 Gew.-%; σ = 1,20), Na_2O (ø = 1,83 Gew.-%; σ = 0,49) und K_2O (ø = 6,28 Gew.-%; σ = 1,34). Die CaO-Werte liegen hier zwischen 0,38 und 0,04 Gew.-%. Auffällig sind die, verglichen mit den Keratophyren, deutlich geringeren Zr-Werte (ø = 91,6 ppm; σ = 10,7). Auch Ti ist im Quarzkeratophyr signifikant geringer vertreten (ø = 685 ppm; σ = 130). Rb und Ba sind hingegen mit durchschnittlich 126 ppm und 670 ppm leicht erhöht. Nb und Ta sind mit 11,4 und 1,02 ppm allgemein sehr niedrig und auch jeweils eine Größenordnung unter den Vergleichswerten der Keratophyre.

Die beiden Proben der Heinersreuther Keratophyrbrekzie sind sich sehr ähnlich. So weisen diese 67 bzw. 68 Gew.-% SiO_2 auf. Auch hier ist Al_2O_3 mit 15,6 und 15,2 Gew.-% am zweithäufigsten vertreten. Bei Fe_2O_3 zeigen sich mit 5,16 und 4,60 Gew.-% leichte Unterschiede, während die Proben hinsichtlich CaO mit 0,16 Gew.-% identisch sind. Sehr ähnlich sind auch die Na_2O-Gehalte von 6,29 und 6,18 Gew.-%, sowie die K_2O-Gehalte von 1,89 und 2,25 Gew.-%. Die Zr-Werte der beiden Proben betragen 184 und 208 ppm. Nb (7,72 und 8,16 ppm) und Ta (0,76 und 0,80 ppm) sind hier nur in sehr geringen Konzentrationen vorhanden. Ansonsten erreicht nur Ba mit 527 ppm (σ = 668) die Größenordnung von Hunderten ppm.

Im TAS-Diagramm nach Le Bas et al. (1986), das die SiO_2-Werte als Maß für die Differentiation verwendet und im „Na_2O+K_2O“-Wert die Alkalinität des Magmatits ausdrückt, präsentieren sich die felsischen Vulkanite als drei relativ diskrete Gruppen (vgl. Abb. 14a). Die „Quarzkeratophyre“ aus der Steinachklamm (STK) sowie Wustuben (WU) und die Keratophyrbrekzie aus Heinersreuth (HEI) werden hier klar als Rhyolith klassifiziert, während die „Keratophyre“ aus Hof (HO), vom Torkel (TOR) und von der Neumühle (NEU) ein relativ breites Feld zwischen Trachyt/Trachyandesit und Rhyolith einnehmen. Diese weisen auch hinsichtlich der Alkalinität (Na_2O + K_2O) deutlich höhere Werte auf als die übrigen beiden Gruppen. Im Nb/Y gegen Zr/TiO_2-Diagramm nach Winchester & Floyd (1977) zeichnet sich ein sehr ähnliches Ergebnis ab (Abb. 14b). So liegen die beiden Proben der „Ke-

ratophybrekzie“ zusammen mit der Mehrheit der „Quarzkeratorphyre“ im Feld für Rhyodazit/Dazit. Jeweils eine Probe von letzteren befindet sich noch grenznah in den Feldern Rhyolith und Trachyandesit. Die „Keratophyre“ zeigen hier eine deutliche Zweiteilung. Die Proben vom Torkel und von der Neumühle liegen hier im Feld für Trachyt mit einer Tendenz zu Comendit/Pantellerit, während die „Keratophyre“ aus Hof zwar zum Großteil auch im Feld für Trachyt liegen, allerdings eine Tendenz zu Phonolith aufweisen.

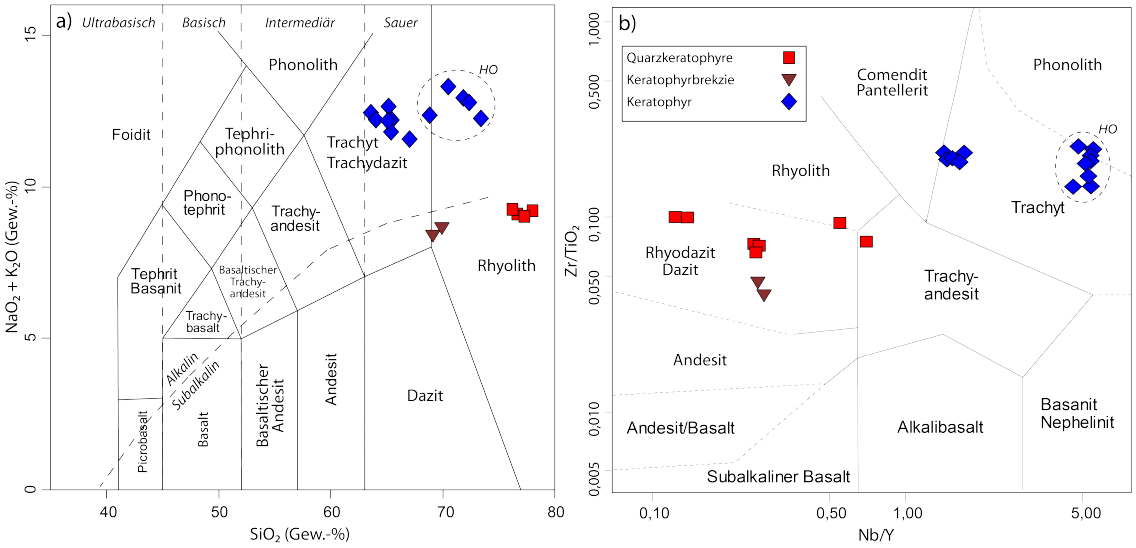

Abbildung 14: Klassifikation der felsischen Vulkanite des Frankenwaldes nach **a)** dem TAS-Diagramm (Le Bas et al. 1986) und **b)** nach dem Nb/Y gegen Zr/TiO_2-Diagramm (Winchester & Floyd 1977).

Die Kennwerte für magmatische Differentiation, wie sie von Le Bas et al (1986) und Winchester & Floyd (1977) benutzt werden, sind in Abbildung 15a miteinander verglichen. Während sich bei den mafischen Vulkaniten für einen Großteil der Proben eine positive Korrelation abzeichnet, zeigen die felsischen Proben eher eine negative Korrelation. Entsprechend dieser Klassifikationen werden die „Quarzkeratophyre“ im Folgenden als Rhyolithe, die „Keratorphyrbrekzie“ als rhyolitische Brekzie und die „Keratophyre“ als Trachyte angesprochen. Die U-Th-Verhältnisse (Abb. 15b) lassen, wenn überhaupt, nur eine schwache Korrelation erkennen.

Verglichen mit dem Mittel der ozeanischen Rückengraniten nach Pearce et al. 1984 zeigt sich, dass für fast alle felsischen Aufschlussdurchschnitte für K_2O, Rb, Ba, und Th Anreicherungsfaktoren von 10 übertroffen werden (Abb. 16a). Nur die rhyolitische Brekzie von Heinersreuth zeigt hier geringere Werte. Für die Elemente Ta, Nb, Ce, Hf und Zr zeichnet sich die gleiche Gruppierung ab, die sich im Diagramm nach Winchester & Floyd (1977) an den Tag legen. So weisen die Proben der Rhyolithe und der rhyolitischen Brekzie einen ausgeprägten Nb-Ta-Trog auf, während die Trachyte für diese Werte Anreicherungsfaktoren >10 haben. Von Hf

zu Zr ist ein leichter Anstieg zu beobachten. Bei den rhyolitischen Proben ist stattdessen ein ausgeprägter Zr-Hf-Trog zu beobachten, in dem die normierten Werte von Hf zu Zr leicht abfallen. Die rhyolitische Brekzie zeigt gleichmäßig angereicherte Werte für Zr und Hf, ohne eine Trogform auszubilden.

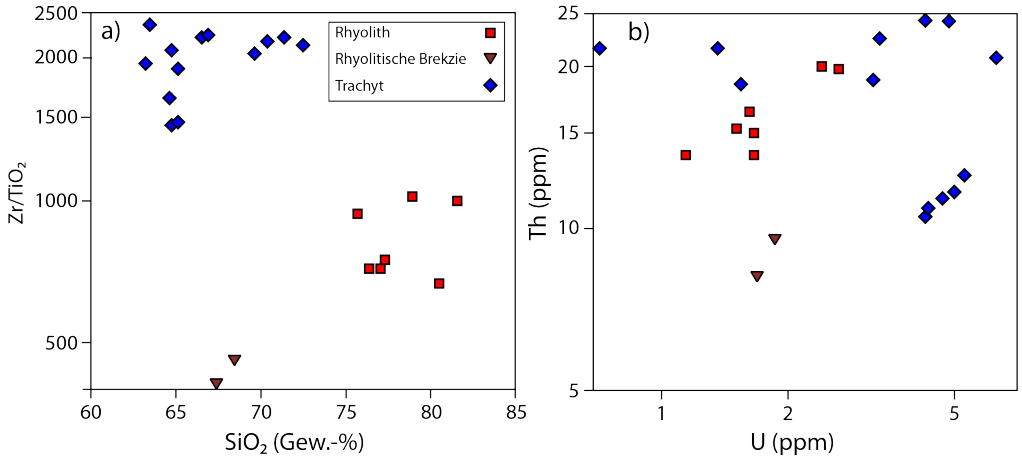

Abbildung 15: Verschiedene Elementverhältnisse aus den felsischen Vulkaniten der saxothuringischen Vogtland Synklinale.

Im Chondrit-normierten Seltene Erdelementdiagramm nach McDonough & Sun (1995) zeigt sich im Bereich der Leichten Seltenen Erdelemente (ohne Eu), die gleiche Zweiteilung zwischen den trachytischen und den rhyolitischen Proben (Abb. 16b). Bei den Schweren Seltenen Erdelementen ist diese Aufteilung nur noch marginal ausgeprägt. Die Eu-Anomalie ist bei den Rhyolithen aus der Steinachklamm und aus Wustuben stark negativ, während sie bei den Trachyten und bei der rhyolitischen Brekzie aus Heinersreuth schwach negativ ist. Generell sind die trachytischen Proben reicher an den dargestellten Elementen als die rhyolitischen Gesteine.

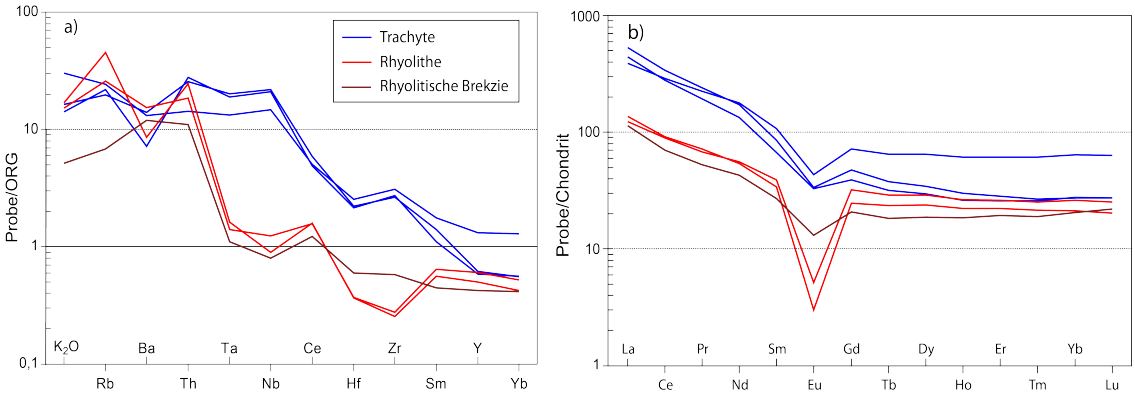

Abbildung 16: Chemische Zusammensetzung der felsischen Vulkanite der Vogtland Synklinale normalisiert gegen **a)** Ozeanischen Rückengranit (ORG) nach Pearce et al. (1984) und **b)** deren Seltene Erdelemente normiert nach Chondrit (McDonough & Sun 1995). Dargestellt sind jeweils die Mittelwerte der Elementkonzentrationen der Proben aus den einzelnen Aufschlussbereichen.

5.1.3 Felsischer Tuff der Randschiefer Formation

Die Vorkommen des felsischen Tuffs, der regional auch als „Tüpfelschiefer“ bzw. „Quarzkeratophyrtuff“ bezeichnet wird, sind auf die Randschiefer Formation beschränkt. Entsprechend ist er nicht wie die oben erwähnten mafischen und felsischen Vulkanite über die gesamte Vogtland Synklinale verbreitet (vgl. Abb. 17).

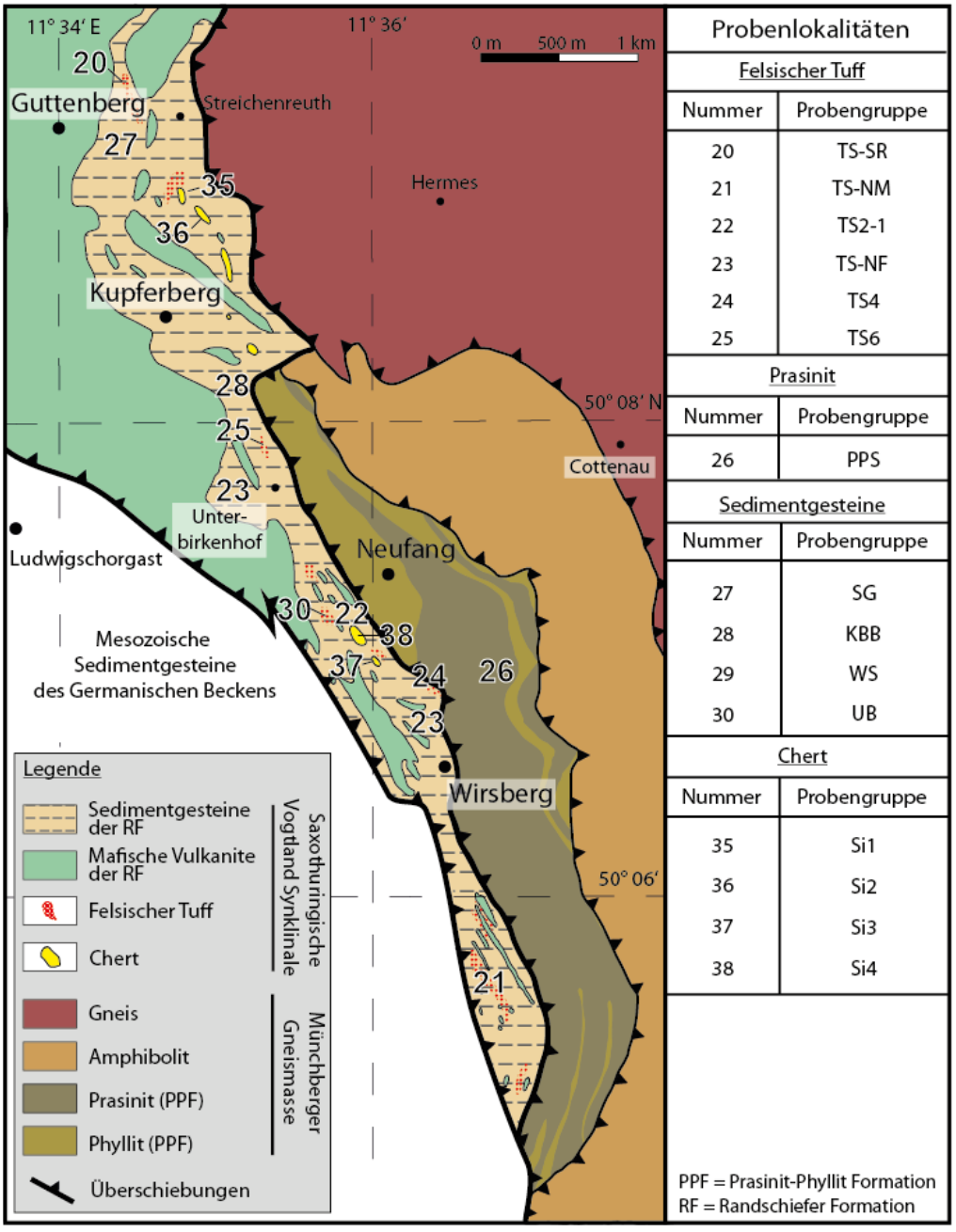

Abbildung 17: Detailkarte der Probenlokalitäten Südwestrand der Münchberger Gneismasse (verändert nach Emmert et al. 1960b).

Makroskopisch handelt es sich um ein feinkörniges, graugrünes Gestein mit hellen Flecken, das im Gelände zumeist plattig absondert. Nach Emmert et al. (1960a)

bildet er einen unverwechselbaren Leithorizont innerhalb der Randschiefer Formation. Vielerorts ist eine intensive Verkieselung der „Tüpfelschiefer“ zu beobachten, die sie zu auffälligen Lesesteinen macht (Abb. 18). Bei der Probennahme für die geochemische Untersuchung wurden allerdings nur Gesteine ohne erkennbare Alteration berücksichtigt.

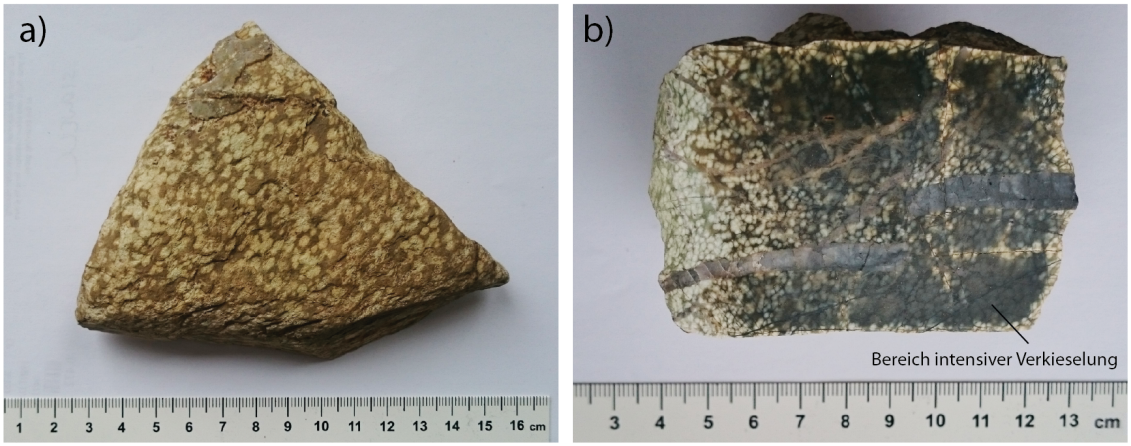

Abbildung 18: Verschiedene Ausprägungen des rhyolitischen Tuffs („Tüpfelschiefer“) in der Randschiefer Formation: **a)** Deutlich verwitterter rhyolitischer Tuff. Deutlich sichtbar sind die hellen Entglasungserscheinungen; **b)** Rhyolitischer Tuff geprägt von spröder Verformung und intensiver Verkieselung.

Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass die sehr feinkörnige Matrix im Wesentlichen aus Quarz und wechselnden Anteilen an Serizit besteht (Abb. 19). Geringe Mengen von opaken Phasen und Muskovit können ebenfalls beobachtet werden. Bei den „Tüpfeln“ handelt es sich um bis zu 3 mm große Entglasungserscheinungen mit annähernd gleichem Mineralbestand, die häufig mit einer dünnen eisenreichen Kutane umzogen sind. Die Sphärizität der einzelnen „Tüpfel“ ist dabei zwischen den Aufschlüssen sehr unterschiedlich (vgl. Abb. 19a + c).

Durchschnittlich weisen die felsischen Tuffe 73 Gew.-% SiO_2 auf (vgl. Anhang 3), wobei der Maximalwert (TS6) bei 78 Gew.-% liegt. Zusammen mit Al_2O_3, das im Mittel 13,7 Gew.-% beträgt, macht es fast 87 Gew.-% des durchschnittlichen felsischen Tuffs aus. In der Größenordnung weniger Gew.-% befinden sich noch Fe_2O_3 ($\varnothing = 2{,}24$ Gew.-%; $\sigma = 0{,}55$), Na_2O $\varnothing = 2{,}75$ Gew.-%; $\sigma = 0{,}73$) und K_2O ($\varnothing = 3{,}17$ Gew.-%; $\sigma = 0{,}88$). P ist mit 3278 ppm sehr stark in Probe TS-SR2 konzentriert, während der übrige Durchschnitt bei 291 ppm liegt. Die Zr-Werte von 135 ppm ($\sigma = 41$) befinden sich in etwa auf dem Niveau der Rhyolithe und der rhyolitischen Brekzie, jedoch weit unter den Zr-Gehalten der Trachyte. Auch Nb und Ta sind hier mit durchschnittlich 15,3 ppm ($\sigma = 3{,}3$) und 1,4 ppm ($\sigma = 0{,}5$) ähnlich gering ausgeprägt. Rb und Ba sind im Mittel mit 150 und 421 ppm vertreten.

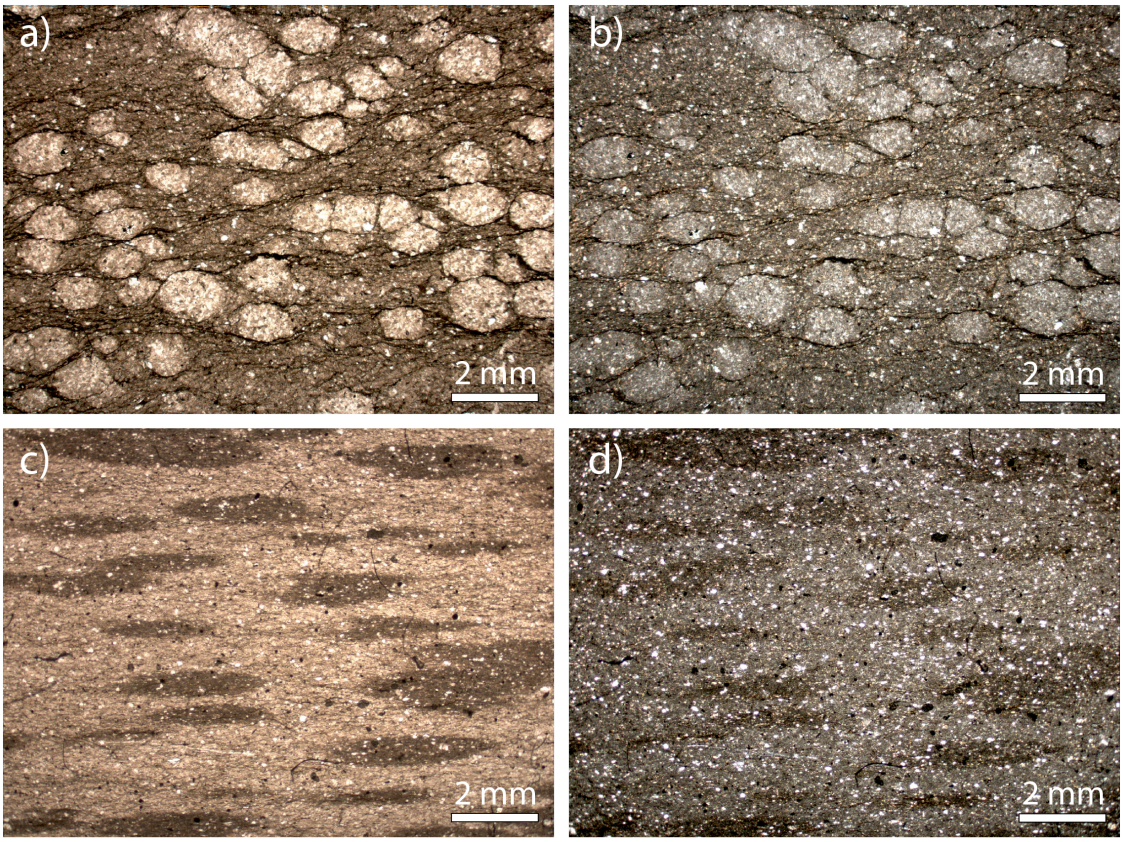

Abbildung 19: Polarisationsmikroskopische Aufnahmen des Quarzkeratophyrtuffs bei Wirsberg (**a+b**), bzw. Neuenmarkt (**c+d**); a+c unpolarisiert, c+d polarisiert.

Im TAS-Diagramm von Le Bas et al. (1986) weisen die sog. Tüpfelschiefer einen eindeutig rhyolitischen Charakter auf (vgl. Abb. 20a). Nach der Nb/Y vs. Zr/TiO_2-Klassifikation von Winchester & Floyd (1977) ist das Ergebnis weniger eindeutig (Abb. 20b). So plotten die meisten Proben in das Feld „Rhyodazit/Dazit“. Die übrigen werden hier als „Trachyandesit“ klassifiziert. Ausgehend von dieser Klassifikation nach Le Bas et al. (1986) wird der „Tüpfelschiefer“ im Folgenden als rhyolitischer Tuff angesprochen.

Der Vergleich zwischen den SiO_2-Konzentrationen und den Zr/TiO_2-Werten zeigt, dass für die meisten Proben eine positive Korrelation besteht. Nur drei der TS-SR-Proben am oberen linken Rand des Diagramms lassen sich nicht diesem Trend zuordnen (Abb. 21a). Das U/Th-Verhältnis zeigt bedingt eine positive Korrelation (Abb. 21b).

Im Vergleich mit ozeanischem Rückengranit (Pearce et al. 1984) zeigt sich, dass der rhyolitische Tuff gegenüber diesem an den Elementen K, Rb, Ba, Th, Ta, und teilweise auch Ce angereichert ist (Abb. 22a). So erreicht Th den ca. 20-fachen Wert eines ozeanischen Rückengranits. Die Elemente Hf, Zr, Sm, Y und Yb sind hingegen z.T. stark unterrepräsentiert. Beim Vergleich der Seltenen Erdelemente mit durchschnittlichen Chondritwerten (McDonough & Sun 1995) verhalten sich

die rhyolitischen Tuffe sehr homogen (Abb. 22b). So zeigen sämtliche Proben eine deutliche Anreicherung an REE, die sich im Wesentlichen zwischen dem 10- und 100-fachen der Chondritwerte bewegt. Das Abfallen der REE-Gehalte von den Leichten zu den Schweren Seltenen Erdelementen ist dabei moderat ausgebildet. So bewegen sich die Fraktionierungen für (La/Sm)N zwischen 2,1 und 3,2 während (Gd/Lu)N zwischen 1,2 und 2,2 liegt. Alle Proben weisen darüber hinaus eine deutlich ausgeprägte, negative Eu-Anomalie auf.

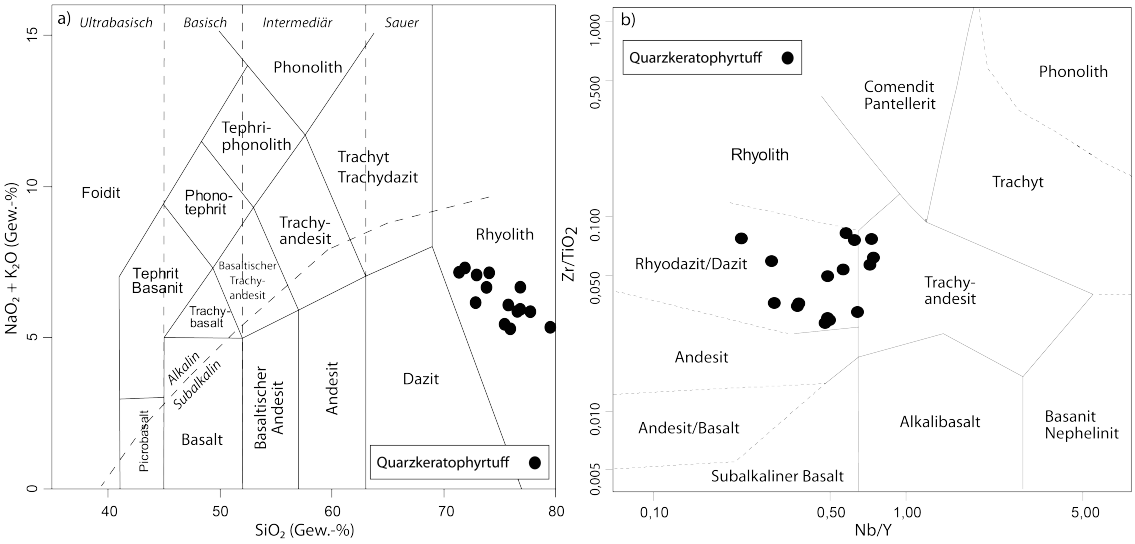

Abbildung 20: a) TAS-Diagramm nach Le Bas et al. (1986) und **b)** Nb/Y vs. Zr/TiO_2-Diagramm nach Winchester & Floyd (1977).

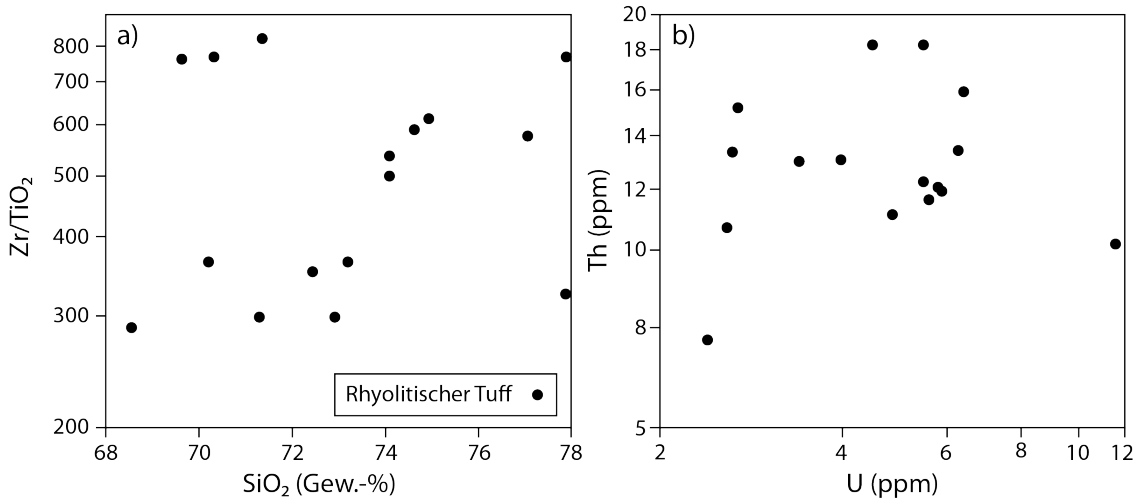

Abbildung 21: Verschiedene Elementverhältnisse in dem rhyolitischen Tuff der Randschiefer Formation.

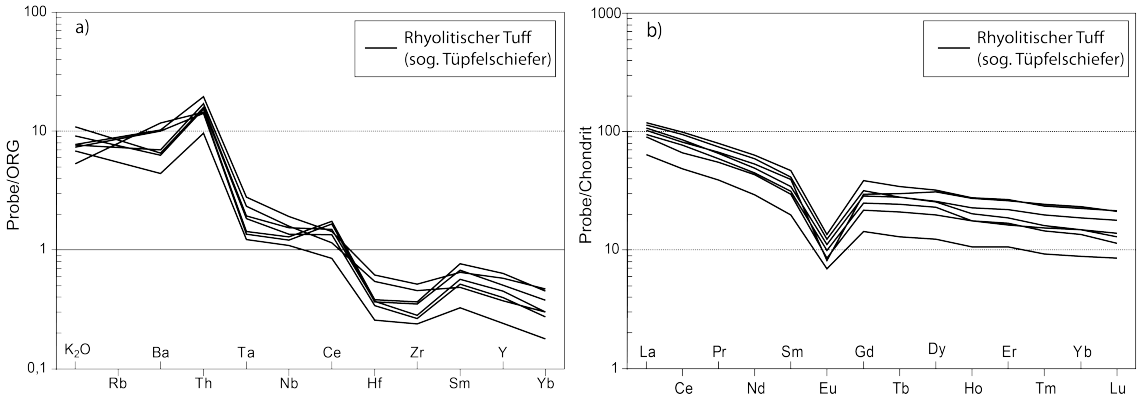

Abbildung 22: Chemische Zusammensetzung der rhyolitischen Tuffe der Randschiefer Formation **a)** normiert gegen ozeanischen Rückengranit (ORG) nach Pearce et al. (1984) und **b)** deren Seltene Erdelementgehalte normiert gegen Chondrit (McDonough & Sun 1995).

5.1.4 Prasinit der Prasinit-Phyllit Formation

Zur Klärung des geologischen Umfelds der Lagerstätte wurde in unmittelbarer Nähe zum „Goldenen Falken“ das Prasinit-Vorkommen am sog. „Kosereck“ beprobt (vgl. Abb. 17, #26).

Makroskopisch handelt es sich bei den Prasiniten um ein feinkörniges, graugrünes Gestein, das im Gelände massig bis dickplattig absondert. Häufig lassen sich Kluftfüllungen aus Quarz und sog. Quarzaugen beobachten. Mikroskopisch betrachtet zeigt sich ein schwach ausgeprägtes, schiefriges Gefüge aus Quarz, Albit, Chlorit, Epidot und Karbonat (Abb. 23a - d). Der zum Teil porphyroblastisch ausgebildete Albit überwächst oft andere Minerale (Abb. 20c). Aktinolith tritt in sehr unterschiedlichen Quantitäten auf und fehlt in einigen Dünnschliffen völlig. Daneben ist auch Titanit als opake Phase vertreten (vgl. Rüttiger 2014).

Die SiO_2-Konzentrationen des Prasinits aus dem „Kosereck“ betragen im Mittel 47,4 Gew.-% (vgl. Anhang 4). Neben Al_2O_3 (ø = 15,6 Gew.-%; σ = 0,6) kommt auch CaO (ø = 11,6 Gew.-%; σ = 4,8) in der Regel mit Werten über 10 Gew.-% vor. In der Größenordnung von Gewichtsprozent liegen Fe_2O_3 (ø = 8,76 Gew.-%; σ = 1,54), MgO (ø = 6,56 Gew.-%; σ = 2,04) und Na_2O (ø = 3,21 Gew.-%; σ = 0,83). Die P-Konzentrationen befinden sich hier mit durchschnittlich 980 ppm (σ = 260) auf konstant hohem Niveau. Die Cr- und Ni-Werte betragen im Mittel 311 und 111 ppm. Mit durchschnittlich 82 ppm (σ = 13) Zr weist der Prasinit nur etwa ein Drittel der Zr-Konzentrationen der übrigen mafischen Vulkanite aus der saxothuringischen Vogtland Synklinale auf. Auch Nb (ø = 3,59 ppm; σ = 1,32) und Ta (ø = 0,22 ppm; σ = 0,03) treten hier in geringen Konzentrationen auf. Sr und Ba sind mit einigen Hundert ppm vertreten (420 ppm und 132 ppm). Cu und Zn liegen im Prasinit mit 34,7 ppm (σ =14,2) und 81,5 ppm (σ = 15,7) etwa auf dem

Niveau des Durchschnitts der oberen Kruste (Rudnick & Gao 2003).

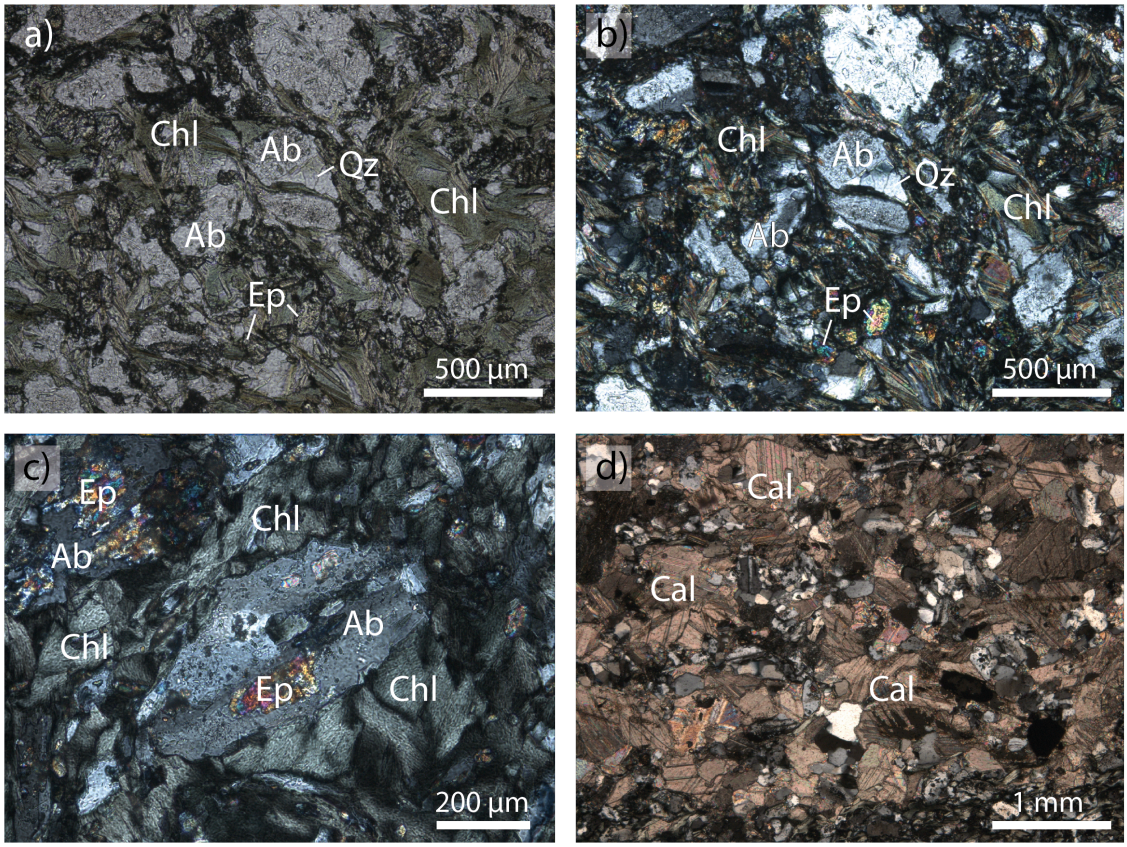

Abbildung 23: Durchlichtmikroskopische Aufnahmen des Prasinits aus der Prasinit-Phyllit Formation. **a+b**) Übersichtsaufnahme Albit (Ab), Chlorit (Chl), Epidot (Ep) und Quarz (Qz); **c)** Albit-Porphyroblast überwächst Epidot; **d)** Kalzit-Anreicherung.

In der Klassifikation nach Le Bas et al. (1986) handelt es sich beim untersuchten Prasinit im Wesentlichen um ehemaligen Basalt (Abb. 24a). Eine Probe liegt hier randlich im Feld von „Basaltischer Andesit“. Mit Ausnahme von einer Probe sind hier alle Prasinite subalkalin. Im Nb/Y gegen Zr/TiO_2-Diagramm von Winchester & Floyd (1977) ist die andesitische Tendenz deutlicher ausgeprägt. Hier fallen alle Proben in das Feld „Andesit/Basalt“ (Abb. 24b).

Eine positive Korrelation zwischen SiO_2 und dem Nb/Y-Verhältnis lässt sich auch hier nicht feststellen (vgl. Abb. 25a). Vielmehr scheint das Nb/Y-Verhältnis, unabhängig vom SiO_2-Gehalt der Probe relativ konstant zu sein. Hingegen scheint ein positiver Zusammenhang zwischen SiO_2 und MgO zu bestehen (Abb. 25b). Die Zusammenhänge zwischen den Verhältnissen von SiO_2 zu Cr + Ni und Nb zu U erscheinen uneindeutig (vgl. Abb. 25c +d).

Normiert gegen N-MORB (Abb. 26a) zeigen die Prasinite aus der Prasinit-Phyllit Formation einen relativ homogenen Chemismus. Dieser weicht jedoch deutlich von dem normierten N-MORB und auch allen übrigen Vergleichsproben ab. Auffällig ist

der deutliche Anstieg der Anreicherungsfaktoren von Sr hin zu Rb und Ba 5 bis 50-fach überhöhten Werte erreicht werden.

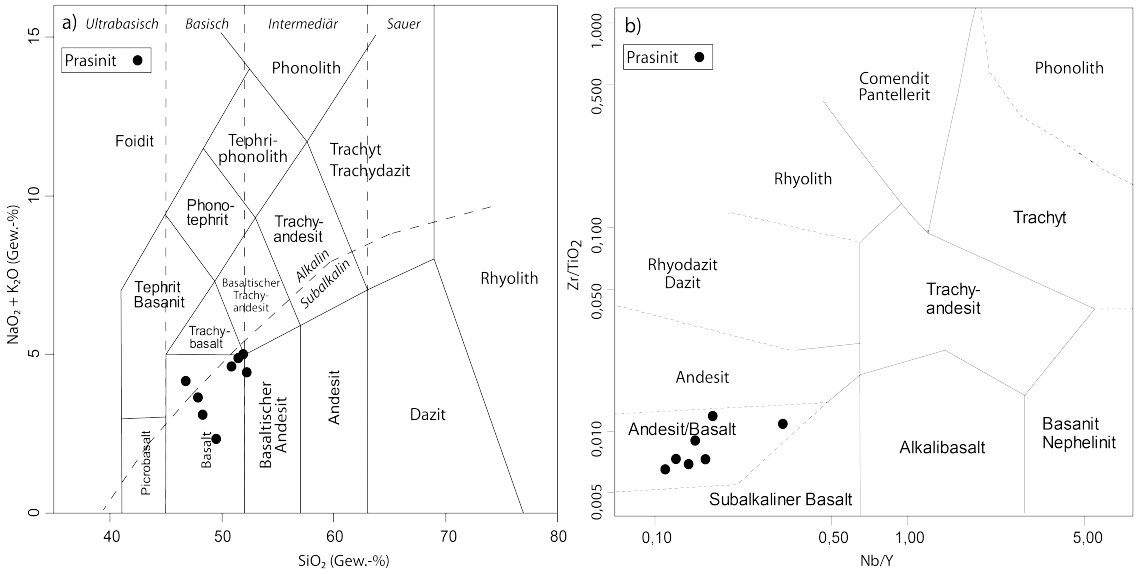

Abbildung 24: Klassifikation der Prasinite aus der Prasinit-Phyllit Formation **a)** nach dem TAS-Diagramm (Le Bas et al. 1986) und **b)** nach dem Nb/Y gegen Zr/TiO_2-Diagramm (Winchester & Floyd 1977).

Von Ba bis hin zu Yb ist ein deutlicher Abfall bis auf N-MORB-Niveau zu beobachten. Dieser wird im Bereich Nb, Ta, von einer ausgeprägten, negativen Anomalie, einem sogenannten Nb-Ta-Trog unterbrochen. Zwei der sechs Proben weisen eine negative P-Anomalie auf.

Die Konzentrationen der Seltenen Erdelemente im Prasinit, liegen allgemein zwischen dem 10- und 100-fachen des Chondritniveaus (Abb. 26b). Im Bereich der Leichten Seltenen Erdelemente werden hier die höchsten Werte erreicht. So liegen die Anreicherungsfaktoren für La zwischen 25- und 100-fach. Bei Lu, das zu den Schweren Seltenen Erdelementen zählte, liegen die Faktoren zwischen 10 und 20. Keine der Prasinitproben weist eine Ce- oder Eu-Anomalie auf.

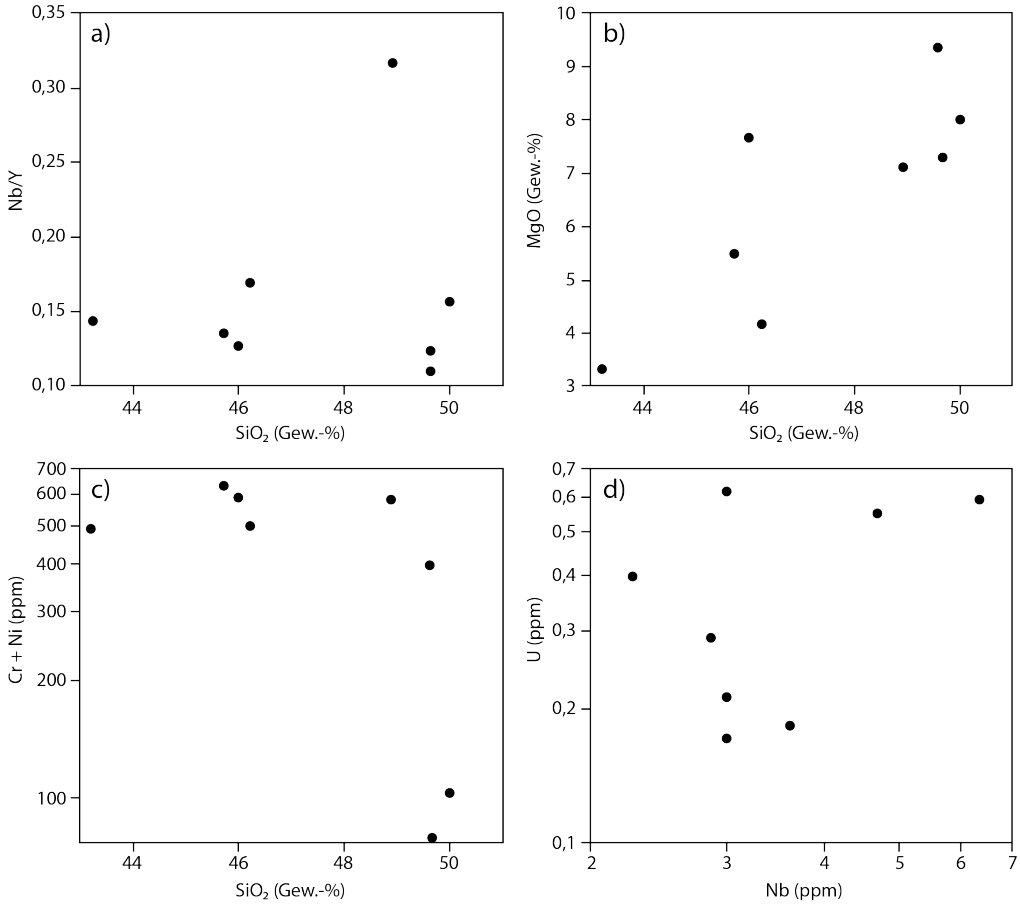

Abbildung 25: Verschiedene Elementverhältnisse des Prasinits aus der Prasinit-Phyllit Formation.

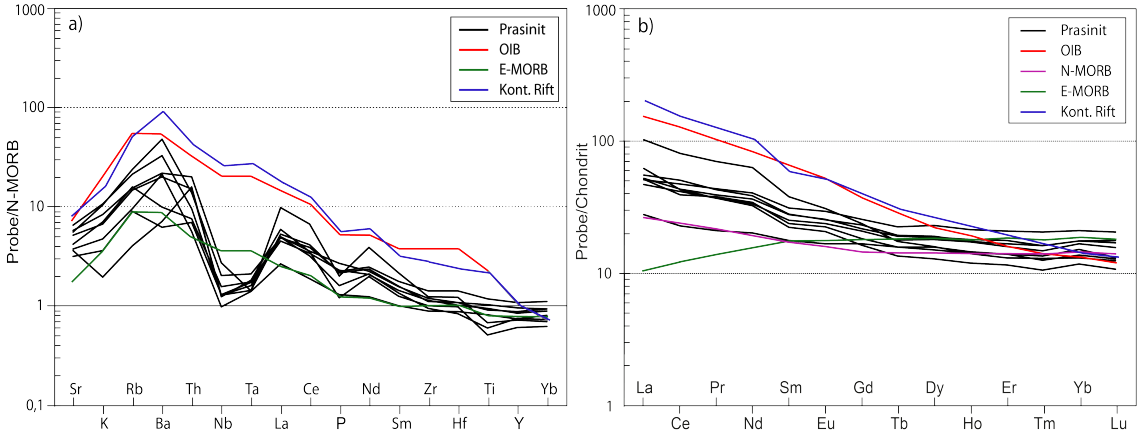

Abbildung 26: Die chemische Zusammensetzung des Prasinits der Prasinit-Phyllit Formation normiert gegen **a)** N-MORB nach (Sun & McDonough 1989) und **b)** die Seltenen Erdelementgehalte normiert nach Chondrit (McDonough & Sun 1995). Zum Vergleich sind einige Basalte aus eindeutigen geotektonischen Umgebungen eingetragen: OIB = Ozeanischer Hotspot Basalt (Sun & McDonough 1989); N-MORB = Normaler Mittelozeanischer Rücken Basalt (Sun & McDonough 1989), E-MORB = Angereicherter Mittelozeanischer Rücken Basalt (Sun & McDonough 1989), Kont. Rift = Kontinentaler Riftgrabenbasalt (MacDonald et al. 2001).

5.2 Sedimente

Klastische Sedimentgesteine stellen in vielerlei Hinsicht wertvolle Informationsquellen dar. So dokumentieren deren strukturelle, texturelle und mineralogische Eigenschaften in vielen Fällen die Rahmenbedingungen ihrer Abtragung, ihres Transports und auch ihrer Sedimentation. Sie stellen somit häufig wertvolle Geoarchive dar. Die genauere Betrachtung der klastischen Sedimentgesteine aus dem näheren Umfeld der Kupferberger Erzlinsen komplettiert somit die Untersuchung der geologischen Umgebung der Lagerstätte.

5.2.1 Klastische Sedimentgesteine der Randschiefer Formation

Charakteristisches Element jeder bisherigen Beschreibung der Randschiefer Formation ist immer die Vielfalt der dort anstehenden Tonschiefer. So umfasst allein das Farbspektrum der oberflächlich anstehenden Tonschiefer bzw. Siltsteine schwarz, dunkelgrau, hellgrau, grüngrau, rot, hellblau, beige bis hin zu fast weiß. Letztere sind generell mit Kieselschiefer vergesellschaftet. Vielerorts lassen sich verkieselte Varietäten des jeweiligen Tonschiefers beobachten, die nur noch bedingt plattig absondern und stattdessen massig auftreten. Kluftfüllungen aus Karbonat oder Quarz lassen sich an vielen Lesesteinen beobachten. Darüber hinaus weisen die verschiedenen Tonschiefer häufig ein unregelmäßig fleckiges oder fein gemustertes Erscheinungsbild auf, das auf alterierende Einflüsse hindeutet (vgl. Abb. 27).

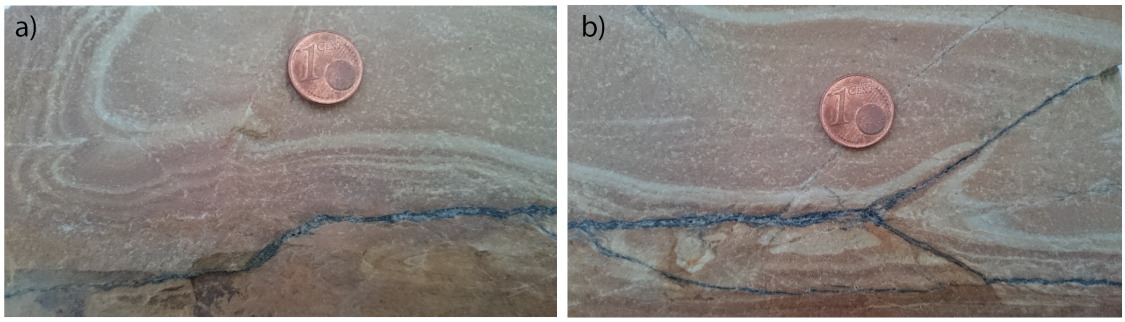

Abbildung 27: Typische Alterationserscheinungen auf einem roten Tonschiefer der Randschiefer Formation; **a)** Die Kluft am linken Bildrand hat deutliche Auswirkungen auf das Farbspiel der Schieferungsfläche; **b)** Bleichung des Tonschiefers geht vom Kluftsystem im unteren Bereich des Bildes aus.

Die von Emmert et al. (1960a) erwähnte farbliche Abfolge, welche die Tonschiefer der Randschiefer Formation von West nach Ost durchläuft, konnte im Rahmen der Geländearbeit nur bedingt bestätigt werden. So bilden tief rote Tonschiefer zumeist das westlichste Element in der sedimentären Abfolge der Randschiefer Formation. Sie schließen sich direkt östlich an den Nord-Süd-verlaufenden Zug mafischer Vulkanite

bei Kupferberg an. Auch die weißen Tonschiefer, die für gewöhnlich mit Kieselschiefer vergesellschaftet sind, befinden sich stratigraphisch zumeist in ähnlicher Lage, etwa in der Mitte der Abfolge. Die weitere Eingrenzung der räumlichen Verbreitung der einzelnen Schiefertypen gestaltet sich jedoch schwierig. So lässt sich auf dem Schieferberg ein intensives Farbspiel in den hier ausbeißenden Tonschiefern beobachten. Die Färbung wechselt dort auf wenigen Metern gut beobachtbar von hellblau, über gelb nach grüngrau. Bei den hiesigen Aufschlussverhältnissen handelt es sich jedoch hierbei um eine seltene Gunstsituation. Darüber hinaus weist der wesentliche Teil der Randschiefer Formation im Bereich Kupferberg intensive Verwitterungserscheinungen auf. Der Sedimentgestein-dominierte Anteil zwischen Kupferberg und Neufang ist geprägt von tiefgründiger Bodenbildung, die intensiv agrarisch genutzt wird. Die weite Verbreitung bzw. das hohe Maß an definitiv fremden Gesteinen, sowie Schlacken und Bauschutt zeugen von der intensiven Materialbewegung im Zuge des Jahrhunderte andauernden Bergbaus.

Aus verschiedenen Geländebeobachtungen geht hervor, dass der Tonschiefer in der durch Kompression geprägten Randschiefer Formation als eigentlicher Träger der tektonischen Bewegung agiert und auf der geologischen Karte von Emmert et al. (1960b) auch potentielle Überschiebungsbahnen markiert (vgl. Abb. 28).

Die mikroskopische Untersuchung der verschiedenen Tonschiefer erwies sich aufgrund der geringen Korngröße als wenig ergiebig (Abb. 29). XRD-Analysen zeigten, dass die Tonschiefer hier im Wesentlichen aus Quarz, Illit/Serizit (und Chlorit) bestehen.

Insgesamt wurden 27 Proben aus dem Bereich der Randschiefer Formation hinsichtlich ihrer Haupt- und Nebengruppenelemente, sowie Spurenelemente geochemisch analysiert. Darunter befinden sich 21 Proben aus 7 kleinen Aufschlüssen im Streichengrund, 200 m östlich von Guttenberg (Abb. 17, #27) und 6 Proben aus den Tonschiefern, die im Kupferberger Besucherbergwerk aufgeschlossen sind (Abb. 17, #28). Darüber hinaus wurden die Haupt- und Nebengruppenelemente für weitere 13 metasedimentäre Gesteine aus 3 Aufschlüssen nördlich Wirsberg (Abb. 17, #29), und 3 Tonschiefer 100 m westlich vom Unterbirkenhof (Abb. 17, #30) mittels RFA analysiert (Anhang 5). Die Ergebnisse sind in Anhang 5 und 6 dargestellt.

Bei SG-1 handelt es sich um einen schiefrig absondernden graugrünen, feinsandigen Siltstein, der durch seine zahlreichen, kleinen (<1 mm) rostbraune Flecken auffällt. SG-2 liegen als graugrüner, dünnblättrig absondernder Tonschiefer mit ausgeprägtem Seidenglanz auf den Schieferungsflächen vor. SG-3 und SG-4 sind dünnblättrig absondernde, sichtlich verfaltete Schwarzschiefer mit z.T. buntem Schimmer auf den Schichtflächen. Ansatzweise ist hier eine Schieferungsebene im spitzen Winkel zu den Schichtflächen schwach ausgebildet. Bei SG-5 handelt es sich um einen graugrünen, leicht siltigen Tonschiefer, der in etwa den Beschreibungen

der Phykoden-freien Phykodenschiefer bei (Brand 1922) entspricht. SG-6 ist ein dünnblättrig absondernder, beiger Siltstein, der oft stark zerklüftet erscheint. Der „Kieselschiefer“ SG-7 wird in Abschnitt 5.1.3 behandelt. Bei SG-8 handelt es sich um einen dünnblättrig absondernden, dunkelroten Tonschiefer.

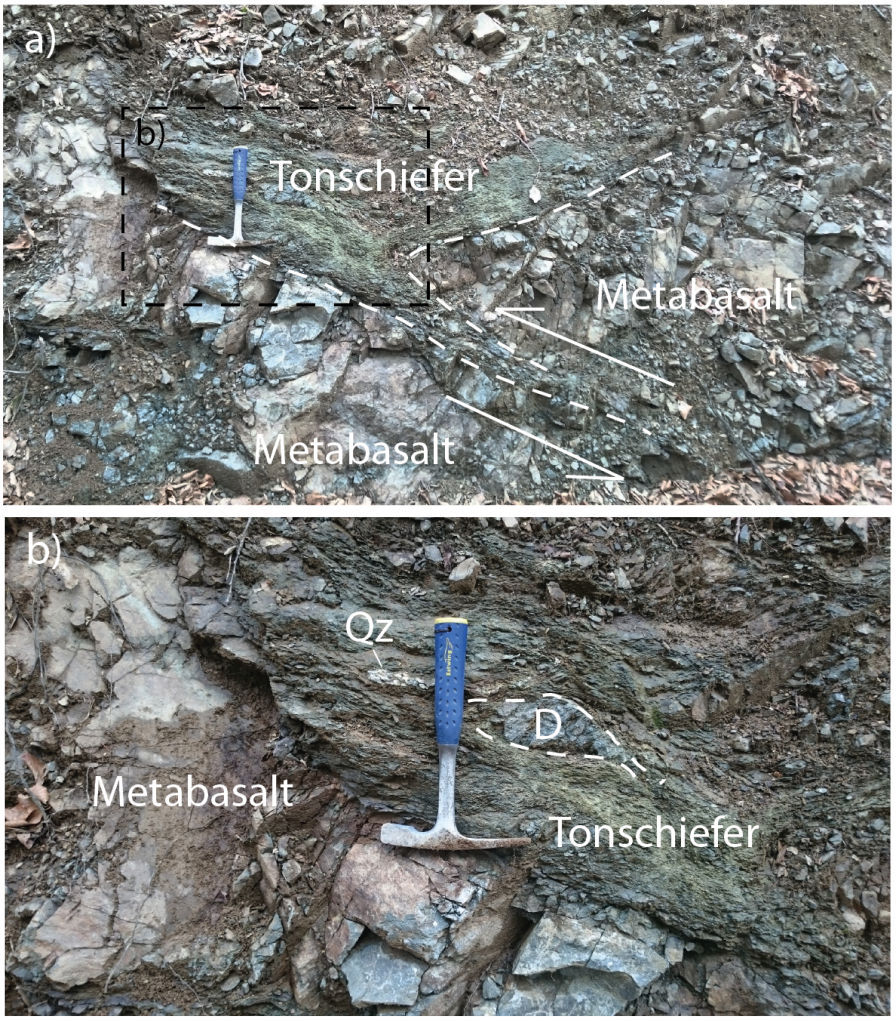

Abbildung 28: a) Aufschiebung Diabas über Diabas, nördlich Wirsberg. Mürber Tonschiefer verhält sich plastisch zwischen den beiden Blöcken; **b)** Tonschiefer als Träger der tektonischen Bewegung weist linsenförmige Einschlüsse von Diabas (D) und Quarz (Qz) auf.

Die Proben aus dem Kupferberger Besucherbergwerk verhalten sich ähnlich. KBB2-4 und KBB5-2 sind grauschwarze Tonschiefer mit seidigem Glanz auf den Schichtflächen. Die tektonisch deutlich beanspruchten grauen, siltigen Tonschiefer KBB6 und KBB7 zeigen eine feine Wechsellagerung mit hellen, feinsandigen Schichten. Als KBB17 liegt ein siltiger, graublauer Tonstein vor, der im Gegensatz zu seinem Fundumfeld keinerlei Verwitterungserscheinungen zeigt. KBB18 ist ein graugrüner, gut erhaltener Siltstein mit feinen, rostfarbenen Flecken (<1mm).

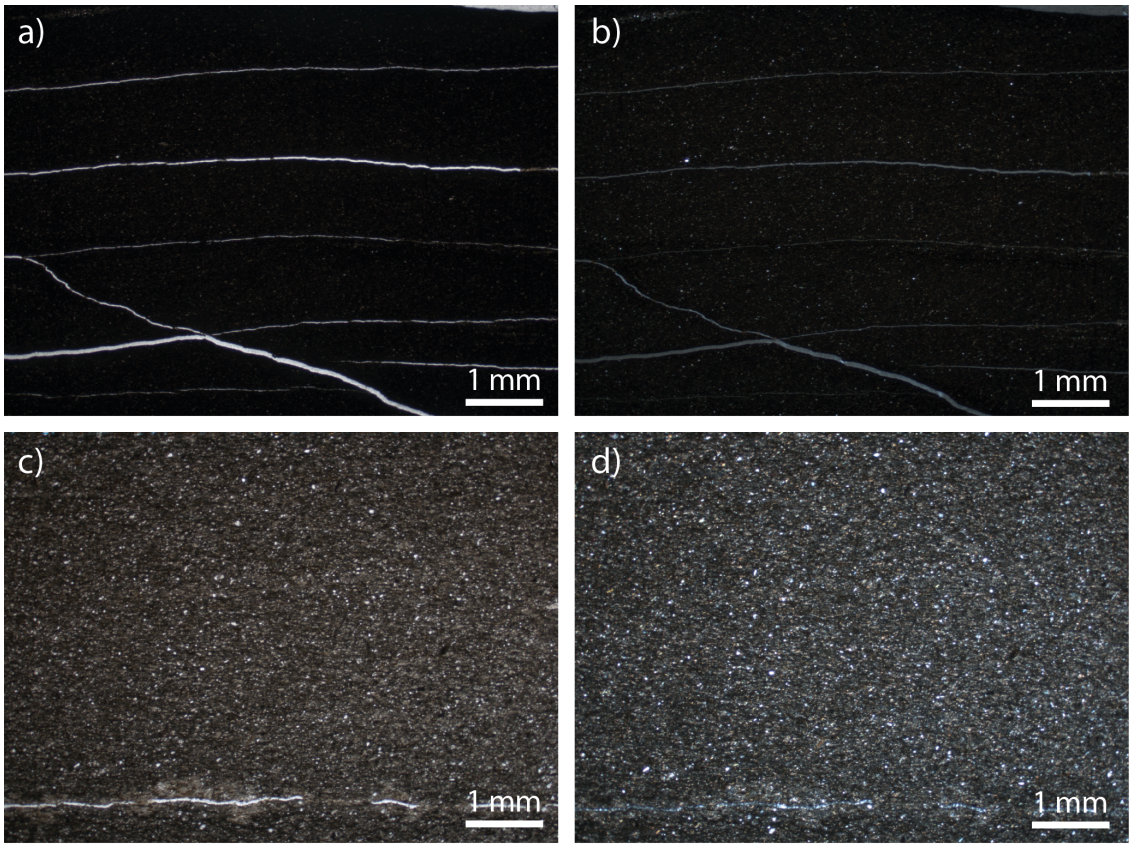

Abbildung 29: Mikroskopische Aufnahmen der Tonschiefer aus der Randschiefer Formation. **a + b**) tief schwarzer Tonschiefer; **c + d**) Schiefriger Siltstein. b + d) unter gekreuzten Polarisatoren aufgenommen.

Der Aufschluss im Hang nördlich von Wirsberg ähnelt in der Aufschlusssituation dem Streichengrund. So stehen hier auf wenigen Metern verschiedene Metasedimentgesteine an. Bei den Proben WS1 bis WS4 handelt es sich um stark zerklüfteten gelblich-beige Siltsteine. WS5 bis WS9 sind graugrüne, siltige Tonschiefer, die an einigen Stellen gebleicht erscheinen. Die Proben WS10 bis WS13 entsprechen in allen optischen Eigenschaften den Schwarzschiefern aus dem Streichengrund. Bei den UB-Proben handelt es sich um einen beige-grauen Siltstein, der an feinen Fiederklüften eine bräunliche Verfärbung aufweist.

Die Proben aus dem Streichengrund (SG) weisen durchschnittlich 66 Gew.-% SiO_2 auf, wobei die Werte für die verschiedenen Sedimente stark schwanken (σ = 9). So weisen die Schwarzschiefer SG3 und SG4 im Mittel nur 51 Gew.-% SiO_2 auf. Die Siltsteine SG1 und SG6 zeigen naturgemäß deutlich höhere Wert (75 bzw. 71 Gew.-%). Zwischen SiO_2 und Al_2O_3 (ø = 17,3 Gew.-%; σ = 4,0) bzw. K_2O (ø = 4,04 Gew.-%; σ = 0,83) liegt eine deutlich ausgebildete negative Korrelation vor (vgl. Abb. 30a). Ebenso verhält es sich zwischen SiO_2 und Fe_2O_3 (Abb. 30b). Wobei sich auch hier die Schwarzschiefer SG3 und SG4 mit ø = 10,0 Gew.-% Fe_2O_3 von den übrigen Sedimentgesteinen (ø = 5,82 Gew.-%; σ = 2,60) abheben. Die

Zr-Werte sind hingegen sehr stabil (21 Proben: σ = 26 ppm) und im Mittel bei 121 ppm, wobei der Höchstwert hier in Probe SG8-1 nur 167 ppm beträgt. Sr liegt hier in allen Proben nur in sehr geringen Konzentrationen vor (ø = 49,2 ppm; σ = 28,8). Auch Ba ist im Mittel nur mit 408 ppm vertreten. Cr und Ni, die vielfach als Indikator für die plattentektonische Position der Sedimente verwendet werden, liegen durchschnittlich mit 67,4 und 34,1 ppm vor, wobei sich hier eine stark positive Korrelation mit V zeigt (Abb. 31c). Die V-Konzentrationen schwanken stark im Bereich einiger 10er ppm (ø = 79,7 ppm; σ = 46,2), wobei die Siltsteine SG1 und SG6 durchschnittlich naturgemäß deutlich geringere Werte aufweisen (30,7 bzw. 36,8 ppm). Bei den Schwarzschiefer SG3 und SG4 liegen dagegen alle Proben im dreistelligen Bereich (ø = 134 ppm). Das U/Th-Diagramm (Abb. 31d) zeigt deutlich, dass die U-Konzentrationen (ø =2,45 ppm; σ =1,76) im Verhältnis zu den Th-Werten (ø = 12,9 ppm; σ = 1,24) stark schwanken.

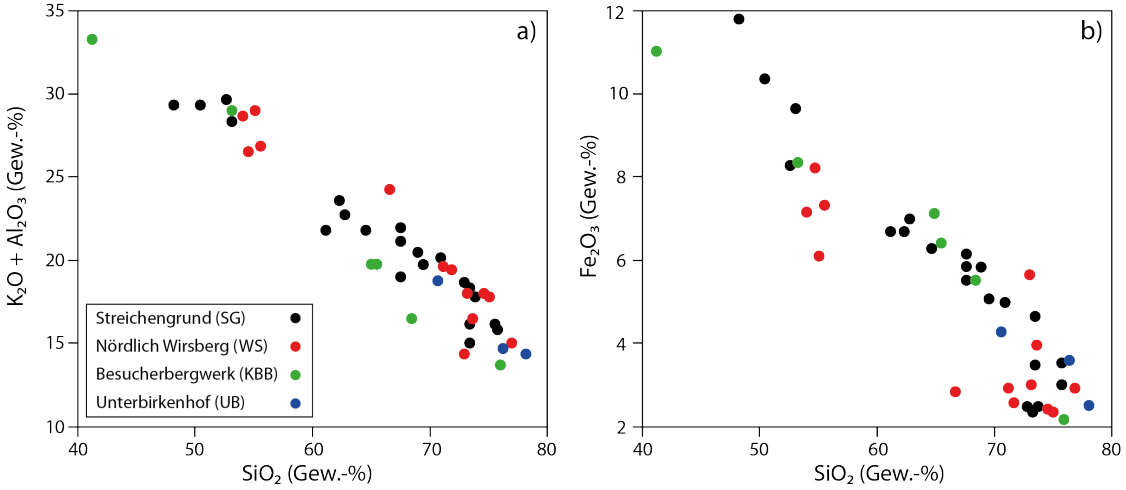

Abbildung 30: Verschiedene Elementverhältnisse in den klastischen Sedimentgesteinen der Randschiefer Formation.

Die SiO_2-Konzentrationen der Proben aus dem Kupferberger Besucherbergwerk betragen durchschnittlich nur 62 Gew.-%, zeigen jedoch auch eine beträchtliche Variabilität (σ = 12). Aus Abb. 30a und b ist auch hier die negative Korrelation von SiO_2 mit Al_2O_3 (ø = 18,0 Gew.-%; σ =6,1), Fe_2O_3 (ø = 6,77 Gew.-%; σ = 2,95) und K_2O (ø = 4,01 Gew.-%; σ = 1,55) ersichtlich. Mit einigen Gewichtsprozent sind auch MgO (ø = 1,91 Gew.-%; σ = 0,67), Na_2O (ø = 1,28 Gew.-%; σ = 1,02) und K_2O (ø = 4,01 Gew.-%; σ = 1,55) an den Sedimenten des Kupferberger Besucherbergwerks beteiligt. Die Zr-Konzentrationen betragen durchschnittlich 129 ppm (σ = 38). Das Minimum wird hier in Probe KBB17 mit 74 ppm erreicht. Sr ist in ähnlicher Weise unterrepräsentiert (ø = 45,7 ppm; σ = 7,6), wie es auch in den SG-Proben der Fall ist. Die Ba-Werte betragen im Mittel 415 ppm. V ist sehr heterogen

verteilt, so erreicht der schwarzgraue Tonschiefer KBB2-4 den Maximalwert von 575 ppm, während KBB18 nur 14,2 ppm aufweist. Auch hier zeichnet sich deutlich eine positive Korrelation zwischen V und Cr bzw. Ni ab (Abb. 31c).

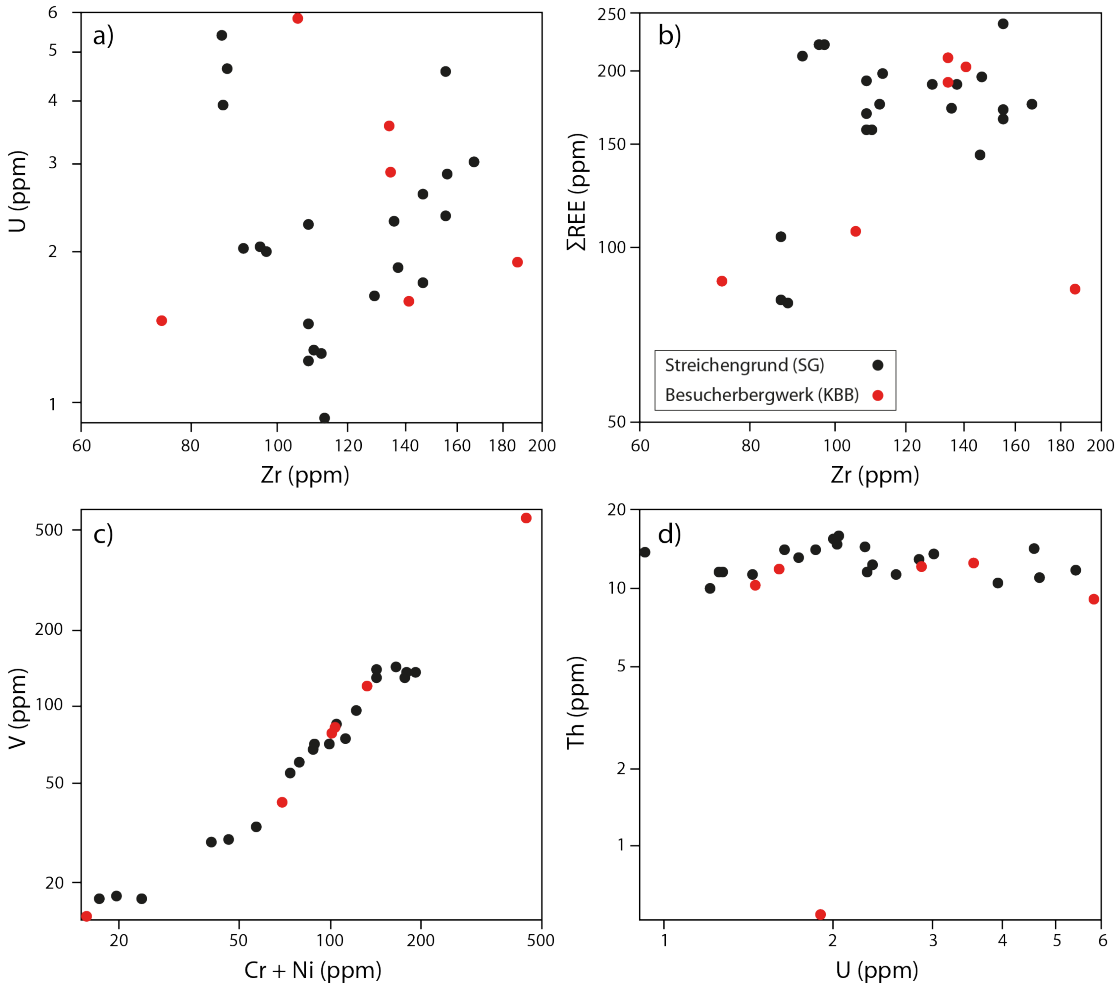

Abbildung 31: Verschiedene Spurenelementverhältnisse der klastischen Sedimente aus der Randschiefer Formation.

Die SiO_2-Konzentrationen der Proben aus dem Hang nördlich von Wirsberg (WS) betragen im Mittel 67 Gew.-% ($\sigma = 9$). Den zweitgrößten Anteil an der Gewichtszusammensetzung hat Al_2O_3 mit 16,4 ($\sigma = 4{,}4$). Die schwarzen Tonschiefer WS10 bis WS13 treten hier durch relativ geringe SiO_2-Gehalte (ø = 58,6 Gew.-%; $\sigma = 0{,}6$) und hohe Al_2O_3-Konzentrationen (ø = 22,2 Gew.-%; $\sigma = 0{,}9$) hervor. Weiterhin sind Fe_2O_3 (ø = 4,43 Gew.-%; $\sigma = 2{,}14$), MgO (ø = 1,39 Gew.-%; $\sigma = 0{,}43$) und K_2O (ø = 4,72 Gew.-%; $\sigma = 0{,}94$) mit einigen Gewichtsprozent beteiligt und sind darüber hinaus mit den SiO_2-Konzentrationen negativ korreliert. Laserablationsmassenspektrometrie zur Ermittlung der Spurenelementzusammensetzung wurde an diesen Proben nicht betrieben.

Die Proben aus der Nähe des Unterbirkenhofs (UB) sind sehr reich an SiO_2 (ø = 75 Gew.-%; $\sigma = 4$) und entsprechend arm an Al_2O_3 (ø = 12,3 Gew.-%; $\sigma = 1{,}8$). Nur

Fe_2O_3 (ø = 3,47 Gew.-%; σ = 0,91) und K_2O (ø = 3,66 Gew.-%; σ = 0,61) erreichen wenige Gew.-%. MgO und TiO_2 erreichen noch 0,70 bzw. 0,59 Gew.-%, während CaO, MnO und Na_2O nur in sehr geringen Mengen (<0,2 Gew.-%) vorhanden sind.

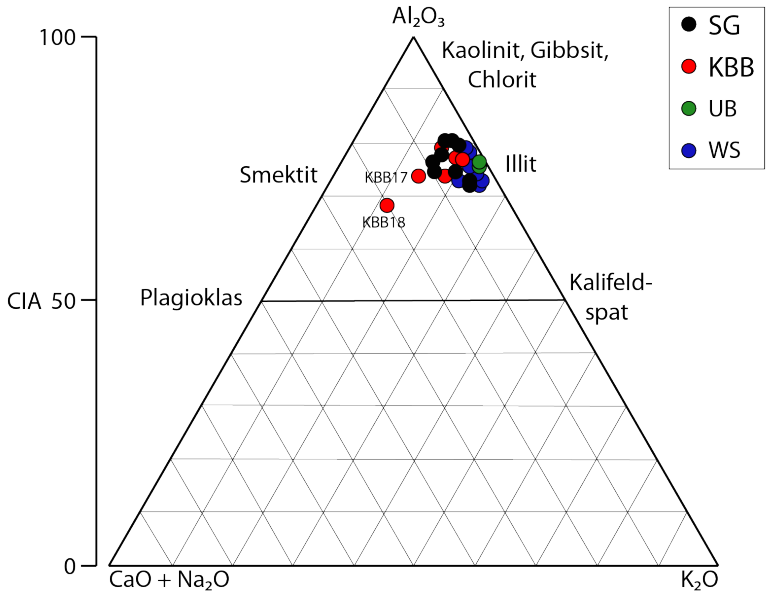

Abbildung 32: A-CN-K-Diagramm nach Nesbitt & Young (1982) und Fedo et al. (1995). CIA = Chemischer Alterationsindex.

Im A-CN-K-Diagramm nach Nesbitt & Young (1982) und Fedo et al. (1995) zeigen die Proben aus dem Streichengrund ein relativ einheitliches Erscheinungsbild (Abb. 32). So spiegelt die Darstellung deren hohe Al-Gehalte wider, während K deutlich gegenüber Ca und Na überwiegt. Entsprechend ballen sich die Proben in der Nähe des Illit Referenzmaterials. Der chemische Alterationsindex (CIA) nach Nesbitt & Young (1982) entspricht in molaren %:

$$CIA = (Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O) \text{ x } 100)$$

wobei CaO* dem CaO im Silikatanteil des Gesteins entspricht. Dieser CIA-Wert ist umso höher je weiter die Alteration fortgeschritten ist und beträgt für alle klastischen Sedimentgesteine hier zwischen 65 und 85 % (vgl. Abb. 32).

Im Vergleich zur oberen Erdkruste, dargestellt im Diagramm nach Taylor & McLennan (1985), fällt bei allen Proben eine stark ausgeprägte negative Sr-Anomalie auf (vgl. Abb. 33a). Aber auch Elemente wie Ba, U, Nb, P, Hf, Zr sind in den beprobten Sedimentgesteinen unterrepräsentiert. Tb, das in dieser Darstellung eine negative Anomalie zeigt, ist bei PAAS-Normierung (Abb. 33b) unauffällig. SG-6 ist, gegenüber den meisten anderen Proben, deutlich an Ta, La, Ce, Sm und Ti ab- und an U angereichert. KBB2-4 fällt hier durch seine ausgeprägte, negative Th- und positive Ti-Anomalie auf.

Quantität und Verteilung der Seltenen Erdelemente in den klastischen Sedimentgesteinen entspricht hier etwa dem Durchschnitt der postarchaischen, australischen Tonschiefer (PAAS; Taylor & McLennon 1985). SG-6 setzt sich auch hier durch geringere Konzentrationen an Leichten Seltenen Erdelement von den übrigen Proben ab (Abb. 33b). SG-1 und SG-6 zeigen eine ausgeprägte, negative Eu-Anomalie. Die Probe SG-5 weist leicht erhöhte Konzentrationen im Bereich der mittleren Seltenen Erdelemente auf. Eine schwach ausgeprägte positive Ce-Anomalie ist bei allen Proben der Gruppe SG-4 zu beobachten. Eine starke Abreicherung im Bereich der Leichten Seltenen Erdelemente (LREE) ist hier für KBB4-2 charakteristisch. Die übrigen Proben weisen REE-Gehalte auf, die in etwa den Normierungswerten entsprechen und nur im Bereich der Schweren Seltenen Erdelemente (HREE) leicht abgereichert sind.

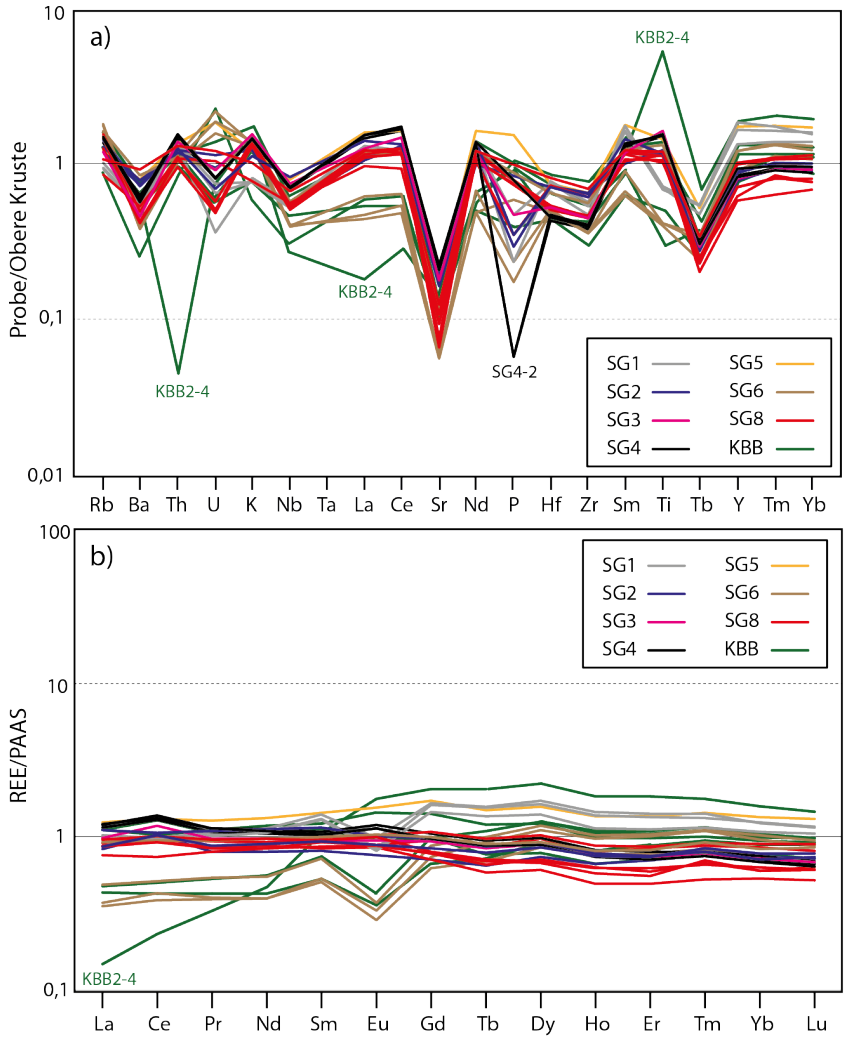

Abbildung 33: Chemische Zusammensetzung der Sedimentgesteine aus dem Streichengrund (SG) und dem Kupferberger Besucherbergwerk (KBB), normiert gegen **a)** den Durchschnitt der oberen Erdkruste nach Taylor & McLennan (1985) und **b)** deren Seltene Erdelementgehalte normiert gegen postarchaische australische Tonschiefer (PAAS) nach Boynton (1984).

5.2.2 Chertvorkommen der südwestlichen Vogtland Synklinale im Vergleich

Im Rahmen der Untersuchung des geochemischen Umfelds der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte wurden vier Vorkommen von „Kieselschiefer“ aus der Vogtland Synklinale – außerhalb der Randschiefer Formation - untersucht, um diese mit den Einschuppungen „silurischer Kieselschiefer“ innerhalb der Randschiefer Formation zu vergleichen.

Außerhalb der Randschiefer Formation
Zu den untersuchten Vorkommen außerhalb der Randschiefer Formation zählen die Lesesteinvorkommen 500 m westlich von Triebenreuth (TR, #31), die Kieselschiefer, welche an die Pressecker Schichten (200 m westlich von Triebenreuth) angrenzen (PS, #32), die Kieselschiefer der unterkarbonischen Grauwacken-Tonschiefer-Serie am Mittelberg (MB, #33) bei Vogtendorf und am Hundsrücken (HR, #34) südlich von Bergleshof. Für letzteren wurden die Funde von Monograptus lobiferus und Climacograptus scalaris dokumentiert (Emmert et al. 1960b).

Makroskopisch betrachtet handelt es sich in allen Fällen um tief schwarze bis dunkelgraue, massig absondernde Gesteine, die alle eine hohe Dichte von Quarz-gefüllten Klüften aufweisen. Da alle Vorkommen ausschließlich als Lesesteine vorliegen, muss von diesen auf eine dickplattige bis massige Absonderung rückgeschlossen werden. Die entsprechenden Schichtflächen sind häufig durch millimetergroße Buckel und Senken stark reliefiert. Die unterkarbonischen Vorkommen vom Mittelberg (MB) und Hundsrücken (HR) weisen makroskopisch eine Wechsellagerung von tief schwarzen mit helleren Schichten auf (Abb. 34a). Die Vorkommen an den Pressecker Schichten (PS) und Triebenreuth (TR) weisen Einschlüsse in der Größe von mehreren Zentimetern in der Chert-Matrix auf, die Ähnlichkeit mit Dropstones haben, wie sie aus dem thüringischen Lederschiefer bekannt sind (Abb. 34b).

Die mikroskopische Untersuchung der Cherts zeigte, dass diese ganz überwiegend aus kryptokristallinem Quarz bestehen. Die helleren Schichten, die makroskopisch bei den erwähnten Vorkommen beobachtet werden konnten, erwiesen sich als deutlich gröber. Die Quarzkörner erreichen hier Siltgröße (vgl. Abb. 35a). Chalcedon-gefüllte Hohlformen, die auf die ehemalige Präsenz von Mikrofossilien hinweisen, finden sich zwar in allen Dünnschliffen, jedoch in sehr unterschiedlicher Größe, Quantität und Sphärizität (vgl. Abb. 35b, c, f). In den Triebenreuther Chertproben (TR) konnten diese als Spumellarien angesprochen werden (freundliche mündliche Mitteilung Prof. Dr. Geyer). Auch Zerrklüfte, die innerhalb jedes Dünnschliffs eine eindeutige Ausrichtung haben, sind sehr unterschiedlich häufig (vgl. Abb. 35e). Als jüngstes Element treten in allen Dünnschliffen feine, im Wesentlichen unter 1 mm

messende, Klüfte in Erscheinung, welche die Handstücke meist in voller Länge regellos durchlaufen. Diese sind mit vergleichsweise grobem Quarz (<0,5 mm) gefüllt.

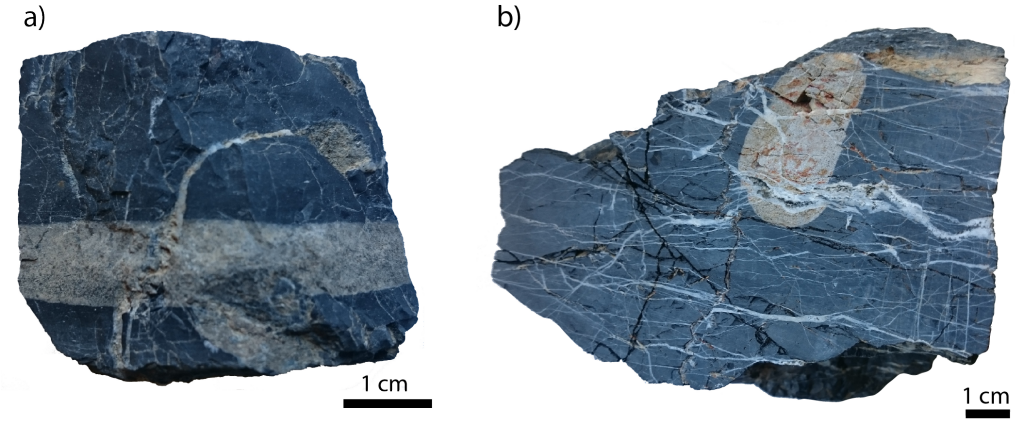

Abbildung 34: Chert der Vogtland Synklinale außerhalb der Randschiefer Formation. **a)** Wechsellagerung von Chert- und Siltsteinschichten; **b)** Chert mit Einschluss von mehreren Zentimeter Größe.

Die Untersuchung der Dropstone-ähnlichen Einschlüsse im Chert an den Pressecker Schichten (PS) und bei Triebenreuth (TR) zeigte, dass diese ebenfalls im Wesentlichen aus SiO_2-Variätäten bestehen. Jedoch sind diese Einschlüsse hinsichtlich ihrer Korngröße deutlich gröber, so dass sie starke Ähnlichkeit mit den siltigen Schichten aufweisen, die z.B. am Vorkommen vom Mittelberg (MB) beobachtet werden konnten.

Die geochemischen Untersuchungen zeigten erwartungsgemäß einen sehr hohen SiO_2-Anteil. So schwanken die SiO_2-Konzentrationen für alle Proben der VS-Cherts zwischen 94,6 und 97,4 Gew.-% (Anhang 7). Die übrigen Haupt- und Nebengruppenelemente ergaben für keine Probe Ergebnisse über 1 Gew.-%, mit Werten von 0,15 bis 0,67 Gew.-% und 0,13 bis 0,67 Gew.-% sind Al_2O_3 und Fe_2O_3 die, nach SiO_2, am stärksten vertretenen Elemente. Die Ti- und Zr-Konzentrationen, die oftmals als geotektonische Indikatoren herangezogen werden, sind hier mit 0,01 bis 0,04 Gew.-% und 5,7 bis 14,3 ppm relativ gering vertreten.

Der Vergleich mit den Durchschnittsgehalten der oberen kontinentalen Erdkruste (Rudnick & Gao 2003; Abb. 36a), zeigt, dass die Chertproben an fast allen Spurenelementen gegenüber dem oberen Krustendurchschnitt verarmt sind. Der Abreicherungsfaktor für die meisten Elemente liegt zwischen 0,01 und 0,1. Nur bei einigen positiven Anomalien erreicht ein Teil der Proben die durchschnittlichen Werte für die obere Kruste. Dazu zählen die U-und V-Anomalien, die bei allen VS-Chertproben beobachtet werden können. P zeichnet sich hier durch sein uneinheitliches Verhalten aus. So weisen 13 von 31 Proben P_2O_5-Werte unter der Nachweisgrenze auf und werden entsprechend in Abbildung 36a nicht dargestellt. Die übrigen Proben erbrachten

P_2O_5-Werte, die eher typisch für die obere kontinentale Kruste sind. Die Sc Konzentrationen erscheinen selbst vor den sehr geringen übrigen Werten als negative Anomalie.

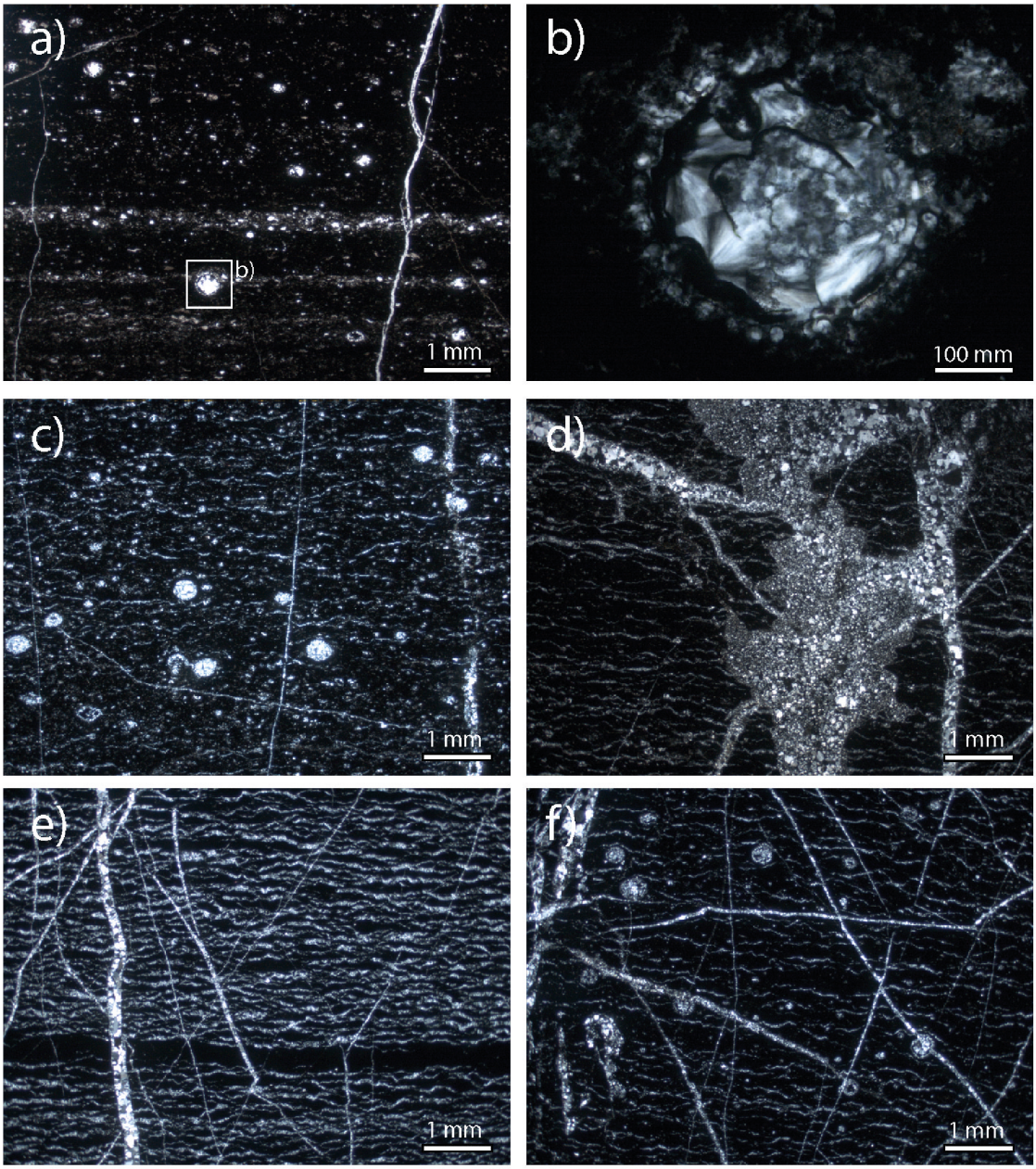

Abbildung 35: Mikroskopische Aufnahmen der Chertvorkommen vom Mittelberg (a+b), an den Pressecker Schichten (c+d) und vom Hundsrücken (e+f). Alle Aufnahmen gekreuzt polarisiert aufgenommen. **a)** Unterschiedliche Korngrößen zeichnen sedimentäre Schichtungen nach; **b)** typischer Chalcedon-Sphärolith; **c)** Beispiel aus dem Bereich der Pressecker Schichten; **d)** Umkristallisation ausgehend von verschiedenen Klüften; **e)** Chert mit hoher Zerrkluftdichte; **f)** Beispielhaftes Zusammenspiel der verschiedenen Erscheinungen.

Die Normierung der Seltenen Erdelemente gegen postarchaische, australische Tonschiefer (PAAS) zeigt, wie stark die Chertvorkommen gegenüber durchschnittlichen

Sedimenten an eben diesen verarmt sind. Besonders stark sind die Leichten Seltenen Erdelemente (LREE) abgereichert. So bewegen sich die Abreicherungsfaktoren für La zwischen etwa 0,02 und 0,2. Zusätzlich zu den geringen LREE-Werten tritt meist eine deutlich ausgeprägte, negative Ce-Anomalie bei fast allen Proben auf. Ein negative Eu-Anaomalie ist nur in einigen Fällen schwach ausgeprägt. Zu den Schweren Seltenen Erdelementen (HREE) ist ein kontinuierlicher Anstieg zu beobachten. So liegen die entsprechenden Werte bei Lu zwischen 0,04 und 0,3. Negative Eu- und Tb-Anomalien sind bei einigen Proben schwach ausgeprägt, fehlen jedoch auch oftmals.

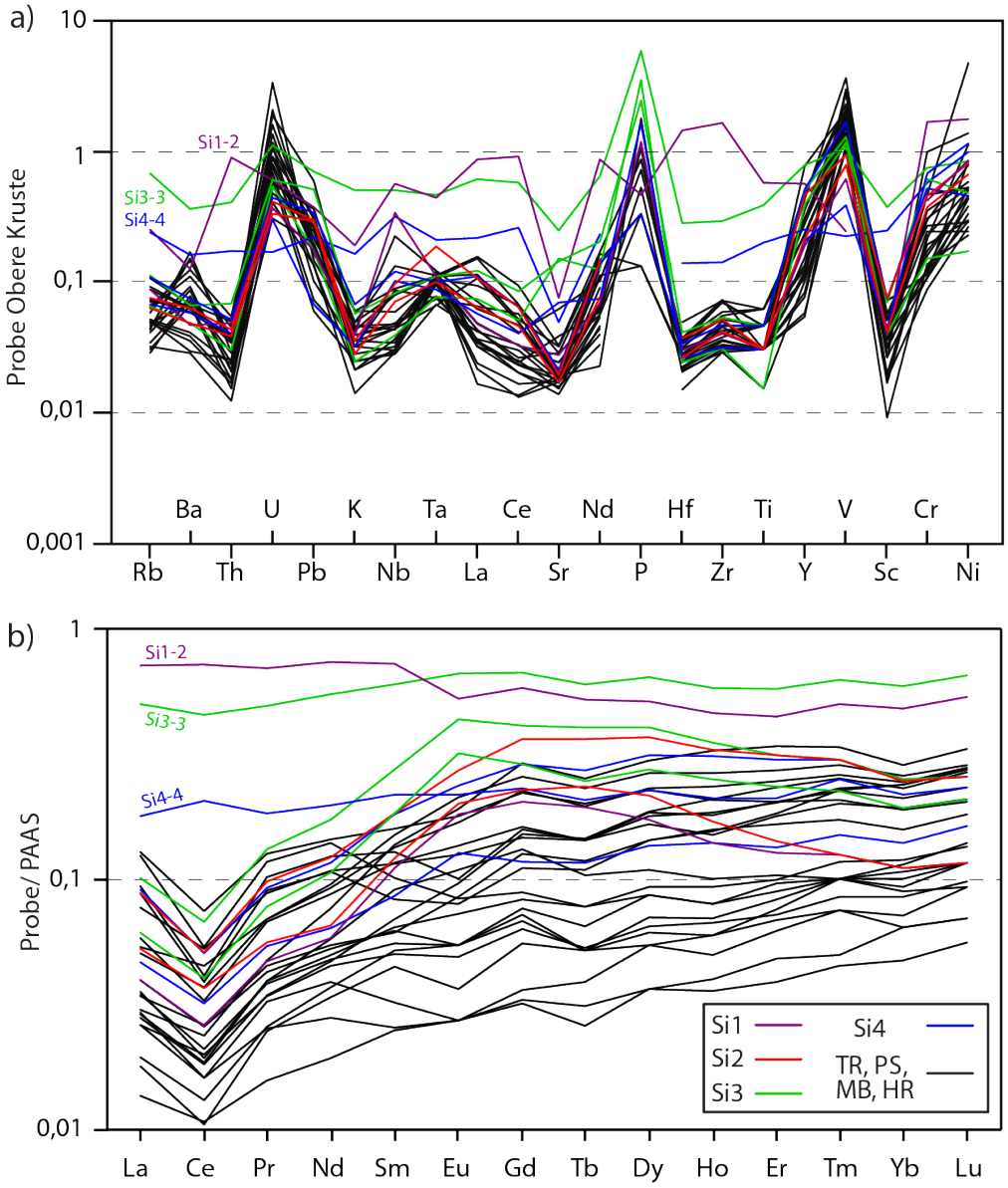

Abbildung 36: Chemische Zusammensetzung der untersuchten Chertvorkommen normiert gegen **a)** den Durchschnitt der oberen Erdkruste nach Taylor & McLennan(1985) und **b)** deren Seltenen Erdelementgehalte normiert gegen postarchaischen, australischen Tonschiefern (PAAS) (Taylor & McLennan 1985).

Innerhalb der Randschiefer Formation
Die „silurischen Kieselschiefervorkommen“ nach EMMERT et al. (1960a) bestehen aus einzelnen, Nordwest-Südost-streichenden Einschuppungen innerhalb der Randschiefer Formation. Vier dieser Vorkommen wurden als Si1 bis Si4 untersucht (vgl. Abb. 17, #35-38).

Makroskopisch ähneln die Si-Vorkommen dem Chert der Vogtland Synklinale (ohne Randschiefer Formation) stark. Allerdings konnte in keinem der Cherts aus der Randschiefer Formation eine ausgeprägte Schichtung oder auch Einschlüsse erkannt werden. Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal sind die mit Quarz verfüllten Klüfte. Diese durchlaufen die Si-Chertvorkommen deutlich häufiger und die Kontakte zum umliegenden Gestein sind diffuser. Entsprechend verliert das Gestein seine tief schwarze Färbung in stark betroffenen Bereichen zugunsten einer milchig hellen Trübung.

Mikroskopisch erwies sich die vorläufige Geländeansprache als Chert bzw. die kartierte Lithologie als (silurischer) Kieselschiefer (EMMERT et al. 1960b) als unzutreffend. So handelt es sich bei allen vier Vorkommen im Wesentlichen um Quarzite. Der Anteil an kryptokristallinem bzw. amorphem SiO_2 ist hier relativ gering. Als charakteristisches Element der Cherts der Randschiefer Formation können die vielen, mit Quarz verfüllten Klüfte angesehen werden, die das Gestein regellos durchlaufen und an denen sich die verschiedenen Korngrößen orientieren. Weiterhin werden diese Cherts anhand der mikroskopischen Untersuchungen in zwei Subgruppen unterteilt.

Subgruppe 1 innerhalb der Randschiefer Formation umfasst die Chertvorkommen Si1, Si2 und Si4. In allen Dünnschliffen lassen sich verschiedene SiO_2-Kristallisate, vor allem anhand ihrer vorherrschenden Korngröße und ihrer texturellen Position unterscheiden. Bei der ältesten Q1-Generation handelt es sich um kryptokristallines SiO_2. Dieser Chalcedon ist nur noch reliktisch in Schutzpositionen erhalten und zeigt fast überall starke Zerklüftungserscheinungen (Abb. 37). Vereinzelt finden sich in solchen Q1-dominierten Bereichen noch diffuse Entglasungserscheinungen mit hoher Sphärizität, die an die sog. „Tüpfel“ des rhyolitischen Tuffs erinnern, ungerundete Quarz-Klasten und auch kubische Boxwork-Erscheinungen sind auf diese Q1-Umgebungen beschränkt. Im Kontaktbereich des Q1-Typs zeichnet sich häufig eine Rekristallisation bzw. Kornvergrößerung ab (vgl. Abb. 37). Quarz vom Typ Q2 bildet die feinkörnige Matrix des Gesteins und zeigt einen fließenden Übergang zu den Relikten von Q1. Die Korngröße geht hier im Wesentlichen nicht über 0,25 mm hinaus. Quarz vom Q3-Typ weist deutlich größere Korngrößen auf, ist an ausgeprägte lineare Strukturen gebunden und reich an Fluideinschlüssen. Darüber hinaus zeigt Q3 die für Kluftfüllungen charakteristische Tendenz zu kleineren Korngrößen im Kontaktbereich zur Matrix.

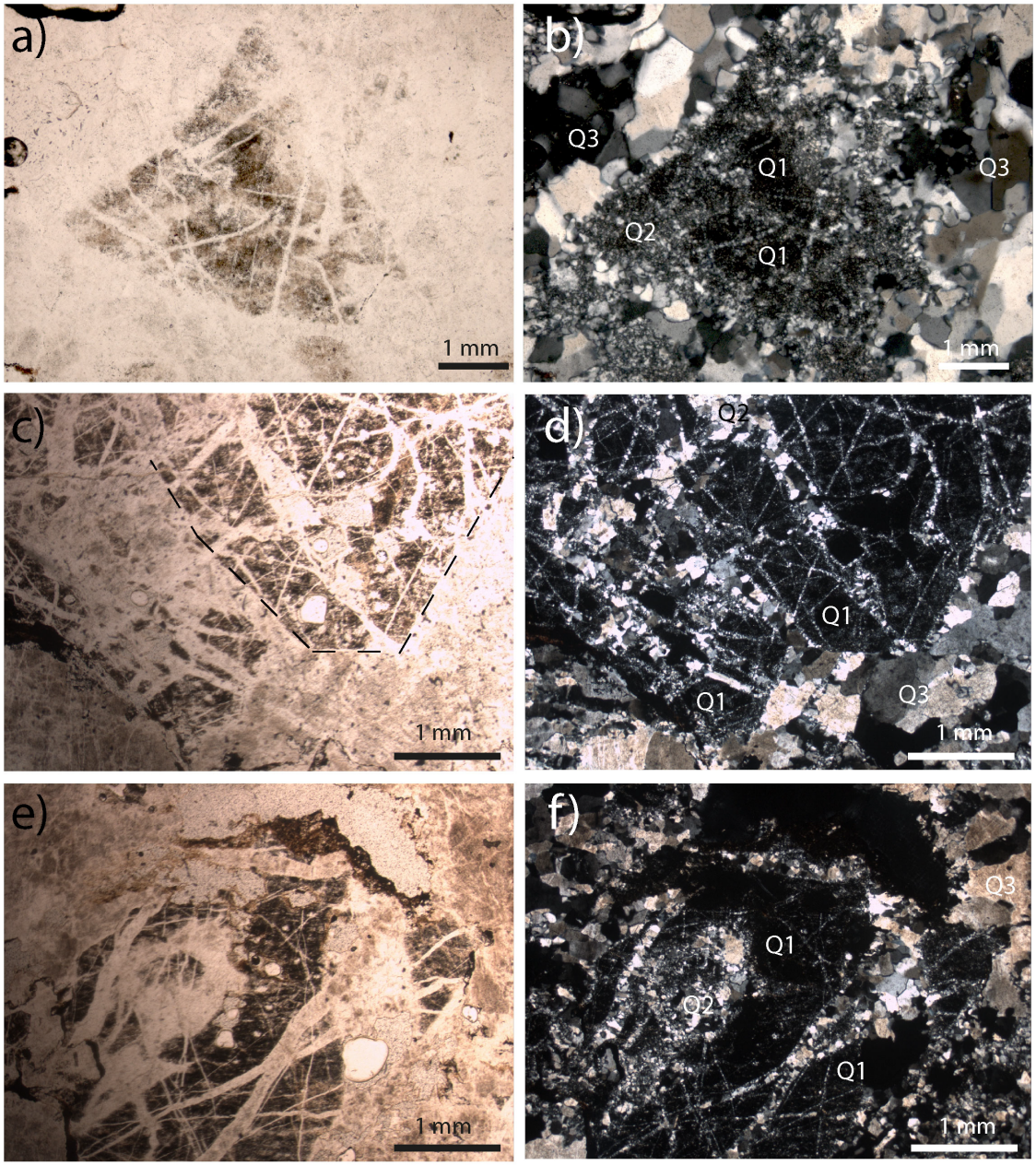

Abbildung 37: Mikroskopische Aufnahmen aus der Subgruppe 1: **a + b**) Fortschreitende Rekristallisation eines Relikts der älteren Q1-Generation, einfach polarisiert a und doppelt polarisiert b; **c - f**) Q1-Generation mit reliktisch erhaltenen, rundlichen Entglasungserscheinungen (diffuse Korngrenzen), Pyroklastika und kubischem Boxwork, d+f doppelt polarisiert.

Bei Subgruppe 2 innerhalb der Randschiefer Formation handelt es sich um Kieselschiefer (Si3), die umgeben von schwarzen Tonschiefern der Randschiefer Formation zu Tage treten. Makroskopisch zeigen Proben aus dem Vorkommen neben der massigen, auch eine Tendenz zur plattigen bis dünnblättrigen Absonderung.

Mikroskopisch konnte beobachtet werden, dass es sich hier um eine Verkieselung einer Ton-Siltstein-Wechsellagerung handelt (vgl. Abb. 38). So wies die Probe Si3-3 noch relativ Quarz-arme Bereiche auf, in denen die Charakteristika des vorherigen

Tonsteins noch gut erhalten sind (vgl. Abb. 38a). Die tief schwarzen Bereiche der Probe, die keine makroskopisch erkennbare Schichtung aufwiesen (vgl. Abb. 38c), zeigten hingegen hohe Anteile an feinkörnigem Quarz (vgl. Abb. 38b). Die Abbildungen 38d und e zeigen einen deutlichen Zusammenhang zwischen verschiedenen Episoden tektonischer Bewegung und dem Eindringen von SiO_2.

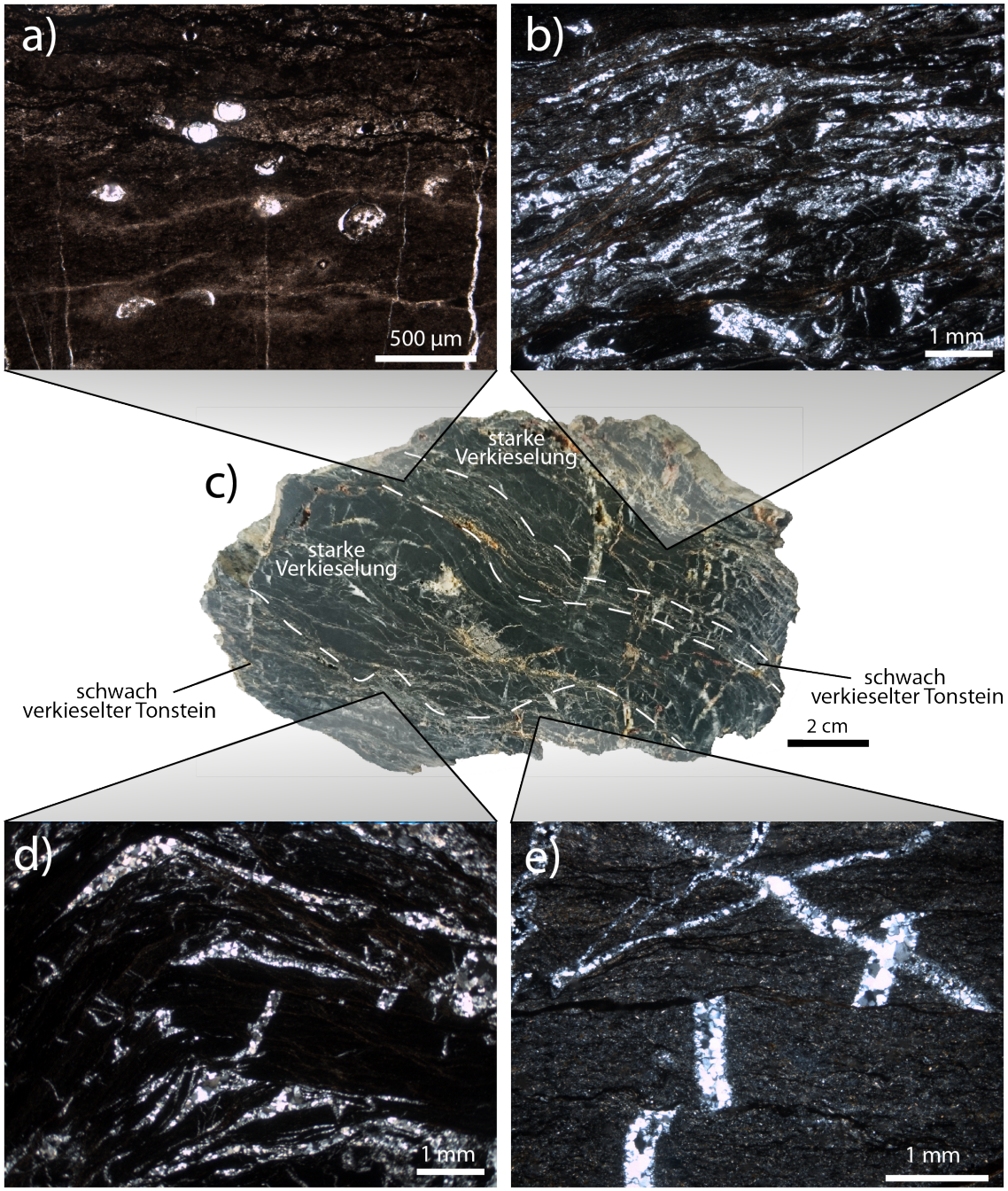

Abbildung 38: a) Detailaufnahme eines Tonsteins mit relikten von Mikrofossilien, einfach polarisiert; **b)** Stark verkieselter Bereich des Tonsteins; **c)** Übersicht der Probe Si3-3. Unterschiede im Verkieselungsgrad durch gestrichelte Linien angedeutet; **d + e)** Duktile und spröde Verformung im Gestein mit mehreren Generationen von Quarz. b), d), e) gekreuzt polarisiert aufgenommen.

Die Si-Proben aus der Randschiefer Formation weisen ebenfalls hohe SiO_2-Gehalte zwischen 87 und 92 Gew.-% auf (Anhang 8). Die Probe Si3-3 ist hier mit 83 Gew.-% SiO_2 eine Ausnahme. Dieser relativ niedrige Gehalt ist den hohen Al_2O_3 und Fe_2O_3-Werten von 4,47 bzw. 2,50 Gew.-% geschuldet. Auch MgO, CaO und K_2O sind hier mit jeweils über 1 Gew.-% vertreten. Bei den übrigen Proben liegen die Al_2O_3-Werte deutlich geringer. So sind diese bei sieben der zehn Analysen unter der Nachweisgrenze. Nur Si1-2 (1,71 Gew.-%) und Si4-4 (2,91 Gew.-%) erbrachten hier neben Si3-3 messbare Werte. Die Zr-Konzentrationen schwanken bei den Cherts aus der Randschiefer Formation deutlich mehr als in der übrigen Vogtland Synklinale. So liegen die Werte im Wesentlichen zwischen 6,1 und 56,6 ppm, bei Si1-2 sogar bei 317 ppm. Die gleiche Probe weist auch mit 0,37 Gew.-% deutlich mehr Ti auf als der Rest der Proben (0,01 bis 0,13 ppm). Si3 sticht hinsichtlich des Sr-Gehalts hervor. So weist diese Subgruppe Sr-Werte auf, die um ein Vielfaches höher liegen (46,2 bis 80,3 ppm), als die übrigen Si-Proben (5,57 bis 24,6 ppm).

Normiert gegen die obere kontinentale Erdkruste (Rudnick & Gao 2003; Abb. 36a) wird deutlich, dass sich die Si-Proben meist sehr gut mit den übrigen Chertvorkommen außerhalb der Randschiefer Formation vergleichen lassen. So zeigen sie die gleichen positiven U-, V-Anomalien. Auch Phosphor ist in 7 von 10 Proben als positive Anomalie ausgebildet und nur in 3 Fällen unter der Nachweisgrenze. Allgemein betrachtet verhalten sich die Chertvorkommen aus der Randschiefer Formation jedoch weniger homogen als die übrigen Proben. Si1-2, Si3-3 und Si4-4 heben sich hinsichtlich ihres Chemismus von allen übrigen Cherts ab. So zeigen diese in den Bereichen Rb, Ba, Th und K, Nb, Ta, La, Ce, sowie Hf, Zr, Ti um etwa eine Größenordnung erhöhte Werte.

Verglichen mit dem übrigen Frankenwald Chert treten die Chertproben aus der Randschiefer Formation auch hinsichtlich ihrer Seltenen Erdelemente heterogen in Erscheinung (vgl. Abb. 36b). So zeigen diese mit Abreicherungsfaktoren von 0,04 bis 0,7 für La ein deutlich größeres Spektrum. Alle Proben bis auf Si1-2, Si3-3 und Si4-4 zeigen eine ausgeprägte Ce-Anomalie. Eu-Anomalien fehlen hier hingegen völlig. Die meisten von diesen Proben sind an den Seltenen Erdelementen zwischen Eu und Ho leicht angereichert und weisen einen Abfall hin zu Er, Tm, Yb und Lu auf. Entsprechend liegen die Lu-Werte bei etwas über 0,1 bis 0,7. Für Si1-2, Si3-3 und Si4-4 ist hingegen ein flacher Kurvenverlauf ohne deutliche Abfälle oder Anstiege charakteristisch.

5.3 Erzlinsen

Obwohl deren sehr ähnliches Erscheinungsbild häufig betont wird (z.B. Brand 1922, Ibach 1940), weisen die einzelnen Erzlinsen der Kupferberger Lagerstätte sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch beträchtliche Unterschiede auf.

5.3.1 „St. Veits“

In der „St. Veits“ Erzlinse liegen mehrere Erztypen vor. Hinsichtlich des volumetrischen Anteils ist ein Pyrit-reicher, Chalkopyrit-armer Tonstein (Abb. 39a) am stärksten vertreten. Bereits makroskopisch ist zu erkennen, dass die Sulfide in Schichten konzentriert sind und die Verfaltung des umliegenden Tonschiefers nachzeichnen. In einigen dieser Bereiche kann auch eine Verkieselung des Wirtsgesteins beobachtet werden. Urban & Vaché (1972) ermittelten durchschnittliche Gehalte von 0,43 Gew.-% Cu sowie 0,2 Gew.-% Zn und 5 g/t Ag für diesen Erztyp.

Bevorzugtes Ziel des historischen Bergbaus waren jedoch, gerade in den frühen Phasen, Bereiche mit intensiver Chalkopyrit-Anreicherung, die in einigen Bereichen fast monomineralisch erscheint (Abb. 39b+c). Als taube Minerale lassen sich hier nur geringere Volumina an Quarz und Kalzit erkennen. An einigen Proben lässt vereinzelt noch eine ehemalige Schichtung erahnen. Durchschnittlich beinhaltet dieser Erztyp nach Urban & Vaché (1972) 4,5 Gew.-% Cu; 1,0 Gew.-% Zn; 50 g/t Ag und 2 g/t Au wobei auch Werte bis 9,6 Gew.-% Cu; 8,7 Gew.-% Zn; 88 Gew.-% Ag und 2,4 Gew.-% Au erreicht werden können.

Malachit und gediegen Kupfer treten hier meist volumentrisch deutlich untergeordnet als sekundäre Minerale auf. Dabei bildet Malachit lokal häufig feine Kutanen über verschiedenen Gesteinen. Er tritt allerdings auch feine, nadelige Kristalle aus (Abb. 39d). Gediegen Kupfer ist zum Teil dendritisch kristallisiert und ist noch in Schutzpositionen erhalten. Zumeist zeigt es jedoch deutliche Anzeichen einer Ausfällung als Kluftfüllung, wie in Abbildung 39e, in der das Handstück beidseitig plattig abgeflacht ist. Das Wirtsgestein besteht hier aus stark tektonisch zerrüttetem sowie unterschiedlich stark verkieseltem, Pyrit-reichem Tonschiefer.

Muskovit und Chlorit

Die beiden Minerale liegen in der „St. Veits“ Erzlinse eng vergesellschaftet vor. In der Regel ist sowohl Muskovit als auch Chlorit idiomorph ausgebildet und beide befinden sich im texturellen Gleichgewicht zueinander (Abb. 40). Ihr Vorkommen beschränkt sich dabei auf die schwach vererzten Bereich der Linse. In Positionen in denen Chalkopyrit stark angereichert ist, fehlt sowohl Muskovit als auch Chlorit. Im schwach vererztem Tonschiefer treten beide Minerale deutlich gröber (<500 μm) linear an Scherbahnen konzentriert auf. In den unvererzten Bereichen, die nur geringe

Mengen Pyrit führen, zeigt Chlorit selten eine Korngröße über 10 μm und fehlt in vielen Dünnschliffen völlig. In diesen Positionen liegt auch Muskovit nur sehr fein und in geringen Quantitäten vor. In einfach polarisiertem Durchlicht zeigt sich der Chlorit schwach grünlich gefärbt, während der Muskovit farblos vorliegt.

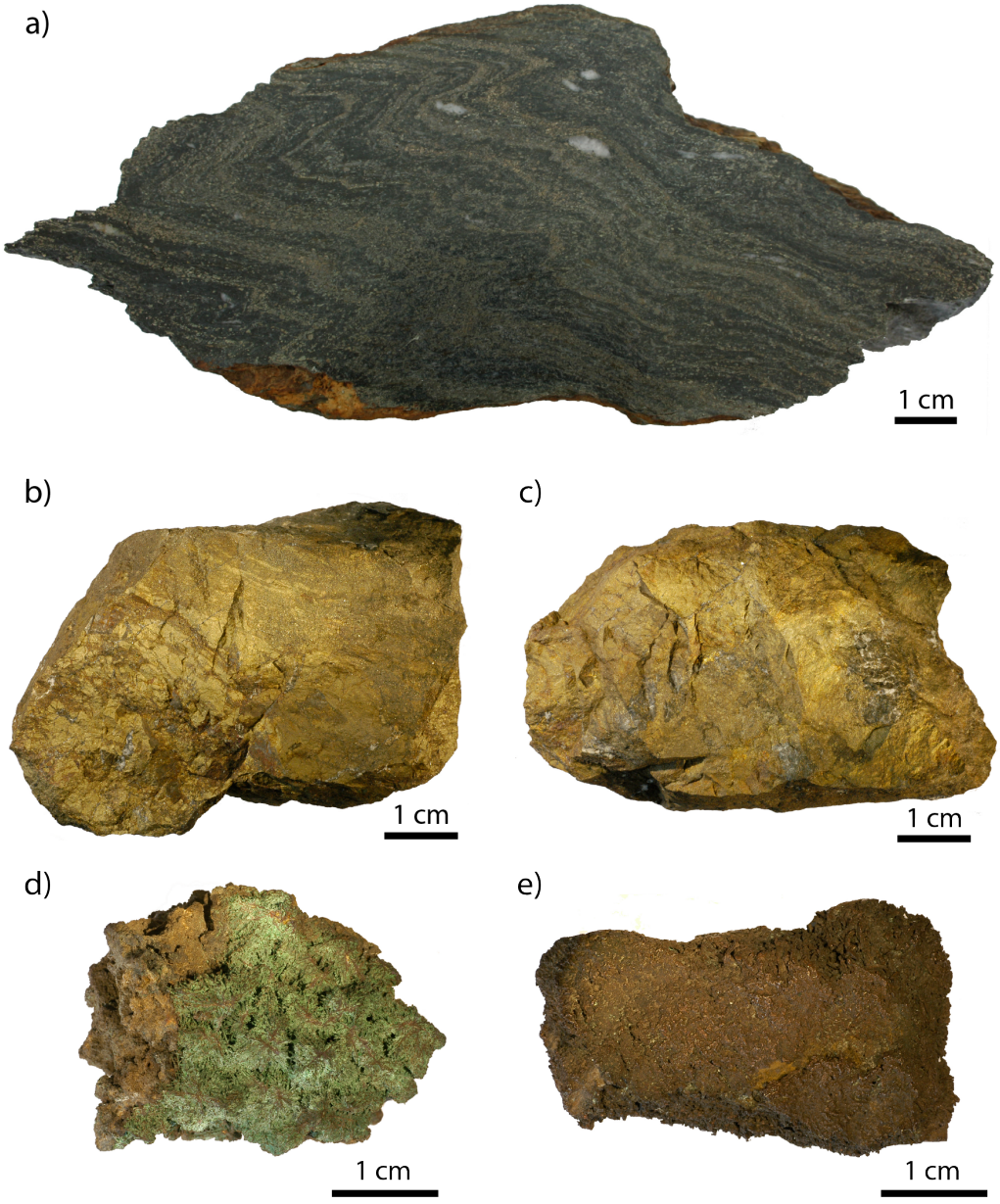

Abbildung 39: Beispiele für die verschiedenen Probengruppen in der „St. Veits“ Erzlinse: **a)** Pyrit-reicher, verfalteter Tonschiefer; **b + c)** Chalkopyrit-reiches Erz; **d)** Nadelig ausgebildeter Malachit auf Tonschiefer; **e)** Gediegen Kupfer als Kluftfüllung.

Kalzit

Kalzit lässt sich in den intensiv tektonisch beanspruchten Tonschiefern vielerorts als Kluftfüllung von wenigen Zentimetern Mächtigkeit beobachten. In den Erzproben ist er häufig in den Bereichen mit den höchsten Chalkopyrit-Anreicherungen zu fin-

den. Hier liegt er relativ grobkörnig ($\geq$ 500 μm) vor und zeigt eine Vielzahl von Ersetzungserscheinungen durch Chalkopyrit. Auch eine deutlich ausgeprägte Druckverzwilligung ist zu beobachten. Die teilweise idiomorphen Individuen sprechen für eine Kristallisation in bereits vorhandene Hohlräume.

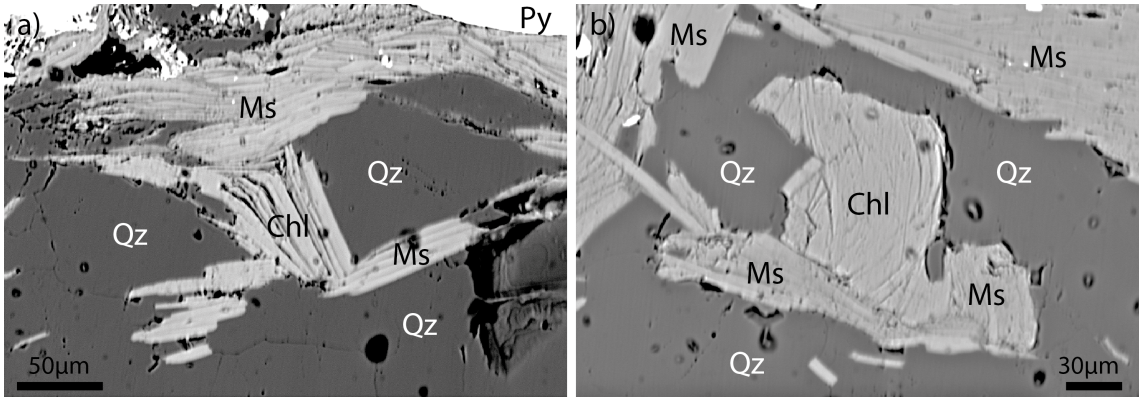

Abbildung 40: Authigener Chlorit in Präsenz von verschiedenen Sulfiden, Quarz und Muskovit. Probe aus der „St Veits“ Erzlinse.

Quarz

Quarz liegt in der „St. Veits“ Erzlinse in zwei Ausprägungen vor. Zum einen sedimentärer Quarz, der in der Regel <50 μm misst und vor allem in den siltigen Lagen des Tonschiefers vorkommt. Dieser zeigt in den betreffenden Bereichen sowohl eine gute Rundung, als auch Sortierung. Alle Körner weisen eine undulöse Auslöschung aus. Eine Suturierung der Korngrenzen liegt nirgends vor.

Darüber hinaus ist Quarz in manchen Bereichen stark konzentriert und zeigt ein ausgeprägtes Temperaturgefüge (120° Winkel zwischen den Korngrenzen). Diese Bereiche weisen mikroskopisch Ähnlichkeit mit den untersuchten Chertvorkommen innerhalb der Randschiefer Formation auf. Dabei reicht die Korngröße des Quarzes von amorph bis ca. 500 μm. Die größten Körner sind zumeist Bestandteil von jungen, linearen Kluftfüllungen. Die Gesamtheit des Quarzes zeigt undulöse Auslöschung. Einzelne, oft kataklastische, Körner zeigen eine undulöse Auslöschung, welche in Form von geschwungenen Bahnen durch das Mineral verläuft und für sich wiederholt ändernde Wachstumsrichtungen spricht.

Pyrit

Pyrit aus der „St. Veits“ Erzlinse lässt sich anhand der morphologischen Ausprägung in verschiedene Typen unterteilen. Typisch sind hier u.a. kleine (5-30 μm), runde Pyrit-Körner (K1rd), die häufig mit ebenfalls kleinen (10-40 μm), aber idiomorphen Pyrit-Körnern (K1id) vergesellschaftet sind. Beide sind deutlich an einzelne Schichten gebunden bzw. dort konzentriert. Das Vorkommen dieser Pyrit-Typen ist auf Bereiche beschränkt, die arm an Chalkopyrit sind und keine starke Verfaltung auf-

weisen. Eine leichte Faltung hingegen wird von beiden Typen nachgezeichnet (vgl. Abb. 41a). In dichten Lagen angeordneter Pyrit vom Typ K1kf ist nur noch reliktisch in einigen Bereichen der Erzproben zu beobachten. Zumeist liegt er aber kleinen subidiomorphen Individuen rekristallisiert vor. Sie unterscheiden sich von den Typen K1rd und K1id durch das sehr dichte Vorkommen, Korngrenze an Korngrenze. Darüber hinaus lassen sich noch innerhalb dieser Pyrit-Konzentrationen lagige Texturen erkennen, wie sie typisch für ehemalige Gelschichten sind.

In Bereichen intensiver Verfaltung tritt häufig Pyrit des Typs K2re an die Stelle der K1-Typen. Dieser Pyrit-Typ zeichnet sich vor allem durch seine erhöhte Korngröße von bis zu 2 mm und seinen eher subidiomorphen Habitus aus. Pyrit, der sich generell durch seine enge texturelle Vergesellschaftung mit Chalkopyrit auszeichnet, wird hier als K2cu angesprochen. Pyrit dieses Typs kann bis zu 3 mm groß sein und zeichnet sich durch seinen idiomorphen, seltener subidiomorphen Habitus aus. Häufig ist gerade bei Pyrit dieses Typs eine intensive kataklastische Kornverkleinerung zu beobachten (Abb. 41c), wobei der Raum zwischen den entstandenen Teilindividuen in vielen Fällen mit Chalkopyrit und Sphalerit verfüllt ist.

Chalkopyrit

Chalkopyrit tritt in der Kupferberger Lagerstätte fast immer als texturell junge Phase vergesellschaftet mit Quarz, Carbonat und Pyrit vom Typ K2cu auf. Die volumetrischen Anteile sind dabei äußerst variabel. So reicht das Spektrum dessen, was sich im Dickschliff beobachten lässt, von fein verteiltem Chalkopyrit als Poren- und Kluftfüllung bis hin zur massiven Anreicherung (vgl. Abb. 42).

In Bereichen mit massig ausgebildetem Chalkopyrit sind häufig Quarz, Karbonat und Pyrit als Relikte in der Chalkopyrit-Matrix zu erkennen (Abb. 42c). An einigen Stellen, v.a. mit kataklastischem Pyrit, lässt sich auch eine Brekzierung von massig ausgebildetem Chalkopyrit beobachten, dessen Zwischenräume meist mit Sphalerit und jüngerem Chalkopyrit gefüllt sind.

Sphalerit

Die texturelle Position von Sphalerit ist in der Kupferberger Lagerstätte sehr vielfältig. So ist er häufig als Einschluss in größeren Pyrit-Körnern zu finden. Diese Sphalerit-Körner befinden sich zumeist im einschlussreichen Kern des Pyrits, umgeben von einer Umrandung aus einschlussfreiem Pyrit (vgl. Abb. 43a). Sphalerit nimmt aber auch Positionen als Hohlraum- oder Zwickelfüllung ein. Fast überall ist der Sphalerit von der „Chalkopyrit-Krankheit“ (Barton 1978) betroffen, bei der eine Vielzahl von kleinen Chalkopyrit-Einschlüssen in Sphalerit zu beobachten sind. Deutlich zu erkennen ist hier, dass sich die Chalkopyrit-Einschlüsse oft auf parallelen Bahnen durch das Mineral ziehen (vgl. Abb. 43b), welche die gleiche Orientierung

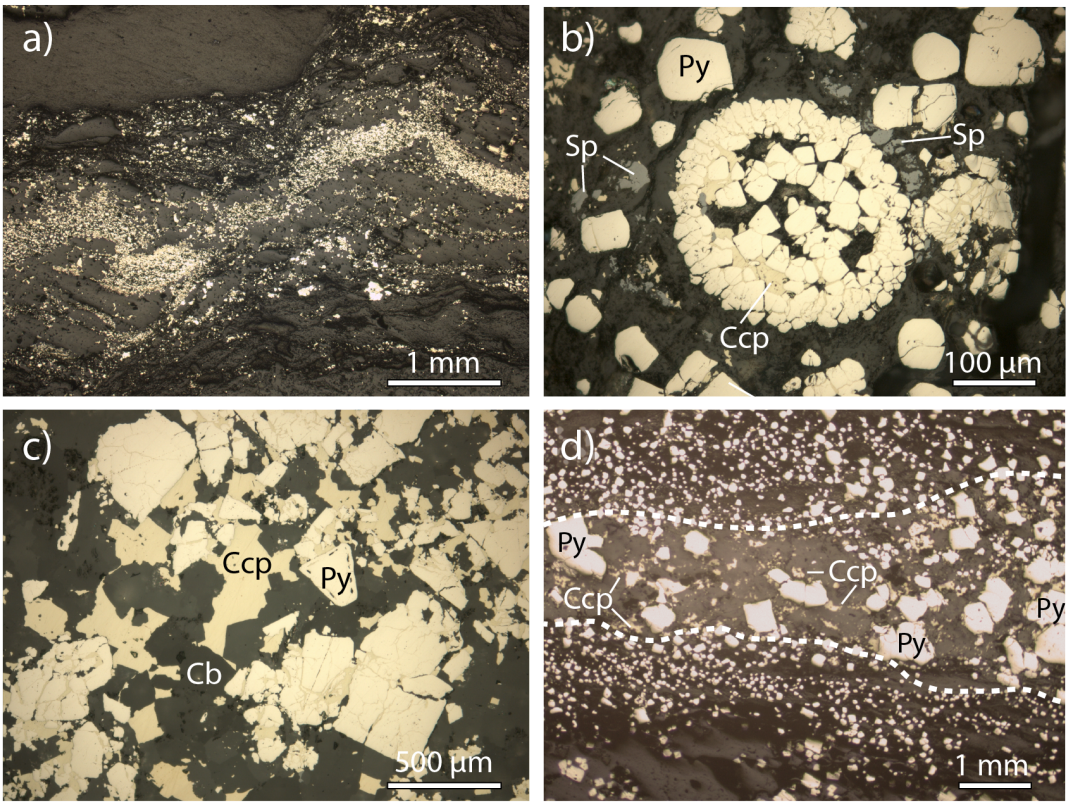

Abbildung 41: Mikrofotographien von verschiedenen Pyrit-Typen aus der „St. Veits“ Erzlinse: **a)** feinkörniger, zumeist runder Pyrit (Py) vom Typ K1rd konzentriert an einer leicht verfalteten Schichtfläche, „St. Veits“ Schacht; **b)** Framboidaler Pyrit (K1fr) mit geringen Mengen Sphalerit (Sp) und Chalkopyrit (Ccp), „St. Veits“ Schacht; **c)** Verwachsung von großem, idiomorphem z.T. kataklastischem Pyrit mit subidiomorphem Karbonat (Cb) und Chalkopyrit, „St. Veits“ Schacht; **d)** Zwischen den gestrichelten Linien: Vergesellschaftung von Pyrit (K2cu) mit Chalkopyrit und Quarz, darüber und darunter Pyrit vom Typ K1rd und K1id.

aufweisen wie die Spaltfläche und an denen häufig Versatz stattfindet. In der Mitte der Abbildung 43b ist beispielhaft zu sehen, wie Chalkopyrit an der gestörten Spaltfläche eingedrungen ist und Sphalerit ersetzte. Allerdings ist auch das Produkt aus der Verdrängung von Chalkopyrit durch Sphalerit gelegentlich zu beobachten (vgl. Abb. 43c). Darüber hinaus ist feinkörniger Sphalerit häufig an Scherbahnen konzentriert (Abb. 43d).

5.3.2 „Goldener Falke“

In der Erzlinse „Goldener Falke“ liegt im wesentliche ein heller Phyllit vor, dessen Quarzgehalt stark variabel ist. Die Sulfidanreicherungen sind in wenigen Zentimeter mächtigen Schichten konzentriert. Diese zeichnen sich bei oberflächlicher Verwitterung durch „box-work“-Textur und eine auf die Präsenz von Goethit zurückzuführende Verfärbung aus (Abb. 44a). Bereits makroskopisch ist zu erken-

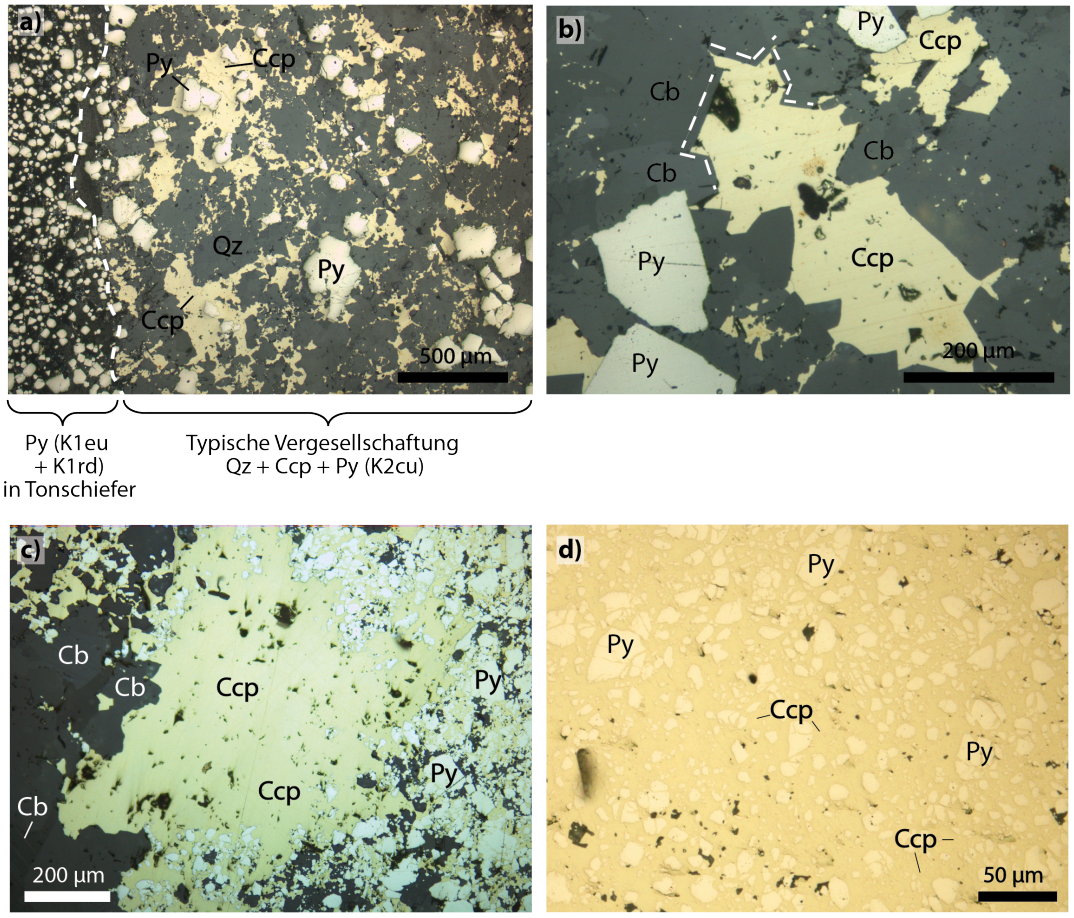

Abbildung 42: Auflichtmikroskopische Aufnahmen von Chalkopyrit in seinen typischen Erscheinungsformen in der Kupferberger Lagerstätte: **a)** Lokal begrenzte Chalkopyrit-Anreicherung in Tonschiefer; **b)** Subidiomorphe Karbonate mit ausgeprägten Kristallflächen (gestrichelte Linien) grenzen an Chalkopyrit; **c)** Massive Chalkopyrit-Anreicherung; **d)** Detailaufnahme einer massiven Chalkopyrit-Anreicherung mit Resten von Pyrit. Qz = Quarz, Cb = Carbonat, Py = Pyrit (verschiedene Typen), Ccp = Chalkopyrit.

nen, dass der Pyrit hier deutlich grobkörniger vorliegt als in der „St. Veits“ Erzlinse (Abb. 44b). Urban & Vaché (1972) beziffern den Cu-Gehalt hier auf 0,2 Gew.-%.

Muskovit und Chlorit

In der Erzlinse „Goldener Falke“ kommen Muskovit und Chlorit eng vergesellschaftet, im texturellen Gleichgewicht vor. Beide Minerale sind dabei idiomorph, bzw. blättrig ausgebildet, stark an Schieferungsflächen konzentriert und entsprechend eingeregelt. Im einfach polarisierten Durchlicht erscheint der Chlorit olivgrün bis hellbraun, der Muskovit ist dagegen farblos.

Kalzit

Kalzit tritt hier in Form von xenomorphen Körnern bis zu 1 mm Durchmesser in Erscheinung. Dabei ist er stark in einzelnen „Nestern“ konzentriert. Hier ist eine

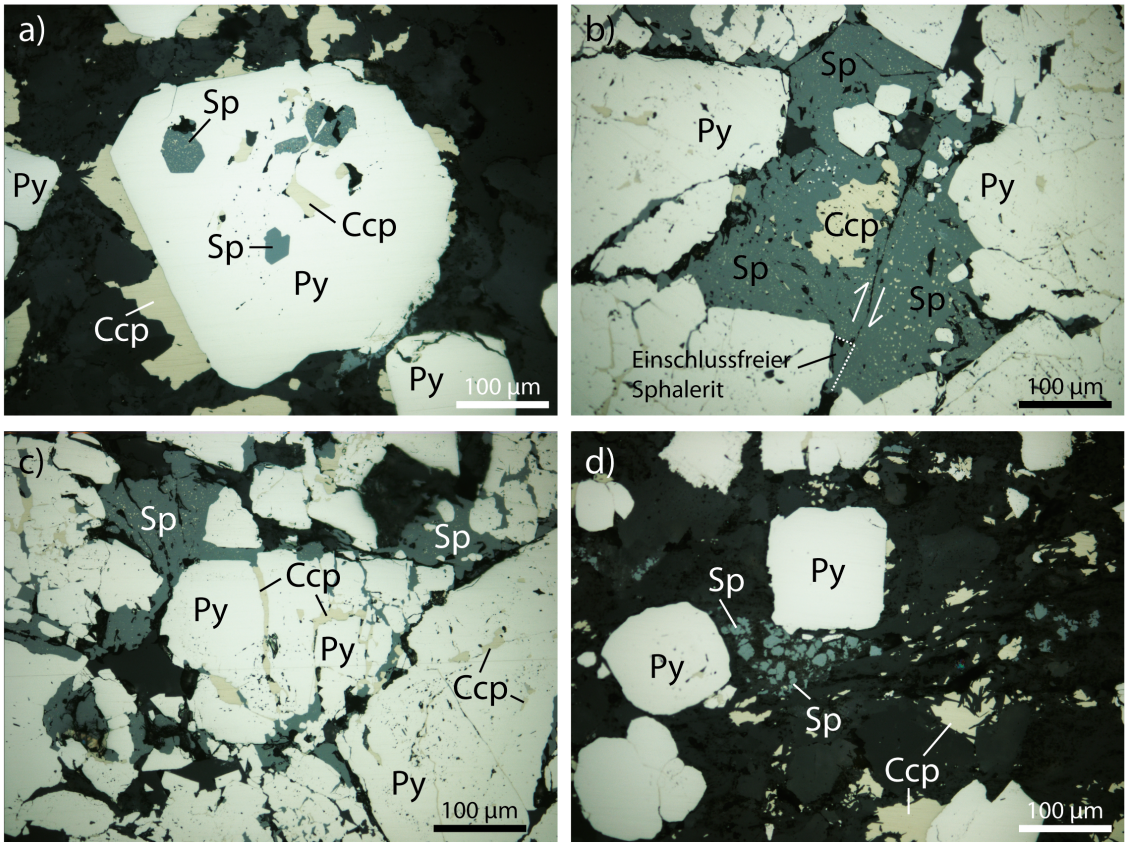

Abbildung 43: a) Pyrit mit einschlussreichem Kern aus Sphalerit und Chalkopyrit umgeben von einschlussfreiem Pyrit; **b)** Versatz entlang der Spaltbarkeit von Sphalerit. Chalkopyrit ersetzt diesen von der Störung aus; **c)** Chalkopyrit als Kluftfüllung in kataklastischem Pyrit wird randlich von Sphalerit ersetzt; **d)** Sphalerit im Druckschatten eines deutlich gerundeten Pyrits auf einer Scherbahn.

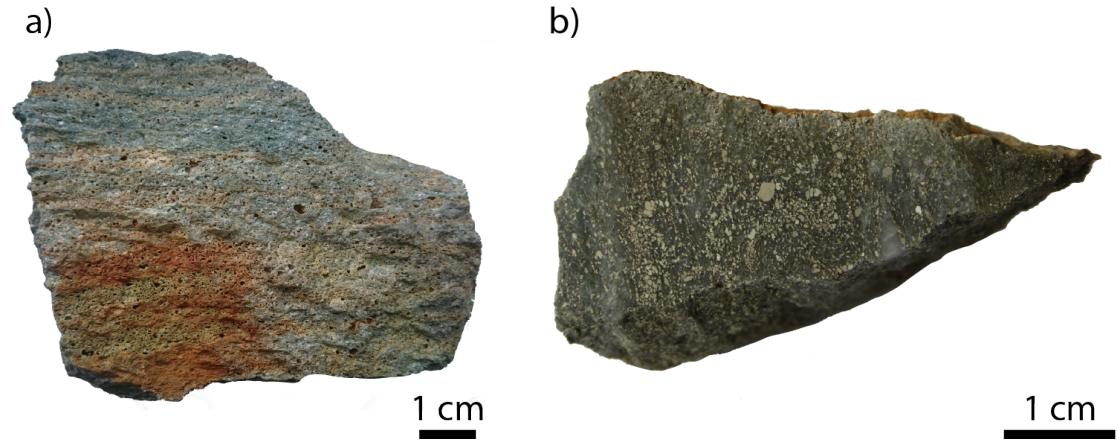

Abbildung 44: Beispiele für Probenmaterial aus der Erzlinse „Goldener Falke“. **a)** Verwitterter Phyllit mit „box-work“-Textur; **b)** Polierter Anschnitt eines Pyrit-reichen Handstücks.

intensive Druckverzwilligung zu beobachten. Kleinere Kalzit-Körner kommen auch über das gesamte Gestein verteilt vor. Eine häufige Vergesellschaftung von Kalzit

mit Chalkopyrit und Sphalerit, wie sie in der „St. Veits“ Erzlinse vorliegt, ist nicht zu beobachten.

Quarz

Quarz ist im „Goldenen Falken“ vollständig rekristallisiert und stark zwischen den Schieferungsflächen aus Muskovit und Chlorit konzentriert. Lokal bildet Quarz fast monomineralische Bereiche aus, in denen er in unterschiedlichsten Korngrößen (<750 μm) vorliegt. Die einzelnen Körner löschen deutlich undulös aus und weisen grob suturierte Kornkontakte zu anderen Quarz-Körnern auf. Bevorzugt in Faltenscheiteln aber auch in anderen Bereichen treten Quarzaugen mit bis zu 2 cm Länge auf.

Pyrit

Pyrit aus der Erzlinse „Goldener Falke“ in der Prasinit-Phyllit Formation hat meist einen xenomorphen, selten subidiomorphen Habitus. Charakteristisch ist seine Korngröße zwischen 0,2 und 3 mm. Mikroskopisch ließ sich oftmals ein einschlussreicher Kern (N1k) von einem einschlussarmen Rand (N1r) unterscheiden. Darüber hinaus ist eine hohe Zahl von länglich ausgebildeten Pyrit-Körnern zu beobachten, deren lange Achse häufig parallel zu Schichtung verlaufen (Abb. 45a). Nur in Bereichen mit hohem volumetrischen Pyrit-Anteil finden sich geringe Mengen Chalkopyrit und Sphalerit als Zwickelfüllung (Abb. 45b).

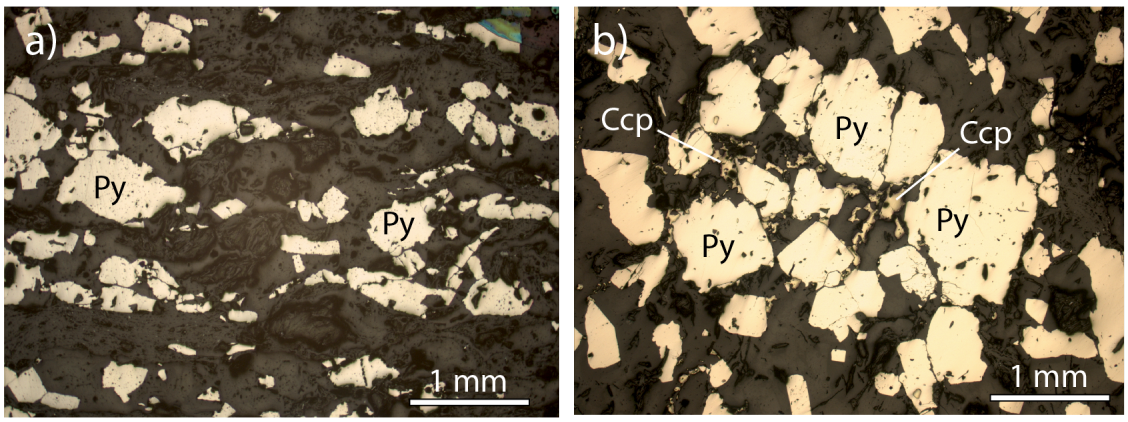

Abbildung 45: a) Grobkörniger, länglicher Pyrit, „Goldener Falke“; **b)** grobkörniger Pyrit mit geringen Mengen Chalkopyrit als Zwickelfüllung.

Chalkopyrit

In der Erzlinse „Goldener Falke“ tritt Chalkopyrit nur in sehr geringen Mengen (<1 Vol.-%) auf. Er liegt dabei zum einen in Form von kleinen Einschlüssen im Kernbereich von Pyrit (N1k) und zum anderen als Zwickelfüllung in der Nähe von Pyrit-Konzentrationen vor (Abb. 45b). Die Korngröße erreicht selten mehr als 300 μm.

Sphalerit

Auch Sphalerit ist nur in sehr geringen Mengen (<<1 Vol.-%) in der Erzlinse „Goldener Falke“ vorhanden. Er liegt lokal konzentriert in Form von einzelnen, rundlichen Körnern vor, die selten über 10 μm Durchmesser aufweisen.

6 Mineralchemie

Neben den geochemischen Analysen, die an Gesamtgesteinsproben durchgeführt wurden, sind im Rahmen dieser Arbeit auch einzelne Minerale hinsichtlich ihrer chemischen Zusammensetzung untersucht worden. Da einige dieser Minerale an spezielle Prozesse wie metamorphe Überprägung oder Ausfällung aus einem hydrothermalen Umfeld gebunden sind, birgt deren Untersuchung oftmals das Potential, das entsprechende Prozessverständnis deutlich zu fördern. Die Ergebnisse der Untersuchungen an speziellen Mineralen sollen hier vorgestellt werden.

6.1 Chlorit

Aufgrund der Tatsache, dass die chemisch-physikalischen Bedingungen in Umfeld des Chlorits Auswirkungen auf dessen Chemismus haben, ist er oftmals Träger wertvoller Informationen zu eben diesen Bedingungen. Vor allem der Rückschluss auf die Kristallisationstemperatur findet oftmals in Form von Geothermometern Anwendung.

Insgesamt wurden 150 Mikrosondenanalysen an Chlorit durchgeführt. Davon entfallen jeweils 41 auf Chlorit aus den beiden Sulfidanreicherungen „St. Veits“ und „Goldener Falke“ (vgl. Abb. 3). Auf Chlorit in unvererzten Tonschiefern der Randschiefer Formation, entfallen 12 Messungen. 56 Analysen wurden an Chlorit aus verschiedenen Phyllitproben der Prasinit-Phyllit Formation vollzogen, die nicht in der direkten Umgebung der Sulfidlinse anstanden. Die Ergebnisse liegen als Anhang 9 und 10 vor. Im Rahmen dieser Arbeit wurde nur authigener Chlorit berücksichtigt, der sich im texturellen Gleichgewicht mit Muskovit befindet (vgl. Abb. 40), wovon auch auf ein chemisches Gleichgewicht rückgeschlossen wurde.

Beim Vergleich der Gesamtheit des Chlorits aus den beiden Vererzungen, des „St. Veits“ Schachts und des „Goldenen Falken“, ergaben sich keine signifikanten Unterschiede in der Chemie (vgl. Tab. 2). Hinsichtlich der Standardabweichungen weist der „Goldene Falke“ jedoch deutlich geringere Werte auf, die für alle Elemente unter 1 Gew.-% liegen. Was FeO und MgO betrifft, verhält sich Chlorit aus dem „St. Veits“ Schacht deutlich variabler. So ist die Standardabweichung für diese beiden Elemente 4,5 bzw. 3,9 Gew.-%. Das daraus resultierende Fe/(Fe+Mg)-Verhältnis (X_{Fe}) beträgt bei Chlorit aus dem „St. Veits“ Schacht 0,47 ± 0,11 während dies für Chlorit aus dem „Goldenen Falken“ bei 0,54 ± 0,01 liegt.

Beim Vergleich zwischen dem Chlorit aus nicht vererzten Bereichen der Randschiefer Formation und der Prasinit-Phyllit Formation zeigt sich, dass Letzterer signifikant reicher an Al und Mg, dafür ärmer an Fe und Mn ist (Tab. 3). Entsprechend liegt das Fe/(Fe+Mg)-Verhältnis (X_{Fe}) für Chlorit aus der Prasinit-Phyllit Formation mit 0,65 ± 0,08 niedriger als in der Randschiefer Formation mit X_{Fe} =

0,77 ± 0,01. Der vererzte Bereich aus der „St. Veits“ Erzlinse weist gegenüber den distalen Bereichen der Randschiefer Formation Chlorit mit signifikant weniger Fe und Mn, dafür mehr Al und Mg auf. Darüber hinaus fehlen im distalen Bereich die auffällig hohen Standardabweichungen für Fe und Mg, die bei Chlorit aus der „St. Veits“ Erzlinse beobachtet werden kann. Die Werte aus der Prasinit-Phyllit Formation sind denen aus dem „Goldenen Falken“ sehr ähnlich. So befinden sich die Differenzen zwischen den jeweiligen Konzentrationen fast bei allen Elementen im nicht signifikanten Bereich. Hinsichtlich des X_{Mg}-Werts (= $MgO/(Fe_2O_3 + MgO)$) zeigen sich jedoch deutliche Unterschiede. So beträgt dieser im „Goldenen Falken“ 0,61 ± 0,01 und in der übrigen Prasinit-Phyllit Formation 0,48 ± 0,08.

Tabelle 2: Durchschnittliche chemische Zusammensetzung des Chlorits aus der „St. Veits“ und der „Goldener Falke“ Erzlinse.

	St. Veits (n = 41)		Goldener Falke (n = 41)	
	Mittelwert	σ	Mittelwert	σ
SiO_2	25,7	1,1	26,0	0,7
TiO_2	0,04	0,03	0,07	0,08
Al_2O_3	22,0	0,8	21,8	0,5
FeO	23,9	4,5	21,3	0,6
MnO	0,19	0,08	0,30	0,07
MgO	15,7	3,9	18,4	0,7
CaO	0,04	0,06	0,02	0,02
Na_2O	0,02	0,01	0,03	0,02
K_2O	0,03	0,09	0,05	0,13
Cr_2O_3	0,03	0,03	0,01	0,01

Tabelle 3: Durchschnittliche chemische Zusammensetzung des Chlorits aus den beiden unvererzten Bereichen der Randschiefer Formation und der Prasinit-Phyllit Formation. F = Formation.

	Randschiefer F. (n = 12)		Prasinit-Phyllit F. (n = 56)	
	Mittelwert	σ	Mittelwert	σ
SiO_2	26,1	0,7	25,9	1,0
TiO_2	0,03	0,02	0,09	0,07
Al_2O_3	19,2	0,3	21,6	0,7
FeO	31,6	0,8	26,2	3,5
MnO	0,54	0,06	0,26	0,07
MgO	9,6	0,4	13,8	2,7
CaO	0,05	0,02	0,04	0,05
Na_2O	0,08	0,04	0,06	0,07
K_2O	0,10	0,08	0,09	0,22
Cr_2O_3	0,02	0,02	0,03	0,03

In der Klassifikation nach PLISSART et al. (2009) wird der Großteil des Chlorits als tri-dioktaedrisch eingeordnet (Abb. 46). Hinsichtlich des Chemismus zeigen die Proben aus den beiden Erzlinsen eine hohe Affinität zum Al-reichen Sudoit, hier mit leichter Tendenz zu Mg-Sudoit. Einige Chlorit-Körner aus der „St. Veits“ Erzlinse tendieren auch zu noch Al-reicheren Zusammensetzungen (Donbassit). Der Chlorit aus den jeweiligen Wirtsformationen zeichnet sich auch hier durch seinen einheitlichen Chemismus aus. Nur die Analysen an der Probe GF2 setzen sich hier von den übrigen Ergebnissen aus der Prasinit-Phyllit Formation ab.

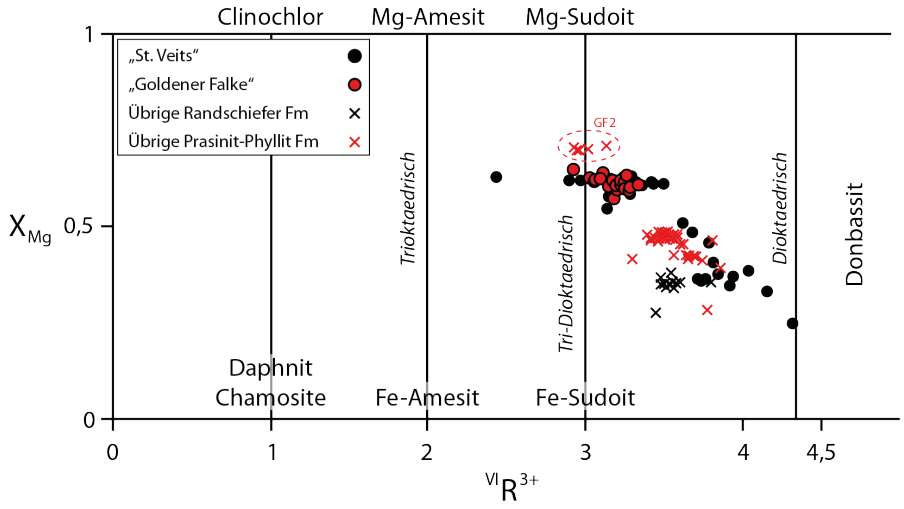

Abbildung 46: Klassifikationsdiagramm für Chlorit nach PLISSART et al. (2009). Fm = Formation.

6.2 Sulfide

Von zentraler Bedeutung für die Charakterisierung der Lagerstätte ist die chemische Zusammensetzung der beteiligten Sulfide. Entsprechend wurden diese sowohl mittels Elektronenstrahlmikrosonde (Anhang 11, 12 und 20), als auch durch Laserablationsmassenspektrometrie (Anhang 13-22) untersucht. Die Ergebnisse sollen hier vorgestellt werden.

6.2.1 Pyrit

Insgesamt wurden 151 LA-ICP-MS-Analysen an verschiedenen Pyrit-Typen aus den beiden Sulfid-reichen Linsen „St. Veits“ und „Goldener Falke“ durchgeführt. Die Ergebnisse liegen in Anhang 13-19 vor. Generell zeichnet sich hier ab, dass Pyrit aus der „St. Veits“ Erzlinse deutlich reicher an den meisten Spurenelementen wie Cu, Zn, As, Pb und Bi (vgl. Abb. 47) ist. Auf die Charakteristika der einzelnen Typen soll im Folgenden eingegangen werden.

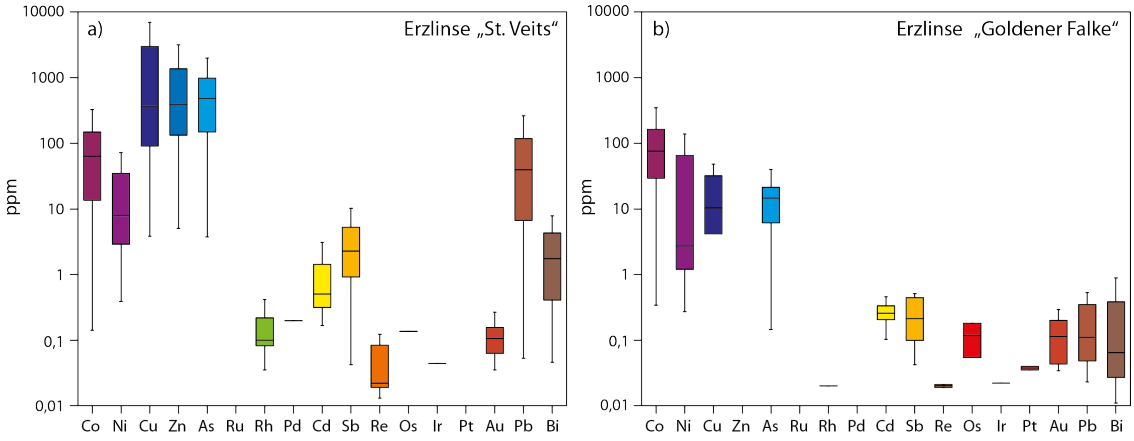

Abbildung 47: Boxplots der Spurenelementkonzentrationen in Pyrit der **a)** „St. Veits“ und **b)** der „Goldener Falke“ Erzlinse. Die einzelnen Boxen kennzeichnen den Bereich in dem 25-75 % der Messwerte liegen. Die Mittellinie kennzeichnet den Median. Die „Whiskers“ bzw. Antennen zeigen das gesamte Spektrum der Messwerte.

Pyrit aus der „St. Veits“ Erzlinse

Chemisch sind sich alle K1-Pyrit-Typen sehr ähnlich. Charakteristisch für alle drei Pyrit-Typen ist, dass sich die Konzentrationen von Cu, Zn, As und Pb meist in einer Größenordnung von mehreren Hundert ppm befinden. Die kleinen runden (K1rd) bzw. idiomorphen Pyrit-Typen (K1id) fallen chemisch dadurch auf, dass die Messwerte von Rhenium, den Platingruppenelementen und Gold zumindest vereinzelt die Nachweisgrenzen überschreiten, was für die Lagerstätte sonst untypisch ist. Beim K1id überschreiten die Ergebnisse für Gold in 8 von 12 Messungen eben diese Grenze. Dabei liegt der Mittelwert bei 0,16 ± 0,08 ppm. K1fr ist hingegen frei von Gold und zeigt nur vereinzelt geringe Konzentrationen an Rh und Re. Hinsichtlich der Co- und Ni-Konzentrationen ergibt sich innerhalb der K1-Pyritgruppe ein deutlicher Gradient, so weist K1id mit 143 ± 82 ppm Co und auch 39,3 ± 33,0 Ni die höchsten Werte auf. Die Co- und Ni-Werte für K1rd lagen bei 109 ± 122 ppm und 81 ± 73 ppm. Die niedrigsten Konzentrationen erbrachten hier die Messungen auf K1kf mit 64 ± 53 ppm Co und 17,1 ± 21,6 ppm Ni. Gemein ist den drei K1-Gruppen, dass der Vergleich zwischen den Co- und Ni-Gehalten einen Korrelationskoeffizienten von $R^2 = 0{,}78$ zeigt (vgl. Abb. 48a).

Pyrit vom Typ K2re ist frei von Platingruppenelementen und sehr arm an Re und Au. Die Co-Konzentrationen betragen 10,0 ± 28,8 ppm, während Ni bei 6,17 ± 11,17 ppm liegt. Auffällig sind hier die vergleichsweise geringen Gehalte an Cu (302 ± 1025 ppm) und Pb (12,6 ± 16,7 ppm) und vor allem das völlige Fehlen von Zn. Arsen tritt hier allerdings noch mit 670 ± 799 ppm in Erscheinung und ist somit das häufigste Spurenelement im K2re-Pyrit.

Vergleicht man den Chemismus von K2cu mit dem der K1-Typen, so fällt auf, dass Co mit 147 ± 183 ppm eher durchschnittlich ausgeprägt ist, während die Ni-

Gehalte mit 4,29 ± 3,60 ppm sehr niedrig liegen. Entsprechend sind die höheren Co/Ni-Verhältnisse nicht auf hohe Co-, sondern auf niedrige Ni-Werte zurückzuführen. Auch die Pb-Konzentrationen (26,3 ± 27,0 ppm) sind verglichen mit K1rd, K1id und K1kf sehr gering.

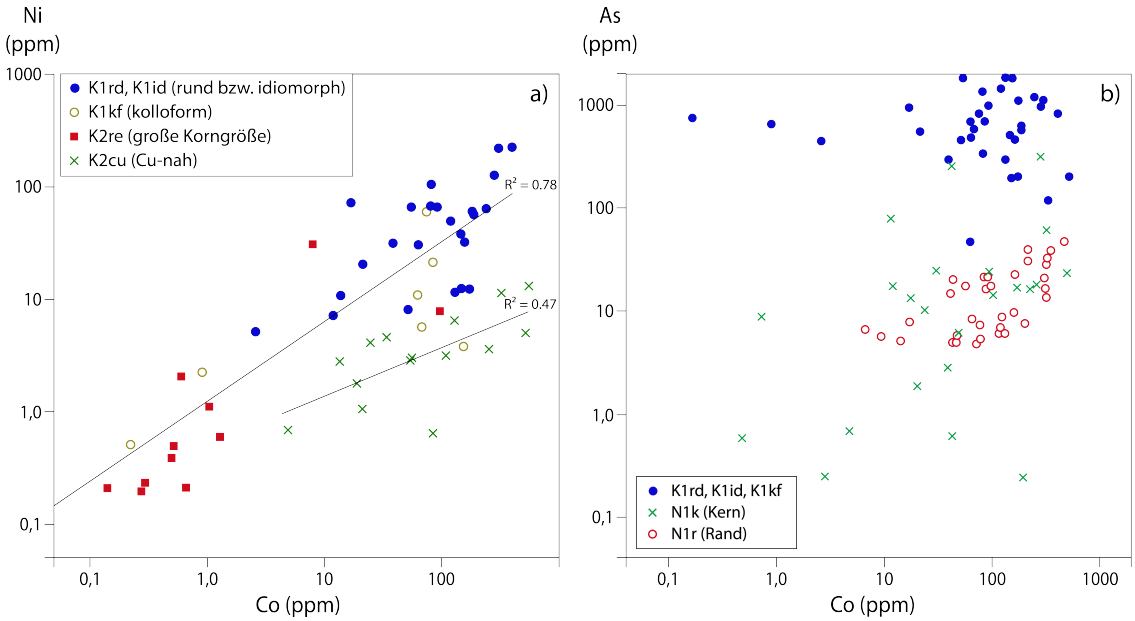

Abbildung 48: a) Co-Ni-Diagramm der Pyrit-Typen der „St. Veits“ Erzlinse. Deutlich erkennbar sind hier die höheren Co/Ni-Verhältnisse des Typs K2cu (ø = ca. 35) gegenüber K1rd und K1id (ø = 3,7); **b)** Co-As-Diagramm des Pyrits aus der Erzlinse „Goldener Falke“ und ausgewählter Pyrit-Typen aus dem „St. Veits“-Schacht.

Pyrit aus der Erzlinse „Goldener Falke“

Die auffälligste chemische Eigenschaft des Pyrits aus dem „Goldenen Falken“ ist, dass dieser völlig frei von Zn ist. Hinsichtlich der PGE, Re und Au ist er ähnlich arm wie Pyrit aus der „St. Veits“ Erzlinse.

Die Messungen aus den einschlussreichen Kernen des Pyrits lassen auch abseits der mikroskopisch sichtbaren Einschlüsse einen sehr heterogenen Chemismus erkennen. So weist N1k zwar im Kern durchschnittlich 73,9 ppm Ni auf, allerdings erbrachten nur 10 von 30 Messungen Werte über der Nachweisgrenze. Der Typ N1r aus den randlichen Bereichen des Pyrits zeigte dabei in allen 35 Analysen messbare Ni-Werte, allerdings mit einem deutlich geringeren Durchschnitt von 34,1 ppm. Auffällig ist, dass 30 von 35 Messungen auf dem Rand der Pyrite (N1r) keine nachweisbaren Cu-Konzentrationen ergaben und auch die übrigen 5 Ergebnisse maximal 9,78 ppm Cu aufweisen, was insgesamt deutlich weniger ist als bei allen anderen gemessenen Pyrit-Typen aus der Kupferberger Lagerstätte. Die Analysen in den Kernbereichen des Pyrits (N1k) zeigen nur in 5 Fällen keine messbaren Kupferkonzentrationen und auch der Durschnitt ist mit 123 ppm deutlich höher als bei N1r. Allgemein sind die Pb-Gehalte des Pyrits aus dem „Goldenen Falken“ sehr niedrig

(N1k: 11,04 ± 41,6 ppm; N1r: 0,42 ± 1,49 ppm). Darüber hinaus besteht ein signifikanter Unterschied zwischen den As-Werten der N1-Typen (N1k: 40,0 ± 80,0 ppm; N1r: 15,6 ± 11,6 ppm) und denen der K1-Typen (K1id: 827 ± 453 ppm; K1rd: 609 ± 388 ppm; K1kl: 878 ± 452 ppm).

6.2.2 Chalkopyrit

Hinsichtlich des Chemismus verhält sich der Chalkopyrit in der Lagerstätte Kupferberg sehr einheitlich. So konnte in keiner Messung Ru und Rh über der Nachweisgrenze gemessen werden. Auch Pd wurde nur an einem Punkt nachgewiesen (1,15 ppm). Verglichen mit Pyrit und Sphalerit sind Co und Ni kaum im Chalkopyrit vertreten. So zeigen nur 13 der 26 Messungen überhaupt Co-Gehalte, die allerdings nicht über 13,4 ppm hinausgehen. Für Nickel betragen die 4 messbaren Werte maximal 25,4 ppm. Zn wurde konstant im höheren zweistelligen oder niedrigen dreistelligen Bereich gemessen. Deutlich höhere Werte, wie es bei Messpunkt #56 und #70 (vgl. Anhang 20) mit 6767 ppm und 10686 ppm der Fall ist, treten jedoch auch auf.

Die sogenannten High-Tech-Elemente Ga, Ge und In traten hier, wenn überhaupt, nur in geringen Konzentrationen auf. Gallium konnte in 18 von 26 Analysen nachgewiesen werden. Der höchste gemessene Wert beträgt hier 16,5 ppm auf Messpunkt #50. Für 4 der 5 Analysen an Material aus dem „Goldenen Falken“ ist kein Ga nachweisbar. Nur die Messung #70 ergab 0,325 ppm Ga. Die Werte an Germanium liegen allgemein nur in 12 der 26 Analysen über der Nachweisgrenze, die sich in der Regel zwischen 0,3 und 0,5 ppm befand. Für Chalkopyrit aus dem „Goldenen Falken“ konnte gar kein Ge nachgewiesen werden. Das Maximum aus dem Bereich „St. Veits“ betrug 2,31 ppm Ge. Dieser Wert wurde auch in Messung #50 erreicht, die ebenfalls das Maximum an Ga aufweist. Indium konnte in allen Proben nachgewiesen werden. Der Durchschnitt lag bei 1,59 ppm ($\sigma = 2{,}0$). Der Maximalwert von 10,4 ppm wurde in Messung #36 auf Material aus dem Goldenen Falken erreicht. Arsen ließ sich nur vereinzelt nachweisen, erreicht jedoch Werte bis 1341 ppm. Silber und Cadmium liegen meist in einer Größenordnung unter 10 ppm vor. Während Sb im „Goldenen Falken“ nicht nachgewiesen werden konnte, liegt es für Material aus dem „St. Veits“ Schacht durchschnittlich bei 6,6 ppm ($\sigma = 20{,}6$). Der Durchschnitt der überall detektierbaren Pb-Konzentrationen beläuft sich auf 16,0 ppm ($\sigma = 21{,}0$).

6.2.3 Sphalerit

Insgesamt wurden 39 Messungen an Sphalerit mit der Elektronenstrahlmikrosonde durchgeführt um den Sphaerlit-Chemismus zu bestimmen. Die Ergebnisse liegen in Anhang 21 vor. Darüber hinaus wurde von 35 Sphalerit-Körnern auch noch der Spurenelementchemismus ermittelt (Anhang 22). Von diesen wurden 34 Mes-

sungen an Sphalerit aus der „St. Veits“ Erzlinse durchgeführt. Nur in einem Fall konnte der Chemismus von Sphalerit aus dem „Goldenen Falken“ ermittelt werden. Die Mikrosondenanalysen zeigen, dass Sphalerit aus der „St. Veits“ Erzlinse im Mittel aus 57,3 Gew.-% (σ = 8,7) aus Zn, zu 7,36 Gew.-% (σ = 4,5) aus Fe und 32,6 Gew.-% (σ = 0,5) aus S besteht. Darüber hinaus führt Sphalerit hier noch ca. 2 Gew.-% Cu. Die übrigen Elemente wie Co, Ni, As, Se, Ag, Cd, Sn, und Sb liegen nur in sehr geringen Konzentrationen vor. Sphalerit aus dem „Goldenen Falken“ ist im Durchschnitt reicher an Zn und zeigt auch konstantere Konzentrationen (ø = 62,5 Gew.-%; σ = 0,9). Entsprechend sind die Fe-Werte geringer als in der „St. Veits“ Erzlinse (ø = 3,94 Gew.-%; σ = 0,53), während die S-Konzentrationen naturgemäß sehr ähnlich sind (ø = 32,0 Gew.-%; σ = 0,3). Kupfer, das im Sphalerit der „St. Veits“ Erzlinse bei 2 Gew.-% lag, ist im Sphalerit aus dem „Goldenen Falken“ nur mit 0,35 Gew.-% vertreten. Die übrigen gemessenen Elemente Co, Ni, As, Se, Ag, Cd, Sn, und Sb lagen nur in sehr geringen Konzentration vor.

Bei den 34 LA-ICP-MS-Analysen an Sphalerit aus der „St. Veits“ Erzlinse zeigte sich erneut, dass Cu neben Zn, Fe und S den größten, aber auch variabelsten Anteil ausmacht. So schwanken die Werte zwischen 8 und 11000 ppm. Auch die Cd-Werte sind mit durchschnittlich 2155 ppm (σ = 526) konstant hoch (Abb. 49a).

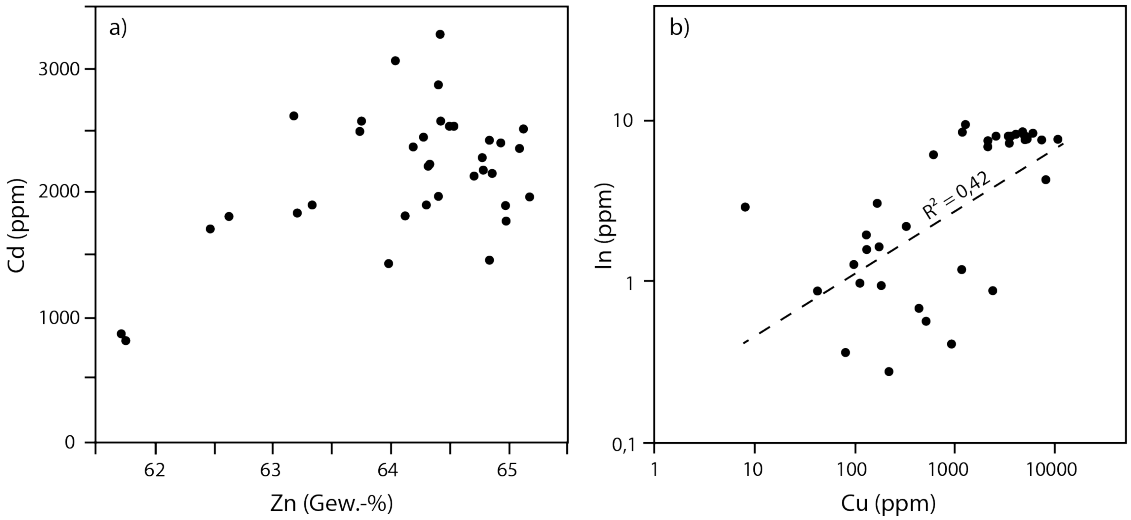

Abbildung 49: a) Zn-Cd-Diagramm des Sphalerit; **b)** Cu-In-Diagramm mit Korrelationskoeffizienten.

Die sogenannten „High tech“-Elemente Gallium, Germanium und Indium liegen nur in sehr geringen Konzentrationen vor. So beträgt der durchschnittliche Wert für Gallium 6,18 ppm (σ = 6,61), während überhaupt nur 2 Analysen messbare Ge-Konzentrationen (0,439 ppm und 1,21 ppm) erbrachten. Die In-Gehalte (ø = 5,19 ppm, σ = 5,20) befinden sich hingegen bei allen Messungen über der Nachweisgrenze. Eine starke Korrelation zwischen Cu und In, wie sie häufig als Folge der

Substitution ($Cu + In^{3+}$) $\leftrightarrow$ 2 Zn^{2+} eintritt (Cook et al. 2009), lässt sich nicht feststellen. So beträgt der entsprechende Korrelationskoeffizient nur 0,42 (vgl. Abb. 49b). Keine der hier durchgeführten Messungen wies Ru- und Pd-Konzentrationen über der Nachweisgrenze auf.

7 U-Pb Zirkondatierung

Die radiometrische Altersdatierung ist die einzige Methode, die relative Altersstellungen, wie sie von den räumlichen Beziehungen im Gelände abgeleitete werden, durch absolute Altersdaten bestätigen oder widerlegen kann (Condon & Schmitz 2013). Vor dem Hintergrund des tektonisch stark zerrütteten Untersuchungsgebiets wurde sie hier auch eingesetzt, um generell die Altersstellung ausgesuchter Vulkanite zu ermitteln. Aufgrund der weiten Verbreitung von Zirkon und seiner extrem hohen Stabilität im geologischen Umfeld war und ist die U-Pb Zirkondatierung in den Geowissenschaften ein wichtiges Instrument zur absoluten Altersbestimmung (Harley & Kelly 2007, Mattinson 2013). Alle hier präsentierten Berechnungen wurden mit der Isoplot v.3.76 Software (Ludwig 2001) mit dem Verfahren nach Wetherill (1956) erstellt. Die verwendeten Zerfallskonstanten betrugen dabei ^{235}U = 9,8485 E-10 s^{-1} und ^{238}U = 1,55125 E-10 s^{-1}. Die einzelnen Ergebnisse der hier durchgeführten Analysen befinden sich in Anhang 23.

7.1 Mafischer Vulkanit an der Basis der Randschiefer Formation

Insgesamt wurden 18 Zirkon-Körner aus einem mafischen Vulkanit, der im „Schicker"-Steinbruch westlich von Kupferberg (AG21; Abb. 17: #1) ansteht, extrahiert und analysiert. Diese mächtige Ablagerung eines mafischen Vulkanits gilt allgemein als Basis der Randschiefer Formation und grenzt diese im Westen gegen die Vogtendorfer Formation ab.

Die Größe der einzelnen Zirkon-Körner variiert zwischen 50 und 400 μm. Allgemein sind die einzelnen Körner gerundet, weisen unterschiedliche Grade an Porosität auf und zeigen auf Rückstreuelektronenbildern zumeist eine fleckige Zonierung. Zum Teil lagen auch Fragmente eben solcher Zirkon-Körner vor.

Die Th/U-Verhältnisse liegen im Durchschnitt bei 1,09 (σ = 0,29), wobei keine Messung Werte unter 0,5 zeigt. Neun der 18 Messungen erbrachten konkordante (100 ± 5 %) U-Pb-Alter, die zwischen 459 ± 8 Ma und 502 ± 9 Ma liegen. Die Analyse an einem Zirkon (Abb. 50: #18) ergab ein deutlich älteres U-Pb-Alter von 575 ± 11 Ma bei 95 % Konkordanz. Die jüngste Werteballung ist bei 480,9 ± 3,7 Ma (Abb. 51b).

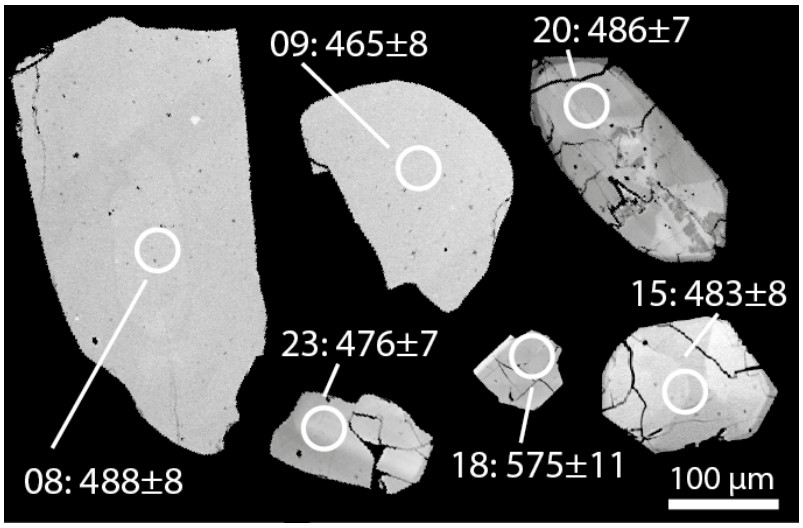

Abbildung 50: Rückstreuelektronenbild von Zirkon-Körner aus dem Kupferberger „Diabas"-Steinbruch (AG21). Die weißen Ringe zeigen die Position der Messungen an. Dargestellte Nummern entsprechen der Nummer des jeweiligen Messpunktes und dessen U-Pb-Alter in Ma.

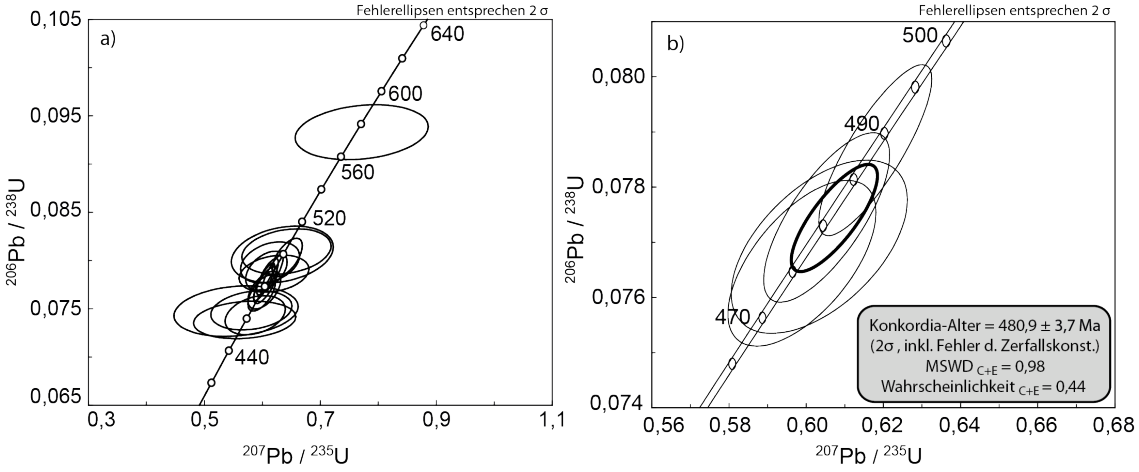

Abbildung 51: a) Konkordia-Diagramm aller U-Pb-Messungen und **b)** Detailausschnitt aus dem Konkordia-Diagramm mit Konkordia-Alter des mafischen Vulkanits an der Basis der Randschiefer Formation (AG21).

7.2 Felsische Vulkanite der Vogtland Synklinale

An 17 idiomorphen Zirkon-Körnern, die aus dem Rhyolith in der Steinachklamm (STK-1, Abb. 8: #18) gewonnen werden konnten, wurden insgesamt 23 Messungen durchgeführt. Die einzelnen Körner weisen dabei Maximallängen zwischen 100 und 500 μm und einen deutlichen Zonarbau auf (Abb. 52). Das Th/U-Verhältnis beträgt im Mittel 1,11 (σ = 0,45), wobei keine Messung einen Wert unter 0,5 zeigt. Poren erschienen hier in verschiedenen Größen und mit unterschiedlicher Häufigkeit. Insgesamt erbrachten die Messungen ein relativ enges Spektrum an konkordanten (100 ± 5 %) U-Pb-Altern, das von 503 Ma bis 477 Ma reicht (vgl. Abb. 53a). Das errechnete Konkordia-Alter beträgt 491 ± 3 Ma (Abb. 53b).

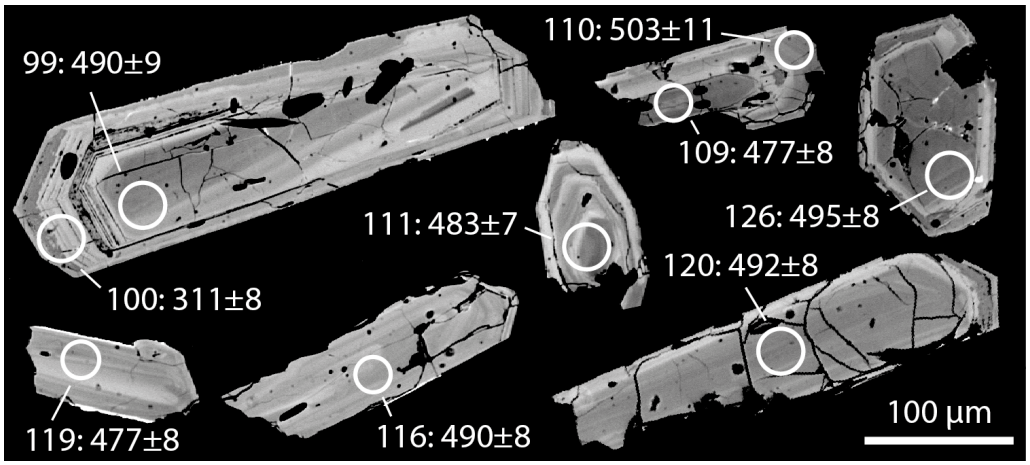

Abbildung 52: Rückstreuelektronenbild von Zirkon-Körnern aus dem Rhyolith aus der Steinachklamm (STK-1). Weiß markiert sind die Messpunkte. Die jeweilige Beschriftung besteht aus der Nummer der Messung und dem resultierenden U-Pb-Alter in Ma.

Ebenfalls 23 Messungen wurden an 18 Zirkon-Körner der Probe WU1 aus Wustuben (Abb. 8: #19) durchgeführt. Die zumeist idiomorphen Körner zeigen eine intensive Kataklase, so dass die Fragmente zwischen 120 und 400 μm lang sind. Wie auch bei STK-1 zeigen fast alle Zirkon-Körner einen deutlichen Zonarbau (Abb. 54). Die Th/U-Verhältnisse sind hier mit durchschnittlich 0,6 (σ =0,24) relativ gering. Entsprechend wurde auch bei 8 Analysen der Wert von 0,5 unterschritten. Das Spektrum an konkordanten (100 ± 5 %) U-Pb-Zirkon-Altern erstreckt sich hier von 627 bis 475 Ma (Abb. 53c). Der letzte Wert ist allerdings nur zu 96 % konkordant. Die Berechnung des Konkordia-Alters ergibt hier 537 ± 3 Ma (Abb. 53d).

Insgesamt wurden 31 U-Pb Messungen an 30 Zirkon-Körnern der rhyolitischen Brekzie aus Heinersreuth (HEI2, Abb. 8: #17) durchgeführt. Allgemein wirken die einzelnen Körner hier gerundet bis subidiomorph und Zonarbau ist nur schwach ausgeprägt. Einzelne Körner liegen auch als Fragment vor, während Poren in sehr wechselhaften Quantitäten auftreten. Die Korngrößen schwanken zwischen 100 und 300 μm (Abb. 55). Hinsichtlich der Th/U-Verhältnisse zeigen die Zirkon-Körner aus der rhyolitischen Brekzie von Heinersreuth deutlich geringere Werte als die beiden vorherigen Vulkanite. So beträgt Th/U im Mittel 0,57 (σ = 0,18). Neun Analysen erbrachten auch Werte unter 0,5. Das Spektrum der konkordanten Alter (100 ± 5 %) ist hier deutlich größer als bei den übrigen felsischen Vulkaniten. So reicht es von 967 bis 488 Ma (Abb. 56a). Hier ergibt sich eine deutliche Ballung bei den jüngsten Werten, die zu einem Konkordia-Alter von 495 ± 2 Ma führt (Abb. 56b).

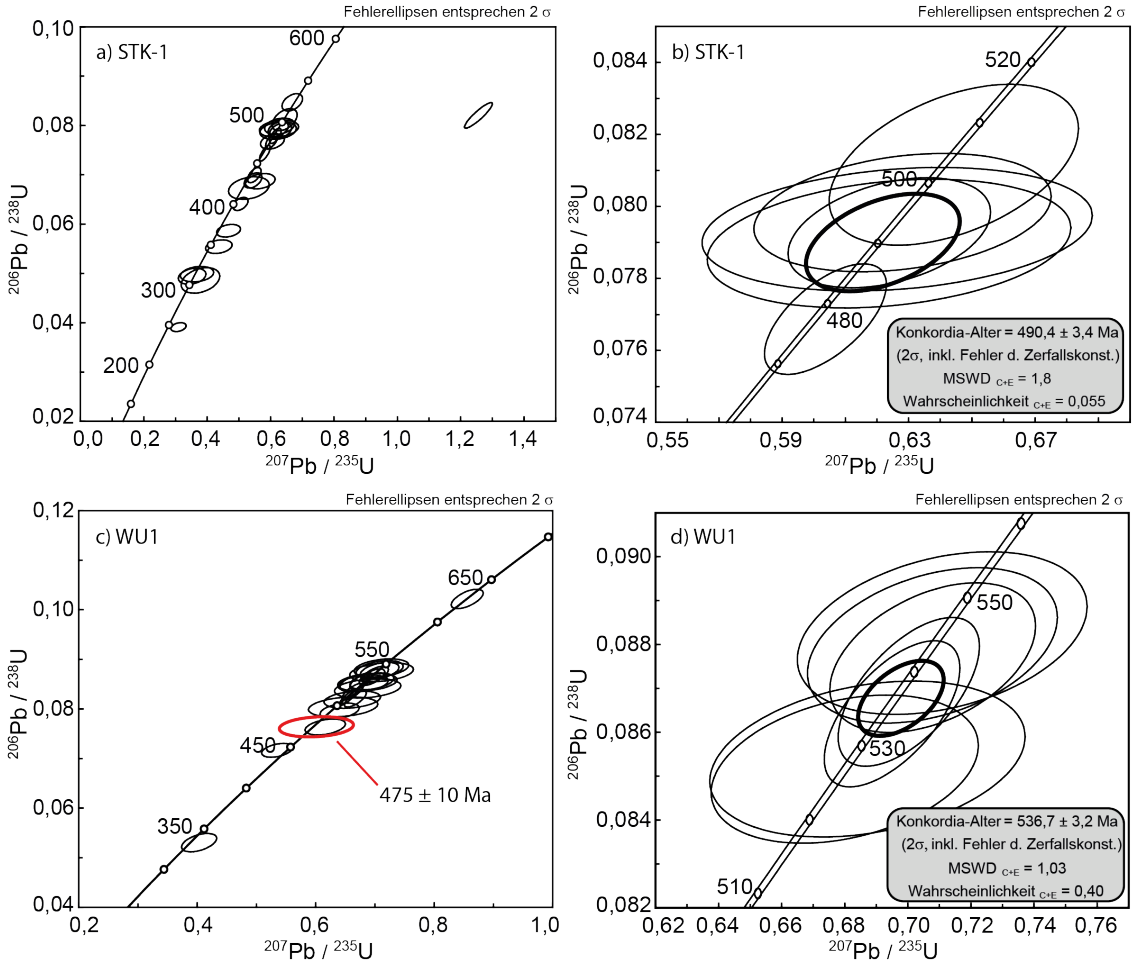

Abbildung 53: a) Konkordia-Diagramm aller U-Pb-Messungen an Zirkon aus dem Rhyolith der Steinachklamm (STK) und **b)** Detailausschnitt aus dem Konkordia-Diagramm mit Konkordia-Alter dieses Steinachklamm Rhyoliths (STK-1). **c)** Konkordia-Diagramm aller U-Pb-Messungen an Zirkon aus dem Rhyolith von Wustuben (WU1) und **d)** Detailausschnitt aus dem Konkordia-Diagramm mit Konkordia-Alter dieses Rhyoliths von Wustuben (WU).

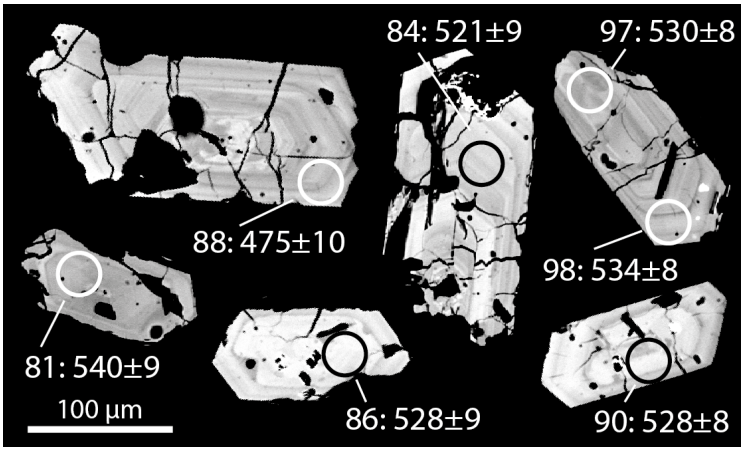

Abbildung 54: Rückstreuelektronenbild von Zirkon-Körnern aus dem Rhyolith von Wustuben (WU1). Weiß markiert sind die Messpunkte. Die jeweilige Beschriftung besteht aus der Nummer der Messung und dem resultierenden U-Pb-Alter in Ma.

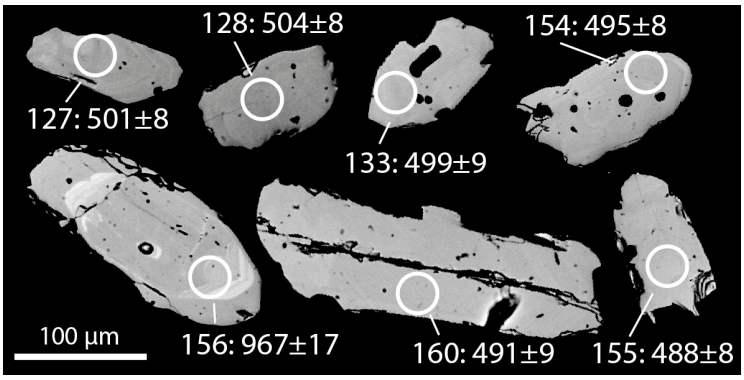

Abbildung 55: Rückstreuelektronenbild von Zirkon-Körnern aus der rhyolitischen Brekzie von Heinersreuth (HEI2). Weiß markiert sind die Messpunkte. Die jeweilige Beschriftung besteht aus der Nummer der Messung und dem resultierenden U-Pb-Alter in Ma.

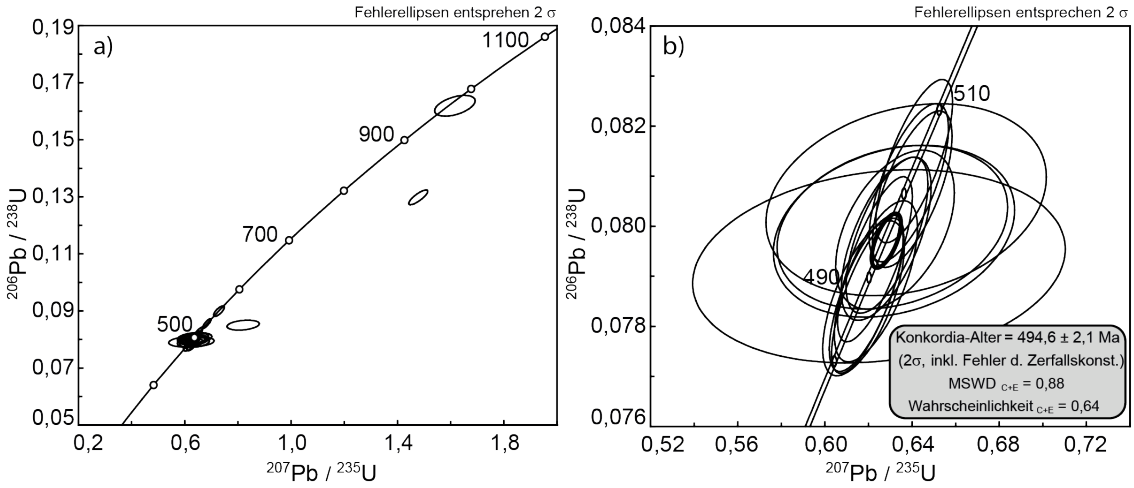

Abbildung 56: a) Konkordia-Diagramm aller U-Pb-Messungen an Zirkon aus der rhyolitischen Brekzie bei Heinersreuth (HEI2); **b)** Detailausschnitt aus dem Konkordia-Diagramm mit Konkordia-Alter der rhyolitischen Brekzie (HEI2).

7.3 Rhyolitischer Tuff der Randschiefer Formation

Insgesamt wurden 87 zumeist idiomorphe, z.T. aber auch leicht gerundete Zirkon-Körner aus dem rhyolitischen Tuff bei Neufang (TS-NF) gewonnen (Abb. 17; #23). Bei einigen Zirkon-Körnern handelt es sich um Fragmente, die z.T. reich an Poren waren. Die Korngröße liegt zwischen 30 und 90 μm, wobei die untersuchten Zirkon-Körner einen schwachen, z.T. fleckigen Zonarbau aufweisen (Abb. 57).

Im Durchschnitt liegt das Th/U-Verhältnis in den Messungen bei 1,01 (σ = 0,75). Siebenunddreißig der 87 Analysen zeigen Konkordanzen zwischen 97 und 103 % mit berechneten $^{206}Pb/^{238}U$-Altern zwischen 471 und 2703 Ma. Hier lassen sich insgesamt fünf Wertcluster unterscheiden: 477,6 ± 5,2 Ma (n = 3), 507,8 ± 3,9 Ma (n = 5), 555,0 ± 4,4 Ma (n = 4), 607,2 ± 3,3 Ma (n = 8) und 660,4 ± 4,8 Ma (n = 6) (vgl. Abb. 58). Einzelne Messungen ergaben auch konkordante Alter bei 735, 950, 1040, 1130, 1270, 2015, 2390 und 2709 Ma (vgl. Abb. 58a).

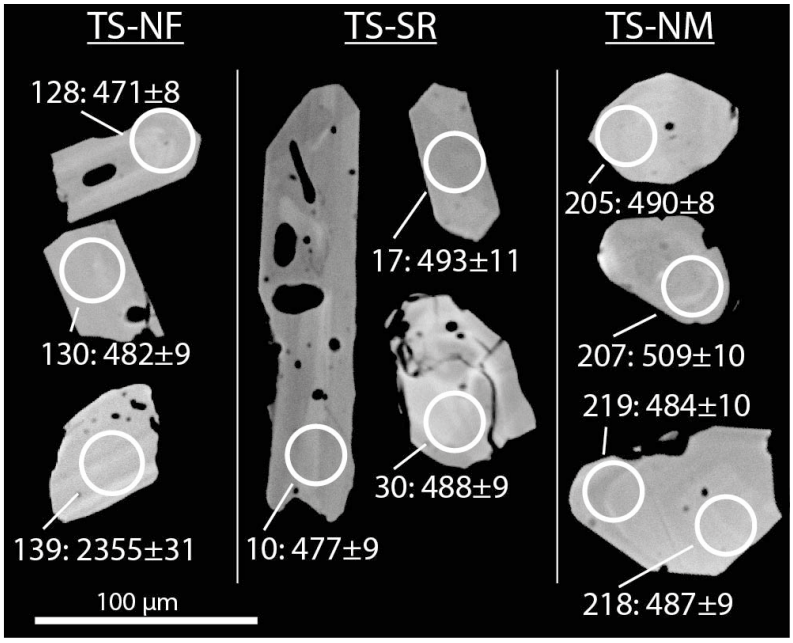

Abbildung 57: Beispielhaft ausgewählte Rückstreuelektronenbilder von Zirkon-Körnern aus den drei Untersuchungsstandorten: TS-NF = Neufang, TS-SR = Streichenreuth, TS-NM = Neuenmarkt.

An der Probe TS-SR, die westlich von Streichenreuth genommen wurde (Abb. 17: #20), wurden 95 Analysen auf 93 Zirkon-Körnern vorgenommen. Alle diese Körner sind idiomorph bis leicht gerundet, einige liegen jedoch auch als Fragmente vor. Die Korngröße variiert zwischen 30 und 250 μm, wobei zumeist eine schwache Zonierung und z.T. auch eine fleckenhafte Erscheinung beobachtet werden kann. Mit Ausnahme einer Analyse weisen alle ein Th/U-Verhältnis von >0,1 auf. Der Durchschnitt liegt

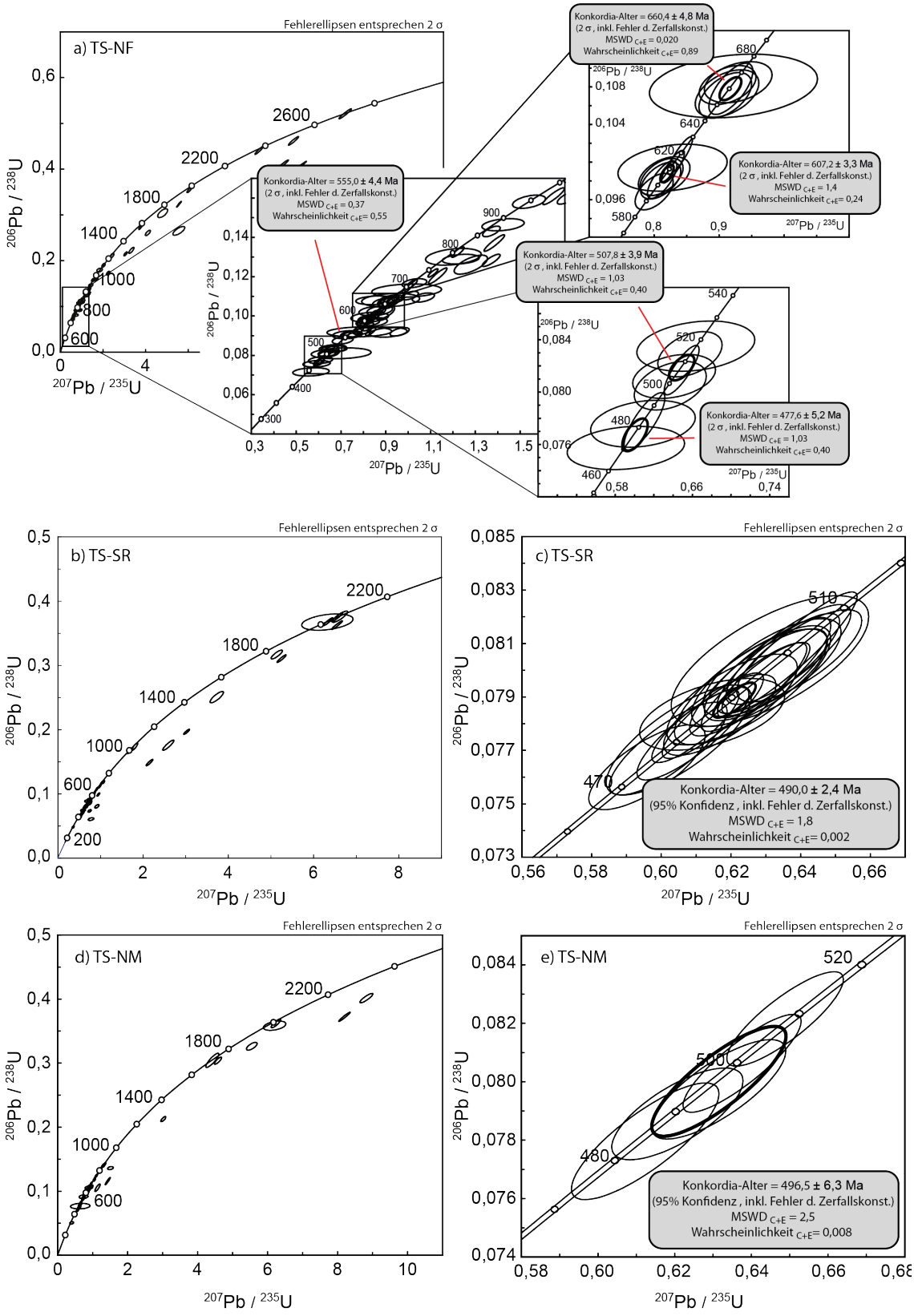

Abbildung 58: a) Konkordia-Diagramm und die verschiedenen Konkordia-Alter der Zirkon-Körner aus dem rhyolitischen Tuff bei Neufang (TS-NF); **b)** Konkordia-Diagramm des rhyolitischen Tuffs von Streichenreuth (TS-SR); **c)** Detailausschnitt aus dem Konkordia Diagramm (TS-SR) mit Konkordia Alter; **d)** Konkordia-Diagramm des rhyolitischen Tuffs aus Neuenmarkt (TS-NM); **e)** Detailausschnitt aus dem Konkordia-Diagramm (TS-NM) mit Konkordia-Alter.

mit 0,59 ($\sigma = 0{,}51$) hier deutlich niedriger als bei TS-NF. Dreiundvierzig Messungen erbrachten konkordante $^{206}Pb/^{238}U$-Alter (100 ± 3 %). Diese liegen zwischen 465 Ma und 2057 Ma. Die überwiegende Anzahl dieser ist Teil einer Werteballung um das Konkordia-Alter von 490,9 ± 2,4 Ma (Abb. 58b + c). Zirkon-Körner mit älteren Konkordia-Altern zeigen entsprechende Ballungen bei 561 ± 10 Ma, 710 ± 10 Ma (n = 8), 989 ± 13 Ma und zwischen 2017 ± 49 Ma und 2057 ± 34 Ma (n = 4).

An den 69 Zirkon-Körnern der Probe aus dem Bereich Neuenmarkt (TS-NM, Abb. 17: #21) wurden 69 Analysen durchgeführt. Bei diesen Zirkon-Körnern handelt es sich im Wesentlichen um subidiomorphe, leicht gerundete Körner zwischen 30 und 150 μm Länge. Zum Teil befinden sich auch Fragmente unter den gemessenen Zirkon-Körnern. Eine schwach ausgeprägte Oszillation ist fast überall zu beobachten. Die Th/U-Verhältnisse in TS-NM liegen im Durchschnitt bei 0,88 ($\sigma = 0{,}61$). Dreiundvierzig Analysen ergaben konkordante U-Pb-Alter (100 ± 3 %), deren Spektrum sich zwischen 484 und 1992 Ma erstreckt. Die 4 jüngsten Ergebnisse führen zu einem Konkordia-Alter von 496,5 ± 6,3 Ma (Abb. 58d + e), wobei sich quantitativ deutlich ausgeprägtere Wertballungen bei 554 ± 8 Ma und 682 ± 12 Ma (n = 20) befinden. Weitere Werte liegen zwischen 727 ± 13 Ma und 756 ± 11 Ma (n = 3), sowie zwischen 837 ± 17 Ma (n = 2), bei 1713 ± 45 Ma, 1975 ± 28 Ma und 1992 ± 26 (n = 2).

8 Isotopengeochemie

Während die Ermittlung der Isotopenverhältnisse von Kohlenstoff, Sauerstoff und Schwefel seit vielen Jahren wertvolle Informationen zu verschiedensten Prozessen in den Geowissenschaften liefert, wurden andere Isotopensysteme, wie Kupfer, erst durch jüngste Fortschritte in der Messgenauigkeit nutzbar (Bullen & Eisenhauer 2009). Gerade die Messung der Kupferisotopenverhältnisse versprach in diesem Projekt eine klare Unterscheidung zwischen supergener und hypogener Erzgenese. Darüber hinaus steht die Methode im Verdacht, auch metamorphe Überprägung in ihrer Isotopenverteilung zu konservieren (vgl. Ikehata et al. 2011), was zusätzlich die Möglichkeit eröffnet eventuell den zeitlichen Rahmen der Erzgenese einzugrenzen.

8.1 Kupferisotopenverhältnisse in verschiedenen Cu-Mineralen

Insgesamt wurden 18 Messungen der Cu-Isotopenverhältnisse an 12 Proben aus der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte durchgeführt. Der wesentliche Anteil der Analysen entfiel dabei auf Chalkopyrit. Jeweils zwei Messungen wurden auch an gediegen Kupfer und Malachit durchgeführt.

Chalkopyrit
Die δ^{65}Cu-Werte der Chalkopyrit-reichen Proben aus der „St. Veits“-Erzlinse liegen zwischen -0,22 und 0,36 ‰. Das Cu-Isotopenverhältnis der Chalkopyrit-armen Proben aus dem gleichen Vorkommen beträgt -0,26 bis 0,06 ‰ und ist somit im Vergleich etwas geringer. Die δ^{65}Cu-Werte der Chalkopyrit-armen Proben aus dem „Goldenen Falken“ liegen bei -0,12 und 0,11 ‰ (Abb. 59).

Alle Chalkopyrit-reichen Proben aus der „St. Veits“ Erzlinse, die im Rahmen der Cu-Isotopenanalyse untersucht wurden, weisen auch erhöhte Gehalte an Co (137-356 ppm) und Pb (84-304 ppm) auf (vgl. Tab. 4). Verglichen mit den Zn-Gehalten aus den umgebenden Metasedimenten der Randschiefer Formation (60 bis 90 ppm) sind sie ebenfalls angereichert an Zink. Die Chalkopyrit-armen Proben aus dem gleichen Abbau, zeigen geringere Gehalte an Co (68-77 ppm) und Pb (18-52 ppm), jedoch sind Zn-Werte mit 317 bis 637 ppm deutlich erhöht. Die beiden Chalkopyrit-armen Proben aus dem „Goldenen Falken“ sind, hinsichtlich ihrer Co-Gehalte, den Chalkopyrit-armen Proben aus der „St. Veits“ Erzlinse ähnlich.

Gediegen Kupfer und Malachit
Die Kluftfüllungen aus gediegen Kupfer und Malachit, die sich nur in Proben aus der „St. Veits“ Erzlinse in ausreichender Menge gewinnen ließen, weisen ein deutlich

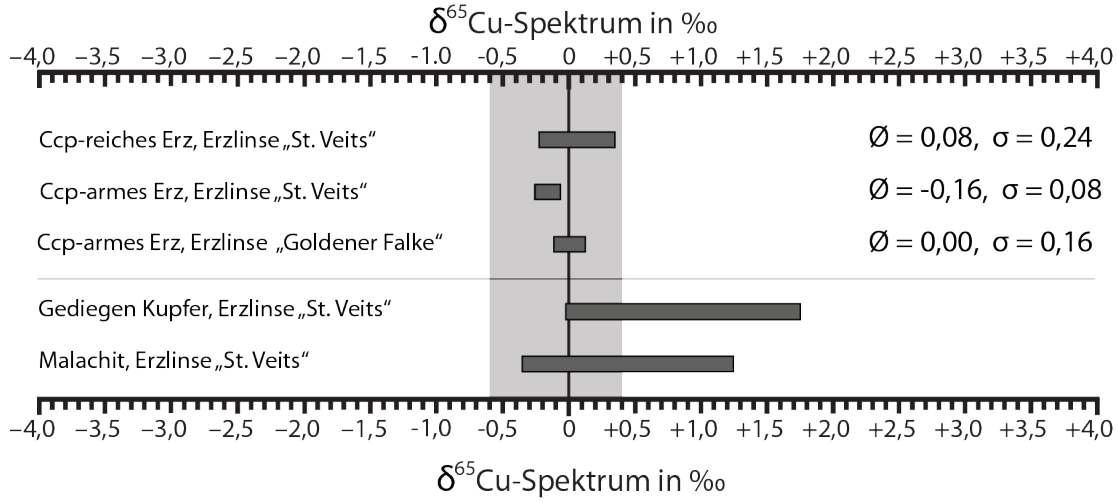

Abbildung 59: Variationsspektrum der δ^{65}Cu-Werte für die verschiedenen Erztypen und ausgewählte kupferreiche Minerale aus der Kupferberger Lagerstätte. Ccp = Chalkopyrit.

Tabelle 4: Das δ^{65}Cu-Verhältnis, sowie die Gehalte an ausgewählten Elementen in den Proben der Erzlinsen „St. Veits“ (SV) und „Goldenen Falken“ (GF).

Probe	Herkunft	Erztyp	Mineral	δ^{65}Cu (‰)	± 2σ (‰)	Cr (ppm)	Co (ppm)	Ni (ppm)	Cu (ppm)	Zn (ppm)	Pb (ppm)
9981A2	SV	Ccp-reich	Ccp	-0,22	0,02	<nwg	228	4,04	107.000	321	185
9981A2*	SV	Ccp-reich	Ccp	-0,05	0,04	<nwg	231	3,91	105.000	323	189
9981B1	SV	Ccp-reich	Ccp	0,29	0,04	<nwg	137	<nwg	44.200	113	84,4
9981B1*	SV	Ccp-reich	Ccp	0,36	0,01	<nwg	147	<nwg	45.100	119	102
9981C2	SV	Ccp-reich	Ccp	0,02	0,06	<nwg	356	9,08	102.000	400	304
Ku-7a	SV	Ccp-arm	Ccp	-0,06	0,01	0,85	69,2	<nwg	10.500	321	18,3
Ku-7a*	SV	Ccp-arm	Ccp	-0,13	0,05	1,03	68,1	<nwg	10.350	317	18,7
Ku-9c	SV	Ccp-arm	Ccp	-0,26	0,04	<nwg	77,3	4,06	25.200	637	33,1
Ku-10b	SV	Ccp-arm	Ccp	-0,18	0,00	<nwg	75,6	<nwg	20.800	383	52,4
Ku-GF07	GF	Ccp-arm	Ccp	-0,12	0,05	21,9	69,1	25,7	3.060	500	74,3
Ku-GF08	GF	Ccp-arm	Ccp	0,11	0,02	<nwg	52,8	<nwg	<nwg	34,3	15,6
Ba8216	SV	Kluftfüllung	GK	1,75	0,01	26,7	1,93	10,5	660.000	937	41,8
Ba2745	SV	Kluftfüllung	GK	-0,01	0,02	<nwg	<nwg	<nwg	960.000	9,94	<nwg
Ku-01	SV	Kluftfüllung	Mal	1,26	0,02	200	78,3	48,2	219.000	10.200	13.350
Ba6575	SV	Kluftfüllung	Mal	-0,35	0,03	<nwg	39,5	5,70	490.000	5,45	36,2

* = Duplikat einer Probe, Ccp = Chalkopyrit, GK = Gediegen Kupfer, Mal = Malachit.

größeres Spektrum an δ^{65}Cu-Werten auf. Diese liegen für gediegen Kupfer bei -0,01 bzw. 1,75 ‰und für Malachit bei -0,35 bzw. 1,26 ‰. Der Malachit von Ku-01 zeigt mit 10200 ppm Zn und 13350 ppm Pb die beiden höchsten Werte für diese Minerale. Auch das gediegen Kupfer führt mit ca. 940 ppm relativ hohe Konzentrationen an Zn.

8.2 Schwefelisotopenverhältnisse der verschiedenen Sulfidparagenesen

Insgesamt wurden 15 Schwefelisotopenverhältnisse an 15 Proben mit unterschiedlichen Chalkopyrit-Anteilen ermittelt. Alle Proben aus dem Bereich der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte weisen positive δ^{34}S-Werte zwischen 0,7 und 4,2 ‰ auf (vgl. Tab. 5). Das δ^{34}S-Verhältnis der Proben aus der „St. Veits“ Erzlinse liegt zwischen 2,0 und 4,2 ‰. Als δ^{34}S-Mittelwert ergibt sich 3,1 ‰, bei $\sigma = 0{,}7$. Innerhalb der Proben aus der „St. Veits“ Erzlinse zeigen sich keine signifikanten Unterschiede zwischen Chalkopyrit-reichen Proben ($\varnothing = 3{,}2$ ‰, $\sigma = 0{,}6$) und Chalkopyrit-armen Proben ($\varnothing = 3{,}1$ ‰, $\sigma = 0{,}8$) (vgl. Abb. 60).

Die Messung der Schwefelisotopenverhältnisse an den Proben des „Goldenen Falken“ ergab δ^{34}S-Werte zwischen 0,7 und 2,6 ‰($\varnothing = 1{,}4$ ‰, bei $\sigma = 0{,}8$), was sich sowohl von den Chalkopyrit-reichen als auch von den Chalkopyrit-armen Proben der „St- Veits“ Erzlinse signifikant unterscheidet.

Tabelle 5: Schwefelisotopenverhältnisse der verschiedenen Erztypen aus der Kupferberger Lagerstätte.

Probe	Lokalität	Erztyp	δ^{34}S
Ku1	St. Veits	Chalkopyrit-reich	3,3
Ku3	St. Veits	Chalkopyrit-reich	2,5
Ku4	St. Veits	Chalkopyrit-arm	2,4
Ku5-1	St. Veits	Chalkopyrit-arm	4,0
Ku5-2	St. Veits	Chalkopyrit-arm	3,9
Ku9	St. Veits	Chalkopyrit-arm	3,1
Ku8	St. Veits	Chalkopyrit-reich	3,2
9981A	St. Veits	Chalkopyrit-reich	2,5
9981B	St. Veits	Chalkopyrit-reich	3,1
9981C	St. Veits	Chalkopyrit-reich	4,2
Ku-BM33	St. Veits	Chalkopyrit-arm	2,0
GF07	Goldener Falke	Chalkopyrit-arm	1,2
GF08-1	Goldener Falke	Chalkopyrit-arm	0,7
GF08-2	Goldener Falke	Chalkopyrit-arm	2,6
GF11	Goldener Falke	Chalkopyrit-arm	1,1

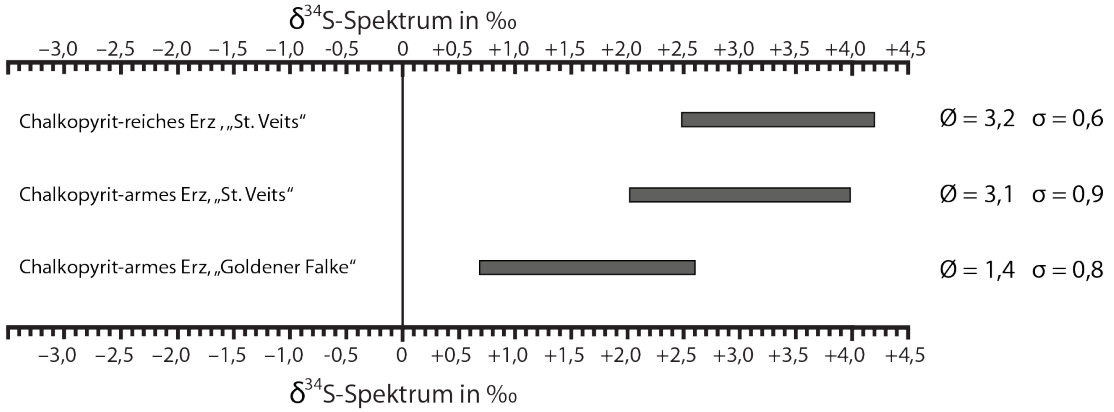

Abbildung 60: Das Spektrum der δ^{34}S-Werte aus den Sulfiden der Erzlinsen „St. Veits“ und „Goldener Falke“.

Die Anwendung des t-Test auf die beiden Chalkopyrit-armen Probengruppen aus der „St. Veits“ und der „Goldenen Falken“ Erzlinse erbrachte eine Wahrscheinlichkeit von 2 %, dass es sich hierbei um Stichproben aus der gleichen Grundgesamtheit handelt.

9 Interpretation und Diskussion

Im Nachfolgenden sollen die bereits vorgestellten Ergebnisse der Untersuchungen interpretiert und vor dem Hintergrund des aktuellen Forschungsstandes diskutiert werden.

9.1 Prävariszischer Vulkanismus zwischen Gondwana und Laurussia

Im Folgenden werden die Ergebnisse der Untersuchungen an den verschiedenen Vulkaniten der saxothuringischen Vogtland Synklinale interpretiert und diskutiert. Dabei sollen die Ergebnisse aus Geochemie und U-Pb Zirkon-Datierung zusammengeführt werden.

9.1.1 Ausmaß der Alterationserscheinungen im Untersuchungsgebiet

Aufgrund der Tatsache, dass viele der gängigen Diskriminationsdiagramme, die z.T. auch hier Verwendung finden, Gebrauch von Elementen machen, die unter dem Einfluss von Alteration, Metamorphose und Verwitterung mobil sind (z.B. Na_2O und K_2O im Diskriminationsdiagramm nach Le Bas et al. 1986), muss der Einfluss dieser Prozesse auf die verschiedenen Gesteine des Untersuchungsgebiets bestimmt werden, bevor die geochemischen Daten zur Charakterisierung der jeweiligen Protolithe herangezogen werden können. Neben der rezenten Verwitterung, welche die oberflächennahen Gesteine des Untersuchungsgebiets größtenteils deutlich prägt, ist auch Ozeanbodenmetasomatose zu erwarten. Als Indizien hierfür gelten die sog. Kissenlaven, die häufig in den mächtigeren mafischen Vulkaniten beobachtet werden können. Weiterhin kann an einigen Aufschlüssen eine feine Wechsellagerung von Vulkaniten mit marinen Sedimentgesteinen beobachtet werden. Im Steinbruch Kupferberg wurden darüber hinaus submarine pyroklastische Ströme nachgewiesen (Schätz et al. 2002). Auch der reliktisch dort vorhandene Pumpellyit spricht dafür, dass es zu einer Ozeanbodenalteration gekommen ist (Mevel 1981, Honnorez 2003).

Der oberste Bereich einer Ophiolithabfolge, der durch die Präsenz von Kissenlaven geprägt ist, wird im Zuge der Ozeanbodenmetasomatose großflächig stark an CO_2, sowie mäßig an Mg und SO_4 angereichert. Durch die zirkulierenden Fluide kommt es weiterhin zum Verlust von Ca und SiO_2. In vereinzelten Krustenbereichen, mit stark kanalisiertem Rückfluss der Fluide, kommt es hingegen zur Silizifizierung, Serizitisierung und Chloritisierung (Bach et al. 2012).

Bei der Verwitterung von Basalt kommt es bereits früh zu starken Verlusten an Ca, Mg, Na, K. Die Elemente P, Si und Mn werden dabei nur bedingt verringert. Ele-

mente wie Al und Fe erfahren keine Abreicherung (Eggleton et al. 1987). Ähnlich verhält es sich bei der Verwitterung von felsischen Magmatiten. Unter gemäßigten Klimabedingungen tritt bereits zu Beginn der Verwitterung ein Verlust von Na und Ca auf, was auf den einsetzenden Zerfall von Feldspat zurückzuführen ist. Kalium ist unter initialen Verwitterungsbedingungen deutlich träger. Erst im fortgeschrittenem Stadium der Verwitterung kommt es zur Lösung von Si und geringen Mengen von Al (Sequeira Braga et al. 2002).

Anders als bei den beiden bereits vorgestellten Überprägungsprozessen sollte bei der anchimetamorphen bzw. Grünschiefer-faziellen Überprägung, welche die Gesteine im Untersuchungsgebiet im Zuge der variszischen Gebirgsbildung erfahren haben, kein nennenswerter Stoffaustausch erfolgt sein. Stattdessen fand wahrscheinlich ein Einbau der mobilisieren Elemente in neugebildete Minerale statt (Hammerli et al. 2016).

Eine Übertragung der theoretischen Auswirkungen der hier aufgeführten Überprägungsprozesse auf die Gesteine des Untersuchungsgebiets ist jedoch problematisch. So ist der Grad der Überprägung abhängig von einer Vielzahl an Faktoren, wie die vorherrschende Mineralchemie des betreffenden Magmatits (z.B. welche Feldspäte liegen vor), Korngrößen und Klüftung bzw. tektonische Beanspruchung. Eine allgemein anerkannte Möglichkeit, die Mobilität einzelner Elemente speziell für das Untersuchungsgebiet zu bestimmen, ist die Isocon-Methode von Grant (1986) und Gresens (1967). Hier wird die chemische Zusammensetzung der am stärksten alterierten Probe eines Vorkommens mit der am wenigsten alterierten Probe verglichen und das Ergebnis grafisch dargestellt.

Allgemein zeichnet sich für die mafischen Vulkanite ab, dass Cr, Mn, As und Ba in den verglichenen Proben fast immer in deutlich unterschiedlicher Quantität vorliegen, während die übrigen Elemente größtenteils gut vergleichbar sind. K, Ca, Sc und Rb zeigen nur vereinzelt Anzeichen für Mobilität, während die übrigen Elemente als immobil angesehen werden können. Exemplarisch wurde der Aufschluss in Bad Berneck (BB) als Beispiel für einen mafischen Vulkanit gewählt (Abb. 61a). Eine klassische Anreicherung an K und Mg ist hier nicht festzustellen, obwohl gerade im Raum Bad Berneck häufig Kissenlaven beobachtet werden können. Der Einfluss von Ozeanbodenmetasomatose kann folglich im Untersuchungsgebiet als eher gering eingeschätzt werden. Eine eventuelle ausgleichende Überlagerung der Effekte von Metasomatose mit oberflächennaher Verwitterung, wie sie für K der Fall sein kann, lässt sich anhand der Ca-Verhältnisse ausschließen. So haben theoretisch beide Überprägungsprozesse eine Verringerung der Ca-Konzentration zur Folge. Stattdessen ist Ca in der alterierten Bad Bernecker Probe deutlich angereichert.

Die Untersuchung der felsischen Vulkanite mittels der Isocon-Methode zeigt in fast allen Fällen Indizien für eine Mobilität von Mn und As, während Fe, Mg, Ca, Cr,

Sr und Ba in einigen Fällen deutlich an- bzw. abgereichert sind. Exemplarisch ist hier das Isocon-Diagramm des Rhyoliths aus der Umgebung von Hof (HO) dargestellt (Abb. 61b). Ca und Na, die als Indikator für initiale Verwitterung angesehen werden (vgl. Sequeira Braga et al. 2002) sollten in ihrer Quantität stark korrelieren. Im Fall der Proben aus Hof (HO) ist Na abgereichert, während Ca leicht angereichert ist, was nahelegt, dass Verwitterung in diesem Fall, wenn überhaupt, einen sehr geringen Einfluss hat.

Für die weitere Bearbeitung der geochemischen Daten wird nur auf Diskriminationsdiagramme zurückgegriffen, deren verwendete Elemente sowohl theoretisch immobil, wie auch im Isocon-Diagramm unauffällig sind. Obwohl Na und K hier größtenteils unbedenklich erscheinen, ist im Folgenden die Klassifikation nach Winchester & Floyd (1977) dennoch gegenüber der von Le Bas et al. (1986) zu bevorzugen. Erstere greift auf Elemente zurück, die sich nur unter Bedingungen mobilisieren lassen, wie sie sich aufgrund der tektonostratigraphischen Situation für die untersuchten Gesteine ausschließen lassen.

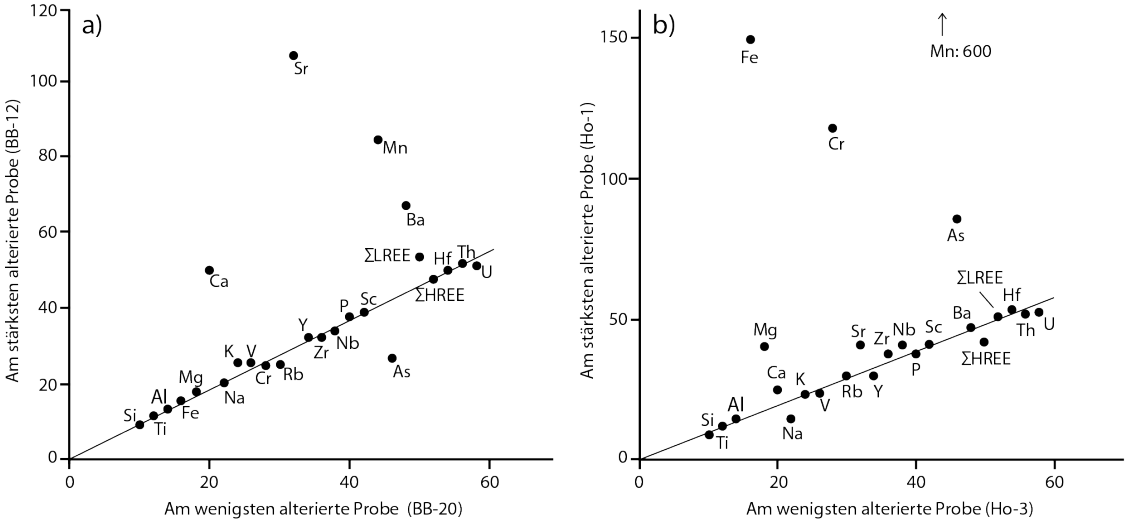

Abbildung 61: Isocon-Diagramm nach Gresens (1967) und Grant (1986) des **a)** mafischen Vulkanits aus Bad Berneck und **b)** des felsischen Vulkanits bei Hof.

9.1.2 Mafische Vulkanite der Vogtland Synklinale

Geochemie

Die Methode, Magmatite und vor allem Vulkanite lithologisch über deren chemische Zusammensetzung zu klassifizieren, ist relativ alt und war die logische Folge der vorherigen mineralogischen Einteilung. Dagegen ist die Idee, über die chemische Zusammensetzung die tektonische Umgebung eines Magmatits herzuleiten relativ jung und wurde erst durch die Arbeiten von Pearce & Cann (1971, 1973) vorbereitet. Seither hat sich ein breites Spektrum an Diagrammen zur geotektonischen

Klassifikation entwickelt. Die Kompatibilität der verwendeten Elemente ermöglicht dabei ein breites Spektrum an Möglichkeiten, auf verschiedene magmatische Prozesse rückzuschließen. Entscheidend bei der Auswahl der Elemente ist jedoch deren Immobilität hinsichtlich der in Frage kommenden überprägenden Prozesse. Dazu zählen hydrothermale und metamorphe Überprägung (abhängig von Intensität) und andere Alterationsprozesse. So ist beispielsweise gerade bei mafischen Vulkaniten wichtig, dass die entsprechenden Elemente nicht im Zuge von Ozeanbodenalteration mobilisiert werden können. (Rollinson 1993). Obwohl geotektonische Diskriminationsdiagramme zunehmen kritisch gesehen werden (vgl. Vermeesch 2006) handelt es sich bei diesen dennoch um eine weit verbreitete, kostengünstige Methode, um Aussagen über tektonische Umgebungen zu treffen.

Zwischen dem TAS-Diagramm nach Le Bas et al. (1986) und dem Nb/Y vs. Zr/TiO_2-Diagramm nach Winchester & Floyd (1977) ergeben sich geringfügige Unterschiede. Da die Klassifikation nach Le Bas et al. (1986) gegen niedrig-gradige metamorphe Überprägung relativ robust ist (Sabine et al. 1985, Le Maitre 2002) handelt es sich bei diesem Versatz wahrscheinlich um einen Ausdruck einer lokal etwas stärkeren Alteration. Das SiO_2-gegen-Zr/TiO_2-Diagramm, das die beiden Indikatoren für magmatische Differentiation von Le Bas et al. (1986) und Winchester & Floyd (1977) vergleicht, zeigt für die ordovizischen und silurischen Proben eine ausgeprägte positive Korrelation, während sich bei den devonischen Proben ein anderer Differentiationstrend mit flacherem Verlauf in Abb. 10a abzeichnet. Auffällig ist weiterhin, dass sich die beiden untersuchten Lokalitäten der silurischen Proben (LK11 und LK12) in zwei Gruppen aufteilen, die gerade hinsichtlich ihrer (SiO_2/Cr+Ni)- und Nb/U-Verhältnisse sehr diskret auftreten. Da beide Vorkommen (Abb. 8: #3 + #4) in einem gut gesicherten stratigraphischen Rahmen auftreten ist ein silurisches Alter dennoch für beide Vorkommen wahrscheinlich. Die unterschiedlichen Cr- und Ni-Konzentrationen sind hier sehr wahrscheinlich auf ein unterschiedliches Maß an magmatischer Differentiation zurückzuführen. Da das Nb/U-Verhältnis auch als Indikator für eine krustale Kontamination von Mantelmagmen herangezogen wird (Rehkämper & Hofmann 1997), zeigt sich, dass LK12 mit höherer Kontamination auch weniger Cr und Ni aufweist. Entsprechend wäre eine magmatische Entwicklung ähnlich dem tertiären Rhön Vulkanismus denkbar. So zeigen die älteren, höher kontaminierten Vulkanite geringere Cr- und Ni-Konzentrationen, während die jüngeren Magmen durch gegebene Wegsamkeiten weniger kontaminiert wurden und entsprechend primitivere Zusammensetzungen mit höheren Cr- und Ni-Gehalten aufweisen (Jung & Hoernes 2000). Dieser Logik folgend wäre LK12 hier etwas jünger als LK11. Ähnlich könnte es sich auch bei den ordovizischen Proben verhalten, die in den verschiedenen Diagrammen jedoch keineswegs so diskret auftreten wie die silurischen.

Sowohl im N-MORB-normalisierten Spurenelementdiagramm nach (Sun & McDonough 1989), als auch im REE-Diagramm nach McDonough & Sun (1995), zeigen alle mafischen Vulkanite eine deutliche Ähnlichkeit mit den Vergleichsproben aus dem Bereich Ozeanischer Inselbogen und Kontinentaler Riftgraben. Dagegen heben sich alle Probengruppen deutlich vom normalen mittelozeanischen Rückenbasalt (N-MORB) und vom angereicherten mittelozeanischen Rückenbasalt (E-MORB) ab.

Im geotektonischen Th-Hf-Ta-Diagramm nach Wood (1980) zeigen die mafischen Vulkanite einen deutlichen Intraplatten-Charakter (Abb. 62). Es bilden sich hier zwei Gruppen aus: Die silurischen und ordovizischen Proben ballen sich zentral im Feld für Intra-Platten Alkalibasalt, während die devonischen Proben eher diffus an der Grenze zwischen Intra-Platten-Alkalibasalt (WPA) und angereichertem mittelozeanischem Rückenbasalt (E-MORB) bzw. Intra-Platten Tholeiit (WPT) streuen. Der Grund für diese Ausbildung der beiden Gruppen liegt im Wesentlichen in den unterschiedlichen Hf-Gehalten begründet. So sind diese für die devonischen Proben etwa auf Niveau eines ozeanischen Inselbogenbasalts (vgl. Abb. 60), während die geringen Hf-Gehalte der ordovizischen und silurischen Basalte gut zu den Vergleichsproben aus dem Bereich des Kontinentalen Rifts passen.

Die geotektonischen Klassifikationsdiagramme nach Agrawal et al. (2008), bei denen generell durch die exklusive Nutzung von Elementen mit hohen Feldstärken der Einfluss von Alteration und Metamorphose minimiert werden soll, zeigen, dass die mafischen Vulkanite hinsichtlich ihrer chemischen Zusammensetzung entweder einem kontinentalen Riftgraben oder einem ozeanischen Hotspot nahestehen (Abb. 63a). Eine weitere Unterteilung durch die Diskriminationsfaktoren DF3 und DF4 (Abb. 63b) deutete hier, wie schon im Diagramm nach Wood et al (1980), auf eine ausgeprägte Affinität der ordovizischen und silurischen Proben zur plattentektonischen Position eines kontinentalen Riftgrabens hin. Trotz einiger Überschneidungen wird auch die chemische Ähnlichkeit der mafischen Vulkanite aus dem Devon mit den Basalten aus dem Bereich ozeanischer Inselbogen hier erneut bestätigt. Die Stärke der Diagramme nach Agrawal et al. (2008) ist die lineare Abbildung von Übergangstrends zwischen den einzelnen Klassifikationsfeldern. Die Gruppe der ordovizischen Proben, die in Abbildung 63b im Feld für „ozeanischer Hotspot“ liegt, verhält sich bei Wood et al. (1980) unauffällig, so dass hier die Abbildung eines tatsächlichen Trends unwahrscheinlich erscheint. Ein Teil der devonischen Proben zeigt jedoch hier, ebenso wie im Diagramm nach Wood et al. (1980), eine deutliche Affinität zur Klassifikation „kontinentaler Riftgraben“ bzw. Intra-Platten Alkalibasalt. Entsprechend summieren sich Hinweise darauf, dass hier durch die Chemie der devonischen Proben tatsächlich ein geotektonischer Übergang von kontinentalem Riftgraben zu ozeanischem Hotspot abgebildet wird.

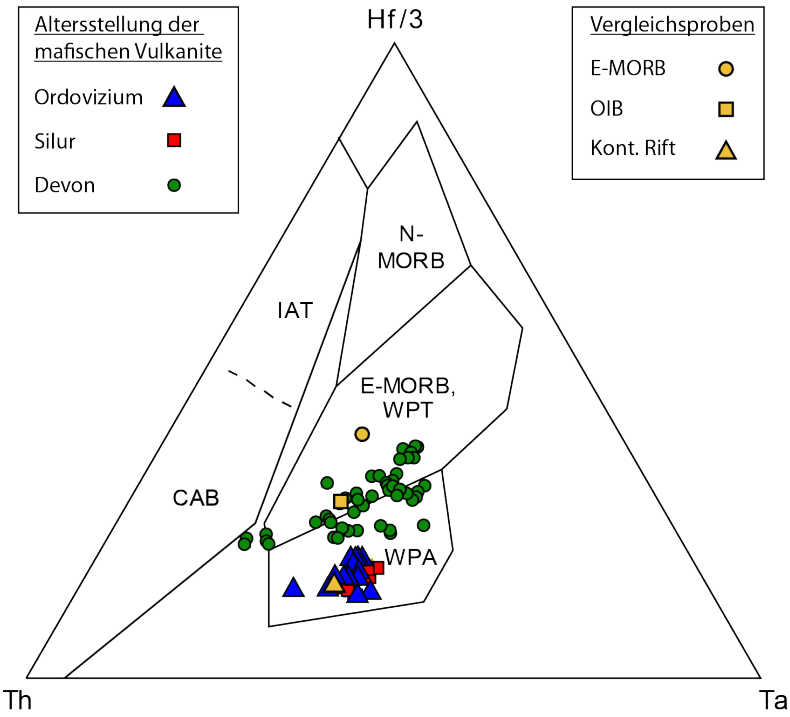

Abbildung 62: Hf-Ta-Th-Diagramm nach Wood (1980) mit den chronologisch gut einzuordnenden mafischen Vulkaniten der saxothuringischen Vogtland Synklinale. Ebenfalls dargestellt sind Vergleichsproben für E-MORB und OIB (Sun & McDonough 1989), sowie ein Mittelwert aus 47 kontinentalen Riftbasalten aus dem Kenia Riftgraben (MacDonald et al. 2001). OIB = Inselbogenbasalt; N-MORB = Normaler mittelozeanischer Rückenbasalt; E-MORB = Angereicherter mittelozeanischer Rückenbasalt; WPT = Intraplatten Tholeiit; WPA = Intraplatten Alkalibasalt; IAT = Inselbogen Theoleiit, CAB = Kalkalkaliner Basalt.

Die Affinität der ordovizischen und silurischen Proben zur geotektonischen Position des kontinentaler Riftgrabenbasalt, muss nicht zwangsläufig auf die Existenz eines voll entwickelten kontinentalen Riftgrabens hinweisen. Stattdessen ist es hier eher ein Indiz für krustale Ausdünnung und den damit verbundenen Magmenbildungen am Nordrand Gondwana. Dass zu Zeiten des Ordoviziums und des Silurs auf diesem ausgedünnten Schelf marine Bedingungen herrschten, wird durch Pillow-Laven und die umgebende sedimentäre Abfolge dokumentiert. Vor diesem Hintergrund ist die Beobachtung von Pumpellyit in den mafischen Vulkaniten an der Basis der Randschiefer Formation (Abb. 8: #1) hier nicht dem klassischen Bildungsmilieu des mittelozeanischen Rückens zuzuordnen. Diese Alteration muss unter ähnlichen Bedingungen bei erhöhtem geothermischem Gradienten abgelaufen sein. Ein Zusammenhang der Pumpellyit-Bildung mit Sulfiden, die im „Schicker"-Steinbruch bei Kupferberg v.a. als Kluftbeläge beobachtet werden können, wäre denkbar.

Eine gewisse Bedeutung für die Rekonstruktion der plattentektonischen Vorgänge kommt hier der Tatsache zu, dass sich bei keiner Probe eine Affinität zum normalen Mitteozeanischen Rückenbasalt (N-MORB) zeigt. So lässt sich dessen charakteristi-

sche Verarmung an inkompatiblen Elementen (Sun et al. 1979, Hémond et al. 2006) in keinem mafischen Vulkanit beobachten. Zwar fällt im Diagramm nach Wood (1980) ein Teil der devonischen Proben in das „E-MORB/WPT“-Feld, jedoch zeigen sowohl die inkompatiblen Elemente aus Abbildung 12a, als auch die Seltenen Erdelemente (Abb. 12b), wie deutlich die Unterschiede zu E-MORB hier ausgeprägt sind. Auch die Klassifikation nach Agrawal et al. (2008) lässt in dieser Hinsicht keinerlei Ähnlichkeit erkennen. Dies erscheint insofern bedeutsam, als in vielen anderen variszischen Aufschlüssen mit frühpaläozoischen, vulkanosedimentären Abfolgen, vulkanischen Gesteine mit N-MORB-Signatur dokumentiert werden konnten. So wurden basische Gesteine mit N-MORB-Chemismus vom Nordwesten der Iberischen Masse, über das Zentralmassif in Frankreich bis hin zum Nordrand der Böhmischen Masse nachgewiesen (Crowley et al. 2000, Floyd et al. 2000). Aufgrund der hohen Beprobungsdichte ist es unwahrscheinlich, dass eventuell in der Vogtland Synklinale aufgeschlossene, größere Mengen an N-MORB nicht untersucht wurden. Da sich die geochemische Auswertung im Wesentlichen auf immobile Elemente stützt, ist eine epigenetische Alteration von früherem N-MORB in einer Größenordnung, die geotektonische Klassifikationen beeinflusst, auszuschließen. Das häufige Vorkommen von Basalt innerhalb der südlichen Vogtland Synklinale reduzierte die Wahrscheinlichkeit, dass gerade N-MORB nicht konserviert worden sein sollte. Somit liegen im Untersuchungsgebiet vor dem Devon keine Anzeichen für die Präsenz von ozeanischer Kruste vor.

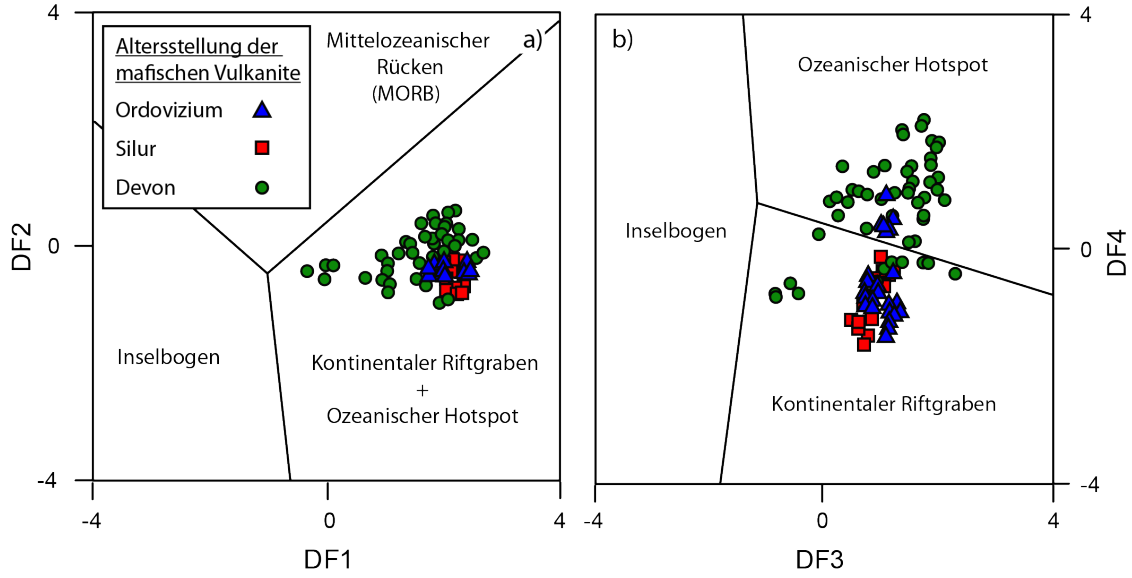

Abbildung 63: Klassifikation der mafischen Vulkanite nach Agrawal et al. (2008). DF1 = 0.3518 $\log_e$(La/Th) + 0.6013 $\log_e$(Sm/Th) – 1.3450 $\log_e$(Yb/Th) + 2.1056 $\log_e$(Nb/Th) – 5.4763; DF2 = -0.3050 $\log_e$(La/Th) - 1.1801 $\log_e$(Sm/Th) + 1.6189 $\log_e$(Yb/Th) + 1.2260 $\log_e$(Nb/Th) – 0.9944; DF3 = 0.5533 $\log_e$(La/Th) + 0.2173 $\log_e$(Sm/Th) – 0.0969 $\log_e$(Yb/Th) + 2.0454 $\log_e$(Nb/Th) – 5.6305; DF4 = -2.4498 $\log_e$(La/Th) + 4.8562 $\log_e$(Sm/Th) – 2.1240 $\log_e$(Yb/Th) – 0.1567 $\log_e$(Nb/Th) + 0.94.

U-Pb Zirkon-Alter

Der mafische Vulkanit an der Basis der ordovizischen Randschiefer Formation zeigt zunächst eine jüngste Werteballung (n = 4) bei ca. 460 Ma, die als Extrusionsalter in Frage kommt. Bei genauerer Betrachtung weisen allerdings nur zwei der vier Messungen die nötige Konkordanz (100 ± 3 %) auf um in die weitere Auswertung einzugehen. Darüber hinaus zeigen alle diese Analysen hohe 2 σ-Werte, gerade auf der $^{207}Pb/^{235}U$-Skala auf, was ein Anzeichen für problematische Analysen sein kann. Die älteste Konzentration zuverlässiger U-Pb Alter, und damit das Extrusionsalter des vulkanischen Gesteins liegt bei 481 ± 4 Ma (vgl. Abb. 51). Somit bestätigt das U-Pb Ergebnis das ermittelte Pb-Pb Alter von Schätz et al. (2002). Hier erbrachte ein pyroklastischer Strom aus demselben „Schicker"-Steinbruch ein insignifikant jüngeres Alter von 478 ± 1 Ma. Da nach der Kober-Methode ermittelte Pb-Pb Alter jedoch ohnehin als Minimalalter zu verstehen sind, liegt das geringfügig jüngere Alter in der Natur der beiden Verfahren (vgl. Dickin 2005). Das U-Pb Ergebnis bestätigt zwar die stratigraphische Zugehörigkeit des mafischen Vulkanits zum Ordovizium, offenbart jedoch auch, dass dieser nach DSK (2016) nicht die Basis der Randschiefer Formation darstellt, sondern der Vogtendorf Formation zuzurechnen ist.

Das Vorkommen eines deutlich älteren Zirkons mit einem U-Pb Alter von 575 ± 11 Ma ist ein weiterer Indikator für die krustale Ausdünnung am Nordrand Gondwanas. So liegt dieses U-Pb-Alter mindestens 73 My über dem Alter aller übrigen konkordanten Zirkon-Körner. Obwohl ein ozeanisches/vollmarines Milieu als Ort der Extrusion für den Kupferberger Diabas angenommen wird (z.B. Schätz et al. 2002, Bahlburg et al. 2009), spricht der neoproterozoische Zirkon gegen ozeanische Kruste im Untergrund. Zwar erreichen ozeanische Krusten auch aktuell Alter von bis zu 340 Ma (Granot 2016), allerdings wäre ein Alter von 575 ± 11 Ma hier an den Beginn der kadomischen Orogenese zu stellen (vgl. Linnemann 2003) und die Präsenz von 75 My alter ozeanischer Kruste in einer Riftumgebung untypisch. Bei nur einem Zirkon besteht stets die Möglichkeit einer rezenten Verunreinigung. Da das Material allerdings mit großer Sorgfalt aufbereitet wurde (siehe Abschnitt 4) wird diese Option hier als unwahrscheinlich eingestuft. Stattdessen wurde der Zirkon, wahrscheinlich während des Magmenaufstiegs als Xenokrist aus unterlagernder, kontinentaler Kruste ererbt. Aufgrund der fragmentarischen Erhaltung des Korns (vgl. Abb. 50) kann keine Aussage über die ursprüngliche Morphologie getroffen werden. Das Rückstreuelektronenbild lässt allerdings auch die Präsenz einer Mikrofraktur innerhalb der vom Laser getroffenen Fläche vermuten, welche die Analyse beeinflusst haben könnte.

Schlussfolgerungen

Der hier erzeugte Datensatz ist in der Lage, zum Verständnis der plattentektonischen Vorgänge, die zur Bildung der mitteleuropäischen Varisziden führten, beizutragen. Während sich Kontinentalplatten, wie Avalonia, in diesem Rahmen relativ gut rekonstruieren lassen, sind tektonischen Elementen wie Armorika und ihre Rolle im Vorfeld der variszischen Gebirgsbildung im höchsten Maße strittig (Tait et al. 1997, Matte 2001, Robardet 2003, Linnemann et al. 2004, Kroner & Romer 2013, Franke et al. 2017). Dabei setzt sich die von Tait et al. (1997) formulierte Idee eines armorikanischen Terrain-Ensembles, mit semi-unabhängigen Blöcken, zunehmend gegenüber der ursprünglichen Auffassung eines einzigen Mikrokontinents (Van der Voo 1979) durch. Vor diesem Hintergrund erscheint eine partielle Bildung von N-MORB sowohl westlich im französischen Zentralmassif als auch östlich am Nordrand der Böhmischen Masse denkbar, ohne dass es im Bereich der Vogtland Synklinale zur Ausbildung eines mittelozeanischen Rückens kam. Zwar belegt der kambro-ordovizische Riftvulkanismus, dass es hier wie im übrigen Nordrand Gondwanas zu krustaler Ausdünnung kam, allerdings endete dieser Prozess anscheinend, bevor es zur vollständigen Abtrennung von Gondwana kam. Franke et al. (2017) wiesen bereits im Falle des Vesser Rifts, nördlich des Untersuchungsgebiets, darauf hin, dass dieses als gescheitert anzusehen ist. Der Verweis auf die südlich befindliche Bayerische Fazies, als Beweis für die Existenz eines vollmarinen, saxothuringischen Ozeans, muss anhand der hier erbrachten Daten jedoch, zumindest bis in das späte Silur, abgelehnt werden. So dass es im frühen Paläozoikum weder im Vesser Komplex, noch in der Vogtland Synklinale zu einem vollendeten Riftprozess kam. Dies ist mit dem Modell von Kroner & Romer (2013) kompatibel, in dem es in einem Bereich des Nordrands von Gondwana zu krustalen Dehnungserscheinungen ohne vollständige Abtrennung kam.

9.1.3 Felsische Vulkanite und Tuffe der Vogtland Synklinale

Die felsischen Vulkanite der Vogtland Synklinale und die felsischen Tuffe aus der Randschiefer Formation weisen zum Teil sehr ähnliche Ergebnisse auf und sollen hier gemeinsam behandelt werden.

Geochemie

Für die geotektonischen Klassifikationsdiagramme der felsischen Vulkanite gelten im Wesentlichen die gleichen Kriterien bei der Auswahl der zu vergleichenden Elemente. Die z.T. beträchtlichen chemischen Unterschiede führen in vielen Fällen doch zu anderen Gewichtungen. So wurden z.B. von Pearce et al. (1984) die Elemente Y, Yb, Rb, Ba, K, Nb, Ta, Ce, Sm, Zr und Hf als besonders effektiv bei der Unterscheidung granitoider Gesteine hinsichtlich derer geotektonischer Positi-

on ausgewiesen (Rollinson 1993). Da die meisten der verwendeten Diagramme ein sehr großes chemisches Spektrum berücksichtigen und einen Indikator für das Maß der magmatischen Differentiation aufweisen, finden sie für mafische, wie felsische Gesteine Anwendung. Abhängig von den Proben, die von den jeweiligen Autoren zur Erstellung des Diagramms herangezogen wurden, ergaben sich vielfach Stärken und Schwächen im Hinblick auf die Klassifikation. So wird beispielweisen dem Nb/Y-Zr/Ti-Diagramm von Floyd & Winchester (1975) häufig vorgeworfen, keine Gesteine aus konvergenten Plattengrenzen berücksichtigt zu haben (Pearce 2014). Ähnlich verhält es sich mit dem geotektonischen Klassifikationsdiagramm nach Schandl & Gorton (2002), das zwar auch mafische Gesteine klassifiziert, aber für felsische Proben erstellt wurde und somit in diesem Kapitel Anwendung findet.

Beim Vergleich der Klassifikationsdiagramme nach Le Bas et al. (1986) und Winchester & Floyd (1977) fällt auf, dass die „Keratophyre“ und die „Quarzkeratophyre“ sowie die „Keratophyrbrekzie“ in beiden Diagrammen sehr homogene, bzw. diskrete Gruppen bilden. Nur die Rhyolithe und die rhyolitischen Tuffe zeigen Ähnlichkeiten bzw. Überschneidungen. Die Tatsache, dass sich die Proben aus der Nähe von Hof (HO) so deutlich von den weiteren Trachyten abheben, könnte auf die isolierte Lage des Aufschlusses am Nordostrand der Münchberger Gneismasse zurückzuführen sein. Da der Unterschied in dem Diagramm am deutlichsten auftritt, das auf immobile Elemente zurückgreift, handelt es sich hier sehr wahrscheinlich um eine primär, magmatische Eigenschaft. Die heterogene Erscheinung der Rhyolithe bei Winchester & Floyd (1977) lässt sich jedoch nicht auf verschiedene Aufschlusslokalitäten zurückführen, vielmehr repräsentieren die einzelnen Werteballungen Einzelproben verschiedener Probengruppen. Beim Vergleich der beiden Indikatoren für magmatische Differentiation, SiO_2 nach Le Bas et al. (1986) und Zr/TiO_2 nach Winchester & Floyd (1977), zeigen die Trachyte, Rhyolithe und die rhyolitische Brekzie unterschiedliche Differentiationstrends, während sich der rhyolitische Tuff sehr ähnlich wie der Rhyolith verhält.

Die deutlich ausgeprägte, negative Nb-Ta-Anomalie, die den Rhyolithen, den rhyolitischen Tuffen und der rhyolitischen Brekzie eigen ist, stellt einen weit verbreiteten Indikator für eine plattentektonische Position an einer Subduktionszone dar (z.B. Pearce 1982, Briqueu et al. 1984) und grenzt diese drei Gruppen von den Keratophyren ab, die keine derartige Anomalie aufweisen. Als Gründe für eine ausgeprägte Nb-Ta-Anomalie kommt die hohe Affinität von residualem Rutil für diese Elemente (Klemme et al. 2005 und darin erwähnte Quellen) oder die relative Unlöslichkeit von Niob und Tantal in den wässrigen, lösungsarmen Fluiden der seichten Subduktionszonenbereiche in Frage (Baier et al. 2008). Die niedrigen Zr- und Hf-Werte der rhyolitischen Gruppe (Rhyolith, rhyolitische Tuffe und rhyolitische

Brekzie) könnten auf die teilweise Subduktion von kontinentaler Kruste hinweisen (Holm et al. 2016) und sind ein gemeinsames aber generell nicht besonders häufig vorkommendes Merkmal, das für eine gemeinsame Genese sprechen kann. Die Tatsache, dass der Trachyt diese markanten Charakteristika nicht aufweist, deutet auf eine unterschiedliche geotektonische Position hin.

Das Diskriminationsdiagramm nach Schandl & Gorton (2002) deutet für die Rhyolithe, rhyolitische Tuffe und die rhyolitische Brekzie, wie schon deren Nb-Ta-Trog nahelegt, auf einen „aktiven Kontinentalrand“ als geotektonische Umgebung hin (Abb. 64). Bei den Trachyten handelt es sich laut diesem Diagramm um das Produkt eines Intraplattenvulkanismus. In beiden Teildiagrammen setzten sich die Hofer Proben deutlich von den übrigen Trachyten ab.

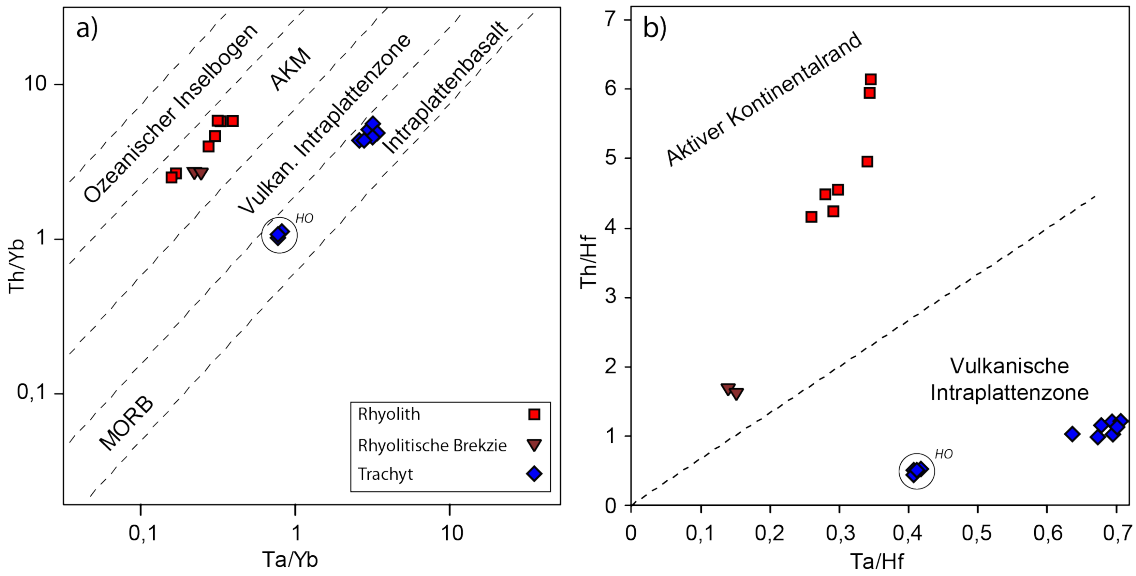

Abbildung 64: a) Ta/Yb vs. Th/Yb und **b)** Ta/Hf vs. Th/Hf Diagramm nach Schandl & Gorton (2002) der felsischen Vulkanite und Tuffe des Frankenwaldes. AKR = Aktiver Kontinentalrand, MORB = Mittelozeanischer Rückenbasalt.

Ein ähnliches Ergebnis zeigt das geotektonische Klassifikationsdiagramm nach Harris et al. (1986). Hier werden die Trachyte als Produkt eines Intraplattenmagmatismus dargestellt (Abb. 65). Die Proben der rhyolitischen Brekzie, für welche das Diagramm nach Schandl & Gorton (2002) einen aktiven Kontinentalrand als geotektonische Position nahelegt, befinden sich hier ebenfalls im Feld für Intraplattenvulkanismus. Bis auf eine Probe, die randlich ins Feld von „Inselbogen“ fällt, werden die Rhyolithe als postorogen/kalkalkalin klassifiziert. Die rhyoltischen Tuffe streuen über etwa die gleiche Fläche wie die Rhyolithe, nur dass einige von diesen noch randlich im Feld für „synorogen/peraluminös“ liegen.

Die hier untersuchten felsischen Vulkanite können geochemisch in zwei Gruppen unterteilt werden. Zum einen, die rhyolitische Gruppe aus den Rhyolithen, den rhyo-

litischen Tuffen und der rhyolitischen Brekzie, deren chemische Zusammensetzung das Produkt magmatischer Prozesse an einem aktiven Kontinentalrand, bzw. oberhalb einer Subduktionszone ist. Zum anderen gehen die Trachyte sehr wahrscheinlich auf Intra-Plattenvulkanismus zurück. Die Ergebnisse legen weiterhin nahe, dass es sich bei den Trachyten von der Westseite der Münchberger Gneismasse und denen von der Ostseite nicht um Produkte desselben Vulkanismus handelt.

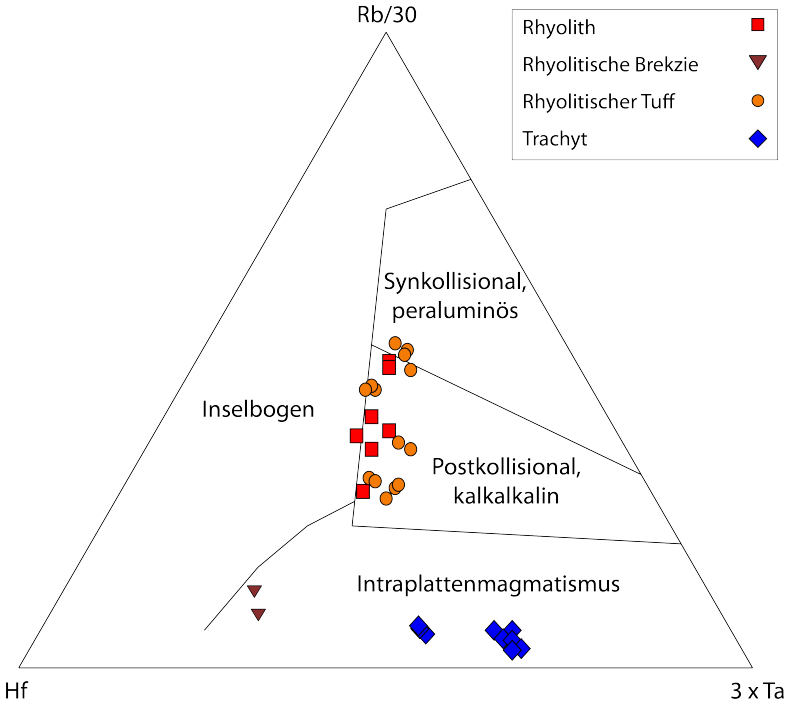

Abbildung 65: Die felsischen Vulkanite und Tuffe der saxothuringischen Vogtland Synklinale im geotektonischen Klassifikationsdiagramm nach Harris et al. (1986).

U-Pb Zirkon-Alter

Die Rhyolithe, die vormals in ihrer Altersstellung unklar waren und sowohl dem Ordovizium als auch dem Devon schon zugeordnet wurden (vgl. Sdzuy 1971, Geyer & Wiefel 1997, Gandl 1998), können durch die ermittelten Alter von 490 ± 3 Ma (STK) und 537 ± 3 Ma (WU) klar in das Oberkambrium eingeordnet werden. Ebenso verhält es sich für die rhyolitische Brekzie von Heinersreuth (HEI) mit ihrem Alter von 495 ± 2 Ma.

Die Kombination aus den kambrischen Altern und der Klassifikation als Produkt eines aktiven Kontinentalrandes ist vor dem Hintergrund der plattentektonischen Entwicklung der Region problematisch. So wurde der kambrisch-ordovizische bimodale Vulkanismus des Saxothuringikums generell einer kontinentalen Riftumgebung zugeordnet (z.B. Crowley et al. 2000). Ein aktiver Kontinentalrand scheint hier zu dieser Zeit undenkbar. Die einzige Möglichkeit, die ermittelten Altersda-

ten mit der Geochemie der rhyolitischen Proben zu harmonisieren, ist die Annahme, dass es am Nordrand Gondwanas zu Anatexis der unteren Kruste kam. Da dieser Krustenbereich stark durch magmatische Prozesse über einer subduzierenden Platte beeinflusst worden war, entstanden bei der Wiederaufschmelzung auch Magmen mit sehr ähnlicher geochemischer Signatur. Generell ist diese Form der ererbten geochemischen Charakteristika bereits von Twist & Harmer (1987) am Bushveld Komplex demonstriert worden. Auch innerhalb der Saxothuringischen Zone finden sich Parallelen. So liegen ähnliche Verhältnisse hinsichtlich der felsischen Magmatite am nördlichen Rand der Böhmischen vor (Floyd et al. 2000). Crowley et al. (2000) beschreiben auch für den Nordwesten des Iberischen Massif einen deutlich verspäteten (ca. 480 Ma) Übergang von kalkalkalinen Graniten zu alkalinem/peralkalinem Magmatismus mit Intraplattensignatur. Auch dies ließe sich durch die gleiche Argumentation erklären. Insofern stellt die scheinbar unstimmige Situation zwischen U-Pb Zirkonalter der felsischen Vulkanite und der plattentektonischen Interpretation keinen Einzelfall dar.

Die Zirkon-Altersspektren der rhyolitischen Tuffe sind dagegen deutlich komplexer. So reichen diese zum Teil vom Paläozoikum bis in das Archaikum. Es ist somit von einer größtenteils ererbten Zirkon-Population auszugehen. Nur etwa 45 % der datierten Zirkon-Körner aus den drei Tuffvorkommen weisen kambrisch-ordovizische Alter auf, aus denen die Extrusionsalter von 478 ± 5 Ma (TS-NF), 490 ± 2 Ma (TS-SR) und 497 ± 6 Ma (TS-NM) nach Ludwig (2000) errechnet wurden. Da der rhyolitische Tuff von Neufang signifikant jünger ist als die übrigen beiden, handelt es sich bei dem von Emmert et al. (1960a) als Leithorizont der Randschiefer Formation bezeichneten Tuff um mindestens zwei separate Tuffschichten. Die Alter der älteren Tuffe von Streichenreuth (TS-SR) und Neuenmarkt (TS-NM) befinden sich dabei im 2σ-Fehler des Alters des Rhyoliths aus der Steinachklamm (STK).

Aufgrund der Tatsache, dass sich diese beiden Gruppen der felsischen Vulkanite und des Tuffs räumlich (vgl. Abb. 8 + 17), zeitlich (siehe oben) und geochemisch sehr nahestehen, kann eine genetische Beziehung als gut möglich, wenn nicht sogar wahrscheinlich erachtet werden. Betrachtet man das Spektrum der Zirkonalter der rhyolitischen Tuffe unter diesem Aspekt, so fällt auf, dass diese deutlich ältere, vermutlich ererbte Zirkon-Körner aufweisen, während die rhyolitischen Vulkanite diese, wenn überhaupt, nur in sehr geringem Umfang haben. Folglich kann es sich bei den ererbten Zirkon-Körnern der rhyolitischen Tuffe nicht um eine krustale Kontamination im Rahmen des Magmenaufstiegs, sondern um einen Eintrag durch sedimentäre Komponenten handeln.

Durch die sehr ähnliche Geochemie und die z.T. fast identischen Zirkon-Alter ergibt sich eine ähnliche geotektonische Problematik wie sie bereits bei den Rhyolithen diskutiert wurde. Analog dazu wird hier auch die geochemische Signatur der

rhyolitischen Tuffe als ererbt angesehen. Betrachtet man nur das scheinbar durch (sedimentäre) Kontamination hinzugefügte Zirkon-Altersspektrum, so ähnelt dieses der Verteilung innerhalb von saxothuringischen Sedimentgesteinen, wie sie z.B. von Zeh et al. (2001), Gerdes & Zeh (2006), Bahlburg et al. (2010) und Drost et al. (2011) festgestellt wurde.

Etwa 40 % der gemessenen konkordanten Zirkon-Körner stammen aus dem Neoproterozoikum. Ihre Entstehung ist allerdings nur zum Teil mit der kadomischen Orogenese 570 bis 540 Ma (Linnemann et al. 2008) verbunden (Abb. 66). Weitere Werte-Ballungen liegen bei 610, 650 und 710 Ma. Deutlich (n = 7) vertreten ist auch eine sog. Grenville-Population (vgl. Zeh et al. 2001) mit Altern zwischen 900 bis 1100 Ma. Für diese Population wäre ein fluviatiler Transport über lange Strecken, bereits im Vorfeld der kadomischen Orogenese denkbar. Da es sich allerdings jeweils nur um einzelne Zirkon-Körner handelt, ist auch eine anorogene Herkunft nicht auszuschließen. Bei den paläoproterozoischen bis archaischen Zirkon-Körnern handelt es sich wohl um Abtragungsmaterial alter Kratone, die im Großkontinent Gondwana zusammengeschlossen waren. Da dieses Alters-Spektrum durch Anatexis von kadomischer Unterkruste nicht zu erklären ist, stellt es einen weiteren Beweis für sedimentäre Kontamination der rhyolitischen Tuffe dar.

Da aus keinem der Trachytvorkommen Zirkon gewonnen werden konnte, bleibt nur eine Annäherung an die Altersstellung über deren Geochemie. So kann aus der Entwicklung der geotektonischen Position der untersuchten mafischen Vulkanite abgeleitete werden, dass es erstmals im Devon zur Ausbildung von Intraplattenvulkanismus kam, wie er auch dem Trachyt zu Grunde liegt. Zumindest bis in das Silur scheint der Magmatismus geochemisch von kontinentaler Extension geprägt worden zu sein. Somit liegt insgesamt die Vermutung nahe, dass die hier beprobten Trachyten den „Keratophyren“ entsprechen, die Gandl (1998) in der Thüringischen Fazies, im Hangenden der devonischen Schwärzschiefer Formation, dokumentierte. Bereits Wurm (1961) hatte über einige Trachytvorkommen des Frankenwaldes ähnliche Vermutungen geäußert.

Schlussfolgerungen

Da sich die ins Kambrium datierten rhyolitischen Tuffe der Randschiefer Formation umgeben von ordovizischen Vulkaniten (siehe Abschnitt 7.1; Schätz et al. 2002) und Sedimentgesteinen (Sannemann 1955) befinden, muss es sich zwangsläufig um tektonische Schuppen handeln. Der Verlauf dieser Vorkommen folgt in etwa der Umrandung der Münchberger Gneismasse und ist wahrscheinlich an deren Aufschiebung gebunden. Für die Frage der Erzgenese ist dieser Befund folgenreich. Die Konstruktion der verschiedenen Störungen hat zur Folge, dass sich nun ein Großteil der Kupferberger Erzlinsen in unmittelbarer Umgebung von Überschiebungsbahnen befindet.

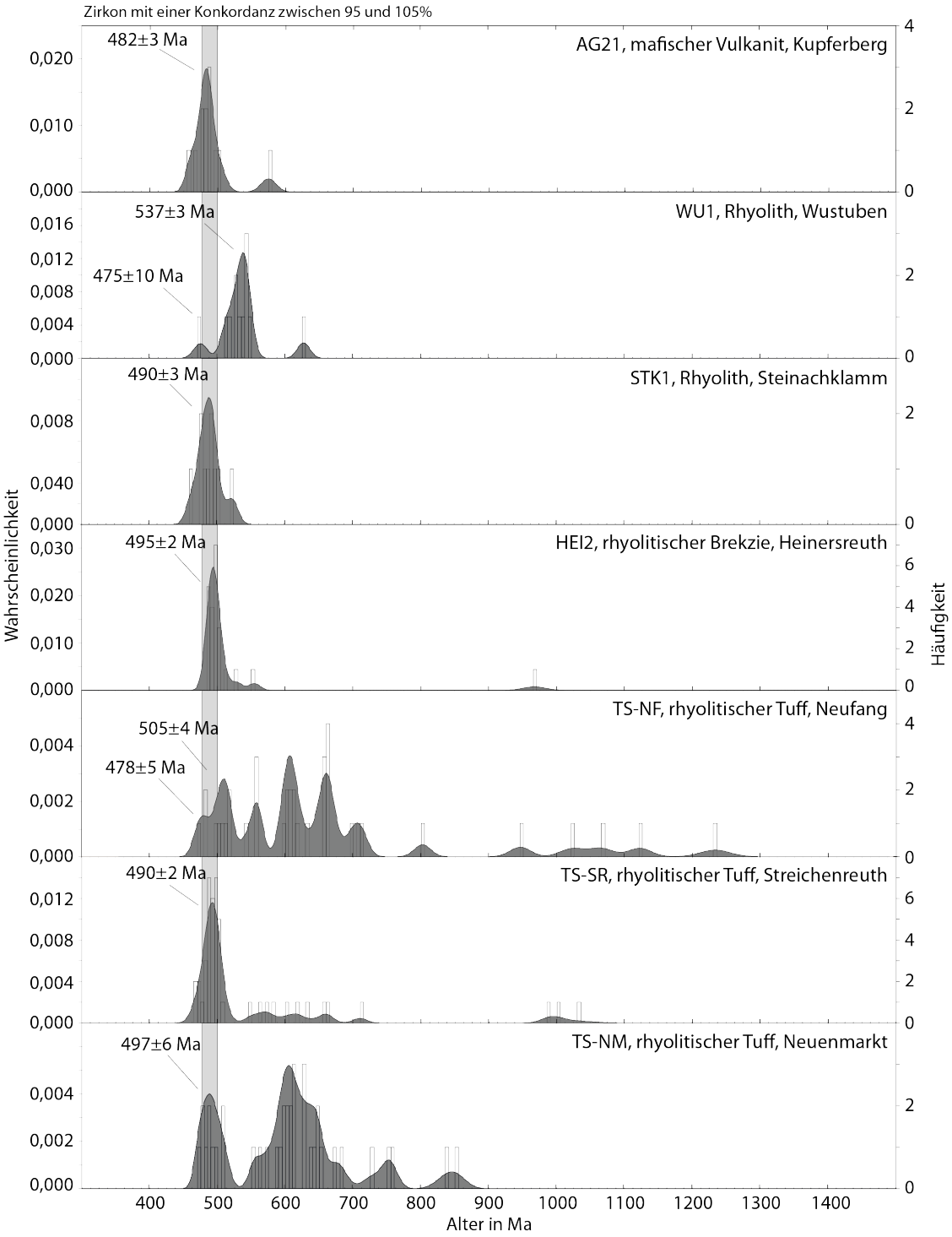

Abbildung 66: Histogramm der ermittelten U-Pb Zirkon-Alter der verschiedenen vulkanischen und pyroklastischen Gesteine aus der saxothuringischen Vogtland Synklinale.

So wurde bereits von Brand (1922) und Urban & Vaché (1972) auf die räumliche Nähe von Erzlinsen und felsischem Tuff hingewiesen und in vielen Darstellungen ist zu erkennen, dass sich die beiden Elemente jeweils im Streichen oder Fallen des Anderen fortzusetzen scheinen. So zeigt sich bei der Verschneidung der geologischen Karte von Emmert et al. (1960b) und der Kartierung der Erzlinsen von Urban &

Vaché (1972), dass sich Vorkommen von rhyolitischem Tuff sowohl im Streichen der „St. Veits“ als auch der „Kaiser Heinrich“ Erzlinsen direkt an diese anschließen. Für erstere, sowie für die Erzlinse „Rothenhahn“ belegen die Bohrprofile von Urban & Vaché (1972) auch die Existenz des Tuffs im Fallen der Schichten.

Zum regionalgeologisch bedeutenden Thema der Altersgleichheit von Randschiefer Formation und Prasinit-Phyllit Formation schrieben Emmert et al. (1960a; S.93) „Es ist bedeutungsvoll, dass der aus Richtung Kupferberg herkommende, mehrfach unterbrochene Quarzkeratophyrtuff-Zug [Anmerkung: rhyolitischer Tuff] sich genau in der streichenden Fortsetzung im Kosertal, dicht nördlich Wirsberg, in die Prasinit-Phyllit-Serie hinüberzieht“. Im Rahmen dieser Arbeit wurde das betreffende Vorkommen aufgesucht und in seiner Position bestätigt. Allerdings handelt es sich um eine Situation nahe am Kontaktbereich zwischen Randschiefer Formation und Prasinit-Phyllit Formation und weder das Liegende, noch das Hangende ist direkt aufgeschlossen. Die Proben aus diesem Aufschluss (TS-4) zeigen mikroskopisch keinen höheren Metamorphosegrad und sie verhalten sich geochemisch unauffällig. Entsprechend ist davon auszugehen, dass es sich nicht um ein Grünschiefer-fazielles Äquivalent der rhyolitischen Tuffe, sondern um eine randliche Verzahnung dergleichen mit der Prasinit-Phyllit Formation handelt.

Die allgemeinen Auswirkungen auf die regionale Stratigraphie sind in Abbildung 67 zusammengefasst. So bilden die felsischen Vulkanite aus der Steinachklamm (STK) und von Heinersreuth (HEI) nun, zusammen mit zwei der rhyolitischen Tuffe (TS-NM und TS-SR) die einzigen Belege für die Präsenz von Oberkambrium im Frankenwald. Der ehemals der Randschiefer Formation zugeordnete mafische Vulkanit Db1 und der rhyolitische Tuff von Neufang (TS-NF) werden aufgrund der neuen Daten der Vogtendorf Formation zugerechnet. Die Trachyte, die bisher als Teil des kambro-ordovizischen bimoldalen Vulkanismus angesehen wurden, lassen sich aufgrund ihrer plattentekonischen Position jedoch am ehesten dem Devon zuordnen.

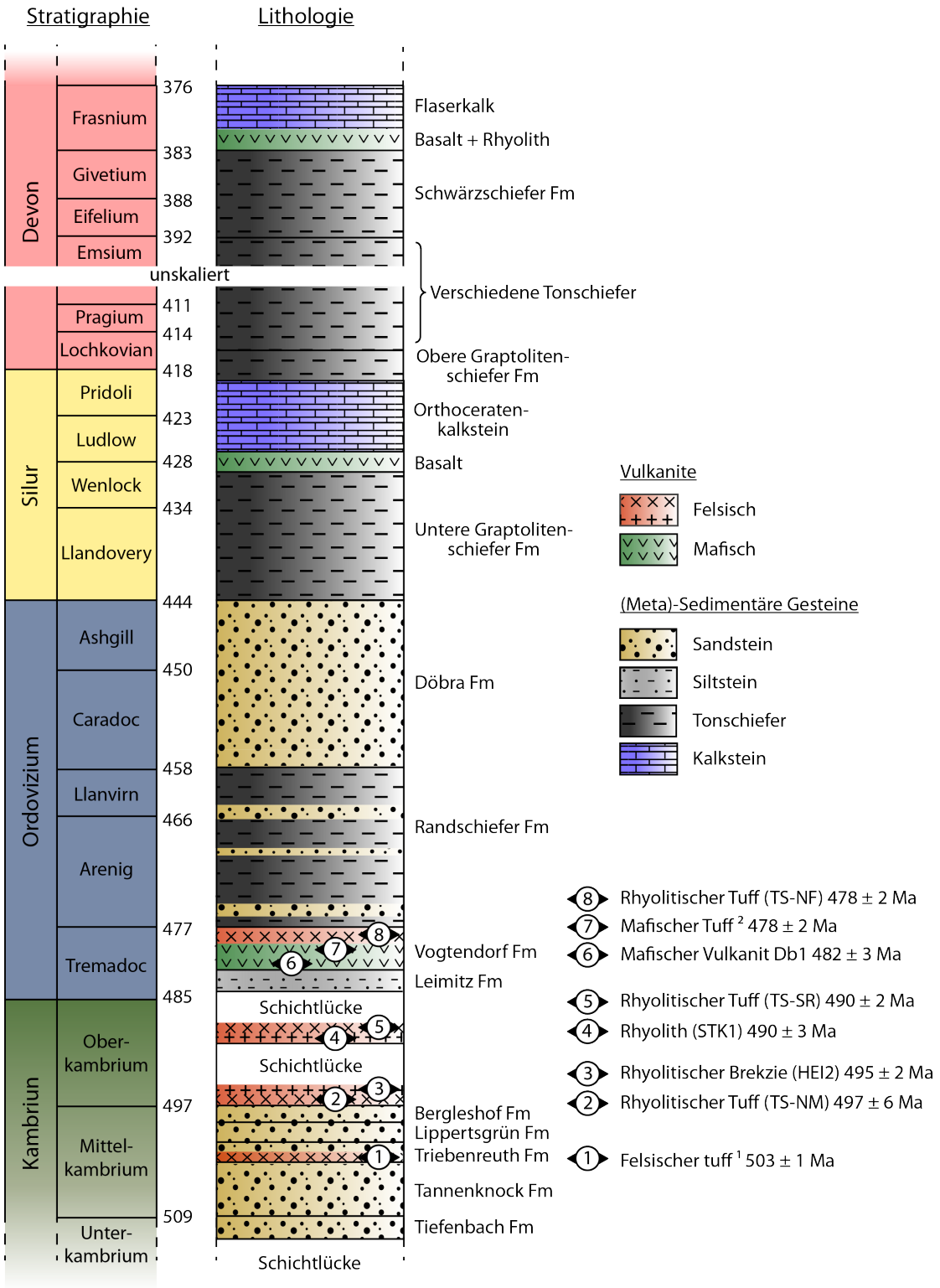

Abbildung 67: Vereinfachte stratigraphische Abfolge der saxothuringischen Vogtland Synklinale im Bereich des Frankenwaldes, verändert nach DSK (2016) und Geyer (2017). Alle hier verfügbaren radiometrischen Altersdatierungen sind durch eingekreiste Nummern kenntlich gemacht. 1 = Landing et al. (2015), 2 = Schätz et al. (2002).

9.1.4 Prasinit der Prasinit-Phyllit Formation

Der Vergleich zwischen den beiden Klassifikationsdiagrammen nach Le Bas et al. (1986) und Winchester & Floyd (1977) zeigt eine relativ hohe Übereinstimmung, was für eine geringe Beeinflussung der potentiell mobilen Elemente bei Le Bas et al. (1986) spricht.

Bei der Auswertung der chemischen Untersuchungen fällt der ausgeprägte Nb-Ta-Trog aller Prasinitproben auf, was wie bereits erwähnt, ein weit verbreiteter Indikator für eine plattentektonische Position oberhalb einer Subduktionszone ist (z.B. Pearce 1982, Briqueu et al. 1984). Eine ausgeprägte Ähnlichkeit mit den verschiedenen Referenzmaterialien (OIB, N-MORB, E-MORB und kontinenaler Riftbasalt) ließ sich in keinem Fall erkennen.

Im geotektonischen Klassifikationsdiagramm nach Wood (1980) gibt es keine Überschneidungen mit den Vulkaniten der Vogtland Synklinale (Abb. 68). Hier wird der Prasinit als kalkalkaliner Basalt klassifiziert, was zusammen mit dem Nb-Ta-Trog ein stimmiges Bild ergibt.

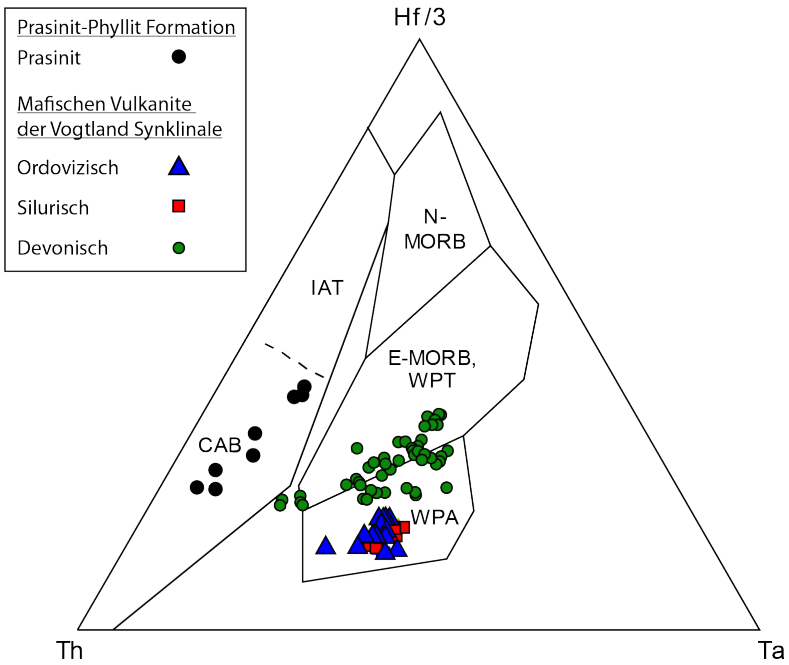

Abbildung 68: Hf-Ta-Th-Diagramm nach Wood (1980) mit den Probenpunkten der Prasinite aus der Prasinit-Phyllit Formation und den mafischen Vulkaniten aus der Vogtland Synklinale. OIB = Inselbogenbasalt; N-MORB = Normaler mittelozeanischer Rückenbasalt; E-MORB = Angereicherter mittelozeanischer Rückenbasalt; WPT = Intraplatten Tholeiit; WPA = Intraplatten Alkalibasalt; IAT = Inselbogen Tholeiit, CAB = Kalkalkaliner Basalt.

Ein ähnliches Bild zeigt sich im Diagramm nach Agrawal et al. (2008). Hier liegt der Prasinit mehrheitlich im Feld für „Inselbogen“. Während in Abbildung 69a ein sehr deutlicher Unterschied zwischen dem Prasinit und den devonischen Vulkaniten

der Vogtland Synklinale besteht, ist dieser Unterschied in Abbildung 69b geringer ausgeprägt und für eine Prasinitprobe wird eine Herkunft aus einem „Kontinentaler Riftgraben“ nahegelegt.

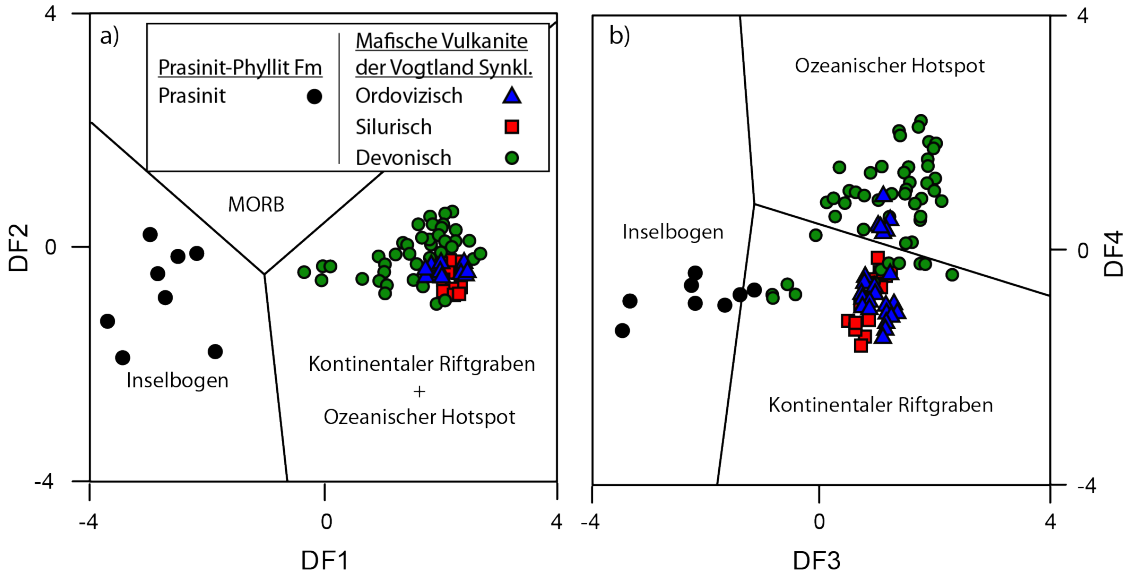

Abbildung 69: Klassifikation des Prasinits aus der Prasinit-Phyllit Formation nach Agrawal et al. (2008), zum Vergleich mit den verschiedenen Altersgruppen der mafischen Vulkanite der Vogtland Synklinale. DF1 = 0.3518 $\log_e$(La/Th) + 0.6013 $\log_e$(Sm/Th) – 1.3450 $\log_e$(Yb/Th) + 2.1056 $\log_e$(Nb/Th) – 5.4763; DF2 = -0.3050 $\log_e$(La/Th) - 1.1801 $\log_e$(Sm/Th) + 1.6189 $\log_e$(Yb/Th) + 1.2260 $\log_e$(Nb/Th) – 0.9944; DF3 = 0.5533 $\log_e$(La/Th) + 0.2173 $\log_e$(Sm/Th) – 0.0969 $\log_e$(Yb/Th) + 2.0454 $\log_e$(Nb/Th) – 5.6305; DF4 = -2.4498 $\log_e$(La/Th) + 4.8562 $\log_e$(Sm/Th) – 2.1240 $\log_e$(Yb/Th) – 0.1567 $\log_e$(Nb/Th) + 0.94.

Insgesamt ergibt sich jedoch ein sehr deutliches Bild einer Inselbogen-Umgebung für die Prasinit-Phyllit Formation, wie es Franke et al. (1995) bereits angedeutete hatte. Im Gegensatz zu sauren Magmen, tendieren basische Magmen nicht zur Ererbung von geochemischen Signaturen. Weiterhin passt das U-Pb Zirkon-Alter von ca. 400 Ma (Koglin et al. 2015) nicht zu einer durch Extension geprägten Riftumgebung. So existieren um ca. 400 Ma im ganzen heutigen Europa wahrscheinlich kaum mehr derartige Extensionsumgebungen, so dass alle Anzeichen auf einen Inselbogen hindeuten.

Schlussfolgerungen

Die von Emmert et al. (1960a) geäußerte Hypothese einer protolithischen Gleichheit von Randschiefer Formation und Prasinit-Phyllit Formation ist vor dem Hintergrund der hier präsentierten Daten nicht haltbar. So ergeben sich beträchtliche geochemische Unterschiede zwischen den magmatischen Gesteinen der beiden Formationen, die sich nicht durch den unterschiedlichen Metamorphosegrad erklären lassen. Das

häufig angeführte Argument eines gemeinsamen Leithorizonts, des „Tüpfelschiefer“ wurde oben bereits entkräftet.

Für die Frage nach der Genese der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte ist dies insofern von Bedeutung, als dass keine Zweifel mehr daran vorliegen, dass die Vulkanite der beiden Wirtsformation zwei unterschiedlichen plattentektonischen Positionen zuzuordnen sind. Somit handelt es sich um zwei unabhängige Formationen mit einem diskreten tektonischen Kontakt in Form der Überschiebungsbahn der Münchberger Gneismasse.

9.2 Sediment-Provenienz und tektonische Stellung

Die Auswertung der geochemischen Analysen zeigt für die klastischen Sedimentgesteine der Randschiefer Formation ein großes chemisches SiO_2-Spektrum. So schwanken die Werte zwischen ca. 40 und 80 Gew.-% und deuten ein lithologisches Spektrum an, das sich weder in den Geländeansprachen, noch in der mikroskopischen Auswertung wiederfindet. In Abbildung 30 zeigt sich zudem die zu erwartende negative Korrelation zwischen SiO_2 und Al_2O_3, K_2O und Fe_2O_3, was auf den verdünnenden Effekt des Quarzes auf die übrigen Elementkonzentrationen zurückzuführen ist. Hier heben sich die Schwarzschiefer jeweils durch besonders niedrige SiO_2-Werte ab und zeigen entsprechend höhere K_2O-, Al_2O_3- und Fe_2O_3-Werte. So sind die siltigen Gesteine unabhängig von ihrer Probenlokalität deutlich SiO_2-reicher.

In der PAAS-normierten Darstellung der Seltenen Erdelemente (Abb. 33b) erscheinen die klastischen Sedimentgesteine der Randschiefer Formation deutlich homogener. So entsprechen die hier dargestellten Gehalte an Seltenen Erdelementen in etwa dem PAAS-Vergleichswert. Die leichte Abreicherung an leichten Seltenen Erdelementen für die Probengruppe SG-1 und auch SG-6 ist hier sehr wahrscheinlich auf das Fehlen von entsprechend angereicherten Schwermineralen, wie Monazit und Allanit, zurückzuführen (vgl. Taylor & McLennan 1985). Die Zr-Werte, die als Anhaltspunkt dafür dienen können, sind jedoch mit 126 ppm (SG-1) und 99 ppm (SG-6) gegenüber dem übrigen Durchschnitt von 125 ppm nicht deutlich unterrepräsentiert. Aus Abbildung 31b geht auch hervor, dass es nur eine bedingte Korrelation zwischen der Summe der Seltenen Erdelementen und Zr als Anzeiger für Zirkon bzw. für erhöhtes Schwermineralvorkommen gibt. So könnten die relativ hohen SiO_2-Werte zu einer geringen Adsorption von leichten Seltenen Erdelementen an den Tonmineralen der Proben geführt haben. Es könnte sich hier allerdings auch um einen Indikator für hydrothermale Auslaugung handeln, da die Leichten Seltenen Erdelemente deutlich mobiler sind als die Schweren Seltenen Erdelemente. Dagegen spricht, dass sich SG-1 und SG-6 im U/Th-Diagramm uneinheitlich verhalten. Für eine ausgeprägte, negative Anomalie bei Eu ist sehr wahrscheinlich der niedrige Gehalt an Feldspat verantwortlich. Ein hoher chemischer Alterationsindex (Abb. 32) unterstützt diese Annahme. Theoretisch wären erhöhte Mengen an Muskovit ebenfalls in der Lage, eine solche negative Eu-Anomalie auf niedrigem Gesamtniveau zu erzeugen, jedoch konnten in der gesamten Randschiefer Formation weder erhöhte Gehalte an detritärem Muskovit, noch an entsprechenden Neubildungen beobachtet werden.

Normiert gegen ausgewählte Elemente der oberen Erdkruste weisen die klastischen Sedimentgesteine der Randschiefer Formation meist durchschnittliche Werte auf (vgl. Abb. 33a). Eine stark ausgeprägte, negative Sr-Anomalie unterstützt die

Annahme von unterdurchschnittlichen Gehalten an Plagioklas. Das leicht unterrepräsentierte Ba ist hier als Indiz für ebenfalls geringe Gehalte an Kalifeldspat zu deuten. Bei der Tb-Anomalie, die sich im gleichen Diagramm (Abb. 33a) erkennen lässt, handelt es sich wohl um ein Artefakt der Normierung, da Tb sich bei PAAS-Normierung unauffällig verhält. So ist eine selektive Fraktionierung von Tb bei durchschnittlichen Werten für die übrigen Seltenen Erdelemente, wie La, Sm, Tm und Yb, unter geologischen Bedingungen kaum möglich. Das Seltene Erdelement-Diagramm nach Boynton (1984) bestätigt diese Annahme. Auch hier befinden sich die Tb-Werte unauffällig, in etwa auf Normierungsniveau.

Im A-CN-K-Diagramm nach Nesbitt & Young (1982) und Fedo et al. (1995) zeigt sich ebenfalls ein sehr homogenes Bild der klastischen Sedimentgesteine der Randschiefer Formation (Abb. 32). Durch die höheren K-Gehalte, im Vergleich zu Ca und Na, wird hier eine Illit-dominierte Tonmineralogie der Proben angedeutet. Aus den hohen Al_2O_3-Werten ergibt sich allgemein ein hoher chemischer Alterationsindex (CIA). Dieser könnte das Produkt von intensiver chemischer Verwitterung im Abtragungsgebiet, Alteration im Sedimentationsgebiet oder auch rezenter Verwitterung sein. Es besteht jedoch auch die Möglichkeit, dass es sich um sehr reife, gut sortierte Sedimentgesteine handelt.

In den geotektonischen Diagrammen nach Bhatia & Crook (1986) zeichnet sich erneut die gesonderte Rolle der Siltsteinproben SG-1 und SG-6 weiter ab. Durch die geringeren Sc-Konzentrationen wird in Abbildung 70a eine „Kontinentalrand"-Herkunft für diese Sedimentgesteine nahegelegt, während alle übrigen Proben der Randschiefer Formation in das Feld für „Kontinentaler Inselbogen" fallen. In Abbildung 70b liegen die Siltsteine (SG-1 und SG-6) im Feld für „Aktiver Kontinentalrand", während für die übrigen Sedimentgesteine nur zum Teil eine derartige Herkunft angedeutet wird. Wenige Probenpunkte befinden sich randlich im Bereich für „Kontinentaler Inselbogen". Die meisten jedoch sind außerhalb der definierten Felder. Die Probe KBB2-4 liegt in beiden Diagrammen sehr weit abseits der übrigen Probenpunkte.

Das Zr/Sc- gegen Th/Sc-Diagramm nach McLennan et al. (1993) und Zimmermann & Bahlburg (2003) zeigt einen deutlichen Dualismus hinsichtlich der Herkunft des sedimentären Materials (Abb. 71). Für die Siltsteinproben aus dem Streichengrund (SG-1 und SG-6) wird hier eine Herkunft von höher differenzierten, eventuell rhyolitischen Magmatiten angedeutet. Die übrigen Proben weisen zwar auch entsprechende Elementverhältnisse auf, wie sie typisch für die obere Erdkruste sind, zeigen jedoch eine Tendenz zu Dazit. Eine wiederholte Aufbereitung des sedimentären Materials lässt sich aus diesem Diagramm nicht ableiten. Da sich die Proben aus dem Streichengrund in diesem Diagramm nach ihrer Korngröße sortieren und sich die Siltsteinprobe KBB18 in ähnlicher Weise von den Tonschiefern

aus dem Besucherbergwerk absetzt, ist davon auszugehen, dass hier sedimentäre Sortierung der entscheidende Einflussfaktor auf die Geochemie der Proben ist. Die höheren Zr/Sc- und Th/Sc-Werte der Proben SG-1, SG-6 und KBB18 sind auf geringe Sc-Konzentrationen zurückzuführen. Eine negative Korrelation von Sc mit SiO_2 ist bei Sedimentgesteinen jedoch üblich (Das et al. 1971). Der deutliche Dualismus zwischen den untersuchten Proben könnte theoretisch auch auf zwei leicht verschiedene geotektonische Ablagerungsräume und zwei unterschiedliche Materialquellen hinweisen. In einem so intensiv tektonisch überprägten Bereich wie der Randschiefer Formation scheint es durchaus möglich, dass hier verschiedene Sedimentgesteine aus leicht unterschiedlichen geotektonischen Umgebungen verschuppt wurden und nun nebeneinander aufgeschlossen vorliegen. Aufgrund der schlechten Aufschlusssituation lässt sich jedoch im Streichengrund keine Aussage über die Schichtkontakte treffen. Im Kupferberger Besucherbergwerk ist die feine Verschuppung jedoch gut sichtbar. Geyer (2017) betonte die Kleinräumigkeit der Ablagerungsräume am Nordrand Gondwanas zu Zeiten des Kambriums. Ein ähnliches Szenario wäre im Ordovizium der Randschiefer Formation ebenfalls denkbar. Entsprechend wären für die hier postulierte tektonische Verschuppung keine größeren Transportdistanzen nötig, sondern nur die Stauchung der ehemaligen Schelfsedimente.

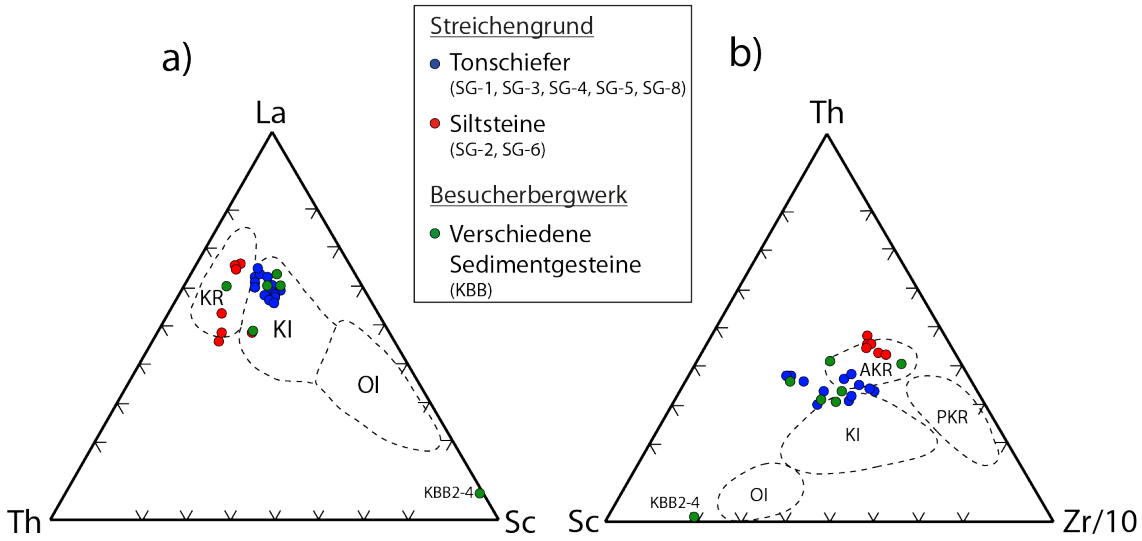

Abbildung 70: a) Th-La-Sc und **b)** Sc-Th-Zr/10-Diagramm Sedimentgesteine aus dem Streichengrund (SG) und dem Kupferberger Besucherbergwerk (KBB) nach Bhatia & Crook (1986). KR = Kontinentalrand, AKR = Aktiver Kontinentalrand, PKR = Passiver Kontinentalrand, KI = Kontinentaler Inselbogen, OI = Ozeanischer Inselbogen.

Bezieht man die mafischen Vulkanite aus der Umgebung Kupferbergs in die Betrachtung mit ein, ergibt sich ein stimmiges Bild einer kontinentalen Riftumgebung. So deuten die Sedimentgesteine auf einen Kontinentalrand bzw. Kontinentalen Inselbogen hin. Die beteiligten Ablagerungsräume werden dabei mit vornehmlich felsischem

Material gespeist. Diese abgeleitete geotektonische Situation harmoniert mit den aktuellen Vorstellungen vom Nordrand Gondwanas zu Zeiten des Ordoviziums (z.B. Kroner & Romer 2013). So kam es hier neben dem bimodalen Riftvulkanismus zur sukzessiven Abtragung der Reste des kadomischen Gebirges.

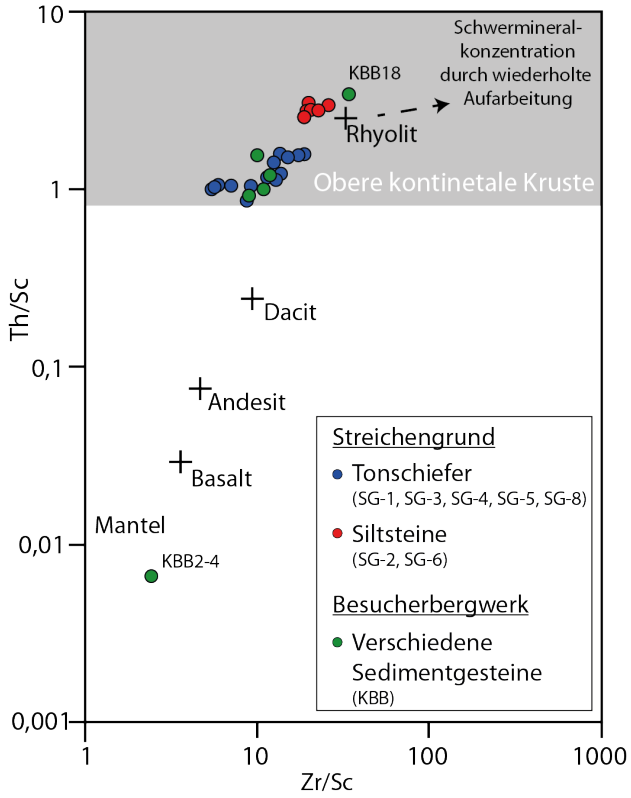

Abbildung 71: Die klastischen Sedimentgesteine aus der Randschiefer Formation im Zr/Sc-Th/Sc-Diagramm (nach McLennan et al. 1993 und Zimmermann & Bahlburg et al. 2003).

Die Probe KBB2-4, die in verschiedenen Diagrammen als Ausreißer auftrat (vgl. Abb. 70 + 71), zeigt weder makroskopisch noch mikroskopisch Auffälligkeiten. Allerdings scheinen die verschiedenen Diagramme dieses Gestein unzutreffend zu klassifizieren. So ist zum Beispiel die Mantelherkunft, die das Diagramm nach McLennan et al. (1993) nahelegt, auszuschließen. Im Wesentlichen lässt sich das auffällige geochemische Verhalten von KBB2-4 auf sehr niedrige Gehalte an Th (0,52 ppm; ø KBB = 11,3 ppm) und Seltenen Erdelementen (Σ = 85 ppm; ø KBB = 160 ppm) sowie sehr hohe Gehalte an Sc (75,5 ppm; ø KBB = 9,8 ppm) zurückführen. Da es sich hierbei um eine Probe aus dem Kupferberger Besucherbergwerk handelt, das sich nur wenige Meter oberhalb der „St. Veits“ Erzlinse befindet, liegt eine hydrothermale Einflussnahme nahe. Allerdings gelten die erwähnten Elemente als allgemein sehr immobil, was diese Option unwahrscheinlich erscheinen lässt. Die darüber hinaus hohen Werte an V, Cr, Ni und Cu weisen stattdessen auf die Beteiligung von ferromagnesischen Mineralen hin.

9.3 Verkieselungen in der Vogtland Synklinale

Chertvorkommen aus der Vogtland Synklinale exklusive Randschiefer Formation
Bei der Untersuchung der Chert-Vorkommen von Triebenreuth (TR), von den Pressecker Schichten (PS), vom Mittelberg (MB) und dem Hundsrücken (HR) ergab sich eine Fülle von Indizien, die für eine Entstehung durch Diagenese aus biogenen Komponenten im Tiefseebereich spricht. So liegen in allen Vorkommen Chalcedon-Sphärolithe vor, welche die ehemalige Präsenz von relativ großen Mikrofossilien andeuten. Das Vorkommen von Spumellarien im Chertvorkommen nahe Triebenreuth ist in diesem Sinne eindeutig. Aufgrund der langen Verbreitungszeit bereits ab dem frühen Kambrium (Braun et al. 2007) ist die biostratigraphische Aussagekraft des Fundes jedoch limitiert, ergänzt aber die bisherigen Fossilfunde am Hundsrücken (vgl. Emmert et al. 1960a). Auch die Wechsellagerungen zwischen diesen biogen-diagenetischen Cherts und eher siltigen Schichten unterstützt für die Chertanteile eine biogen-diagenetische Herkunft. Die zum Teil mehrere Zentimeter messenden Linsen im Chert zeigen ein hohes Maß an Ähnlichkeit mit diesen siltigen Zwischenschichten (vgl. Abb. 34). Entsprechend handelt es sich wahrscheinlich um resedimentiertes Material, das zum Zeitpunkt seiner Wiederaufarbeitung bereits durch Diagenese eine gewisse Koherenz erhalten hatte. Entsprechend liegen die Einschlüsse zum Teil gerundet, zum Teil aber auch als spitz zulaufende Linsen vor. Darüber hinaus lassen sich auch keinerlei Einschlüsse finden, die aus definitiv ortsfremdem Material bestehen.

Eine Anwendung der Zerrklüfte als Indikator für tektonischen Stress ist hier aufgrund der unterschiedlichen Kompetenz der Nebengesteine nicht möglich. Die feineren Klüfte, die das Gestein regellos durchlaufen, schneiden die Zerrklüfte, sind entsprechend jünger als diese und auf eine spröde Verformung zurückzuführen.

Im Vergleich mit anderen Cherts aus unterschiedlichen geotektonischen Positionen ist der Chemismus der Chertvorkommen aus der saxothuringischen Vogtland Synklinale sehr SiO_2-reich bzw. sehr arm an anderen Elementen. So weisen vergleichbare Tiefsee-Cherts aus den Marin Headlands (Kalifornien, U.S.A) im Durchschnitt 2,3 Gew.-% Al_2O_3 und 3,17 Gew.-% Fe_2O_3 auf (Murray et al. 1991), während kein Chert aus der Vogtland Synklinale über 1 Gew.-% von diesen Elementen beinhaltet.

Das geotektonische Klassifikationsdiagramm nach Murray (1994) deutet für die meisten Chertproben auf einen Ablagerungsraum in der Tiefsee bzw. am Kontinentalrand hin (Abb. 72). Eine räumliche Nähe zum mittelozeanischen Rücken wird aufgrund der niedrigen Fe_2O_3-Werte ausgeschlossen.

Neben den Al- und Fe-Konzentrationen, welche in die geotektonische Klassifikation nach Murray (1994) eingehen, sind beispielsweise Ti und Zr in sehr geringen Mengen vertreten. Dies spricht gegen eine räumliche Nähe zum Kontinentalhang und

lässt eine Sedimentation in der Tiefsee wahrscheinlich erscheinen. Nach Murray et al. (1991) spricht die festgestellte negative Ce-Anomalie mit Ce/Ce*-Werten von durchschnittlich 0,29 für den Einfluss eines Mittelozeanischen Rückens, in dessen Umgebung hohe Metallkonzentrationen im Meerwasser die Sauerstofffugazität absenken und somit für reduzierende Verhältnisse sorgen. Allerdings muss eine Vielzahl von weiteren Einflussfaktoren hier mit in Betracht gezogen werden. So verändert der Einfluss von Paläomeeresströmungen die Redox-Verhältnisse am Meeresgrund und nimmt direkt Einfluss auf die Ausprägung der Ce-Anomalie (Wang et al. 1986, Nakada et al. 2013). Neben der Präsenz von reduzierten Formen von Fe und Mn (Shields & Stille 1998) kann auch der Eintrag von größeren Mengen Kohlenstoff (Meyer-Reil 2005) zu reduzierenden Verhältnissen und zur Remobilisierung von Ce am Meeresgrund führen. Entsprechend stellt die Existenz einer negativen Ce-Anomalie kein eindeutiges Indiz für die Nähe zu einem mittelozeanischen Rücken dar. Die isolierte Beobachtung einer negativen Ce-Anomalie erlaubt generell nur die Aussage, dass es im Vorfeld der Genese zur Mobilisierung des Cers kam, was ausschließlich unter reduzierenden Bedingungen möglich ist.

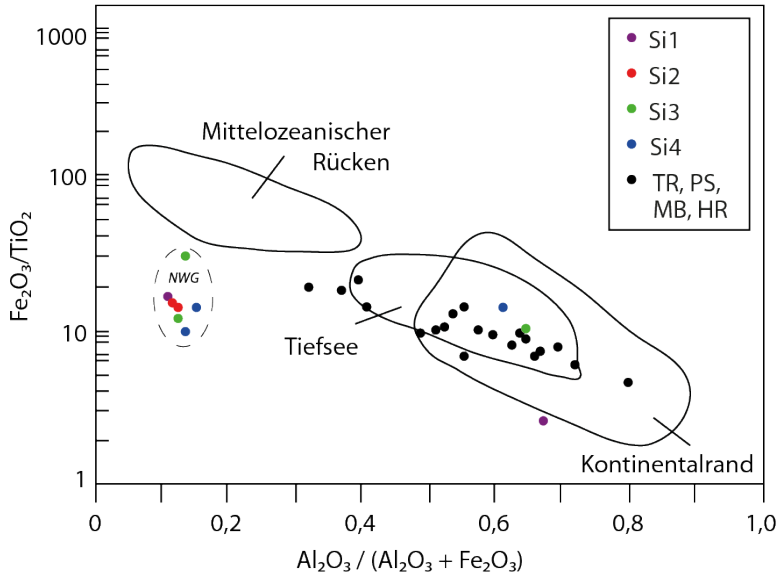

Abbildung 72: Geotektonisches Chert-Diagramm nach Murray (1994). Bei Proben, deren Al_2O_3-Konzentration unter der Nachweisgrenze (NWG) von 0,05 Gew.-% lag, wurde diese als Richtwert genommen. Die Probengruppe ist entsprechend markiert.

Auch die relativ hohen V- und Ni-Werte sprechen hier für die sauerstoffarme Anreicherung des Sediments mit organischem Material (Lewan & Maynard 1982; Quinby-Hunt & Wilde 1994). Aufgrund der starken Neigung des Th zur Adsorption an Tonpartikeln (Scott 1968) oder zum Einbau in Zirkon, sind die hier beobachteten niedrigen Th-Gehalte im Einklang mit den niedrigen Al_2O_3- und Zr-Werten. Die stark positive U-Anomalie passt hingegen nicht in dieses Bild. Auffällig

ist auch, dass der Chert, unabhängig von seiner Beprobungslokalität, diese hohen U- und auch Pb-Werte aufweist. Die einzige epigenetische Gemeinsamkeit, die allen Vorkommen eigen ist, sind dabei die relativ jungen, Quarz-gefüllten Klüfte. Eine Mobilisierung z.B. aus den benachbarten rhyolitischen Vulkaniten und die Ausfällung des gelösten Urans an den reduzierenden Cherts wäre denkbar (vgl. Ballouard et al. 2017). Aufgrund des niedrigen Gesamtniveaus der Spurenelemente ist dies jedoch hochgradig spekulativ.

Der starke Abfall im Bereich der Leichten Seltenen Erdelementen (La bis Eu) gegenüber dem Sedimentdurchschnitt ist auf das Fehlen von Schwermineralen wie Zirkon und Monazit zurückzuführen. Nordamerikanische Tonschiefer beispielsweise haben im Durchschnitt ca. 200 ppm Zr (Gromet et al. 1984), während der Chert im Durchschnitt hier 9 ppm hat. Bei der leicht negativen Tb-Anomalie könnte es sich um eine Überbewertung der PAAS-Referenzwerte handeln, wie sie bereits bei der Untersuchung anderer Cherts beobachtet wurde (Murray et al. 1991). Dafür spricht, dass sie bei den Proben mit niedrigen Seltenen Erdelementsummen am deutlichsten ausgeprägt ist und mit steigenden Werten verschwindet, wie es in der Natur logarithmischer Skalierungen liegt. Bei der Normierung nach Chondrit und den nordamerikanischen Tonschiefern (NASC) lässt sich diese leichte Tb-Anomalie nur noch bei einzelnen Proben feststellen (vgl. Abb. 73b).

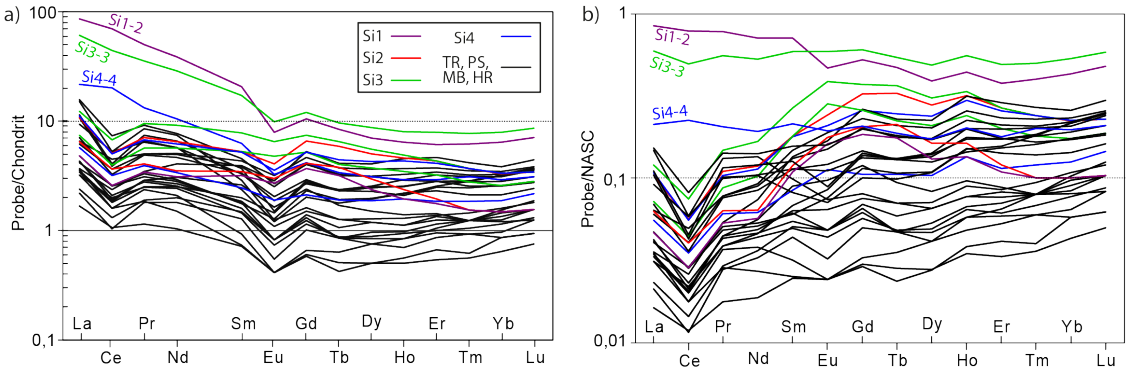

Abbildung 73: Gehalte an Seltenen Erdelementen der untersuchten Chertvorkommen normiert nach **a)** Chondrit (McDonough & Sun 1995) und **b)** gegen den Durchschnitt nordamerikanischer Tonschiefer (NASC, Gromet et al. 1984).

Chert aus der Randschiefer Formation

Die Proben aus der Randschiefer Formation, bei denen es sich nach Emmert et al. (1960a) um Einschuppungen silurischer Kieselschiefer in den umgebenden Tonschiefern handelt (Abb. 17: #35 - #38), weisen mikroskopisch und geochemisch einige Besonderheiten auf, die es rechtfertigen, diese Gruppe gesondert zu behandeln. So zeigt sich, dass es sich bei diesen Proben streng genommen nicht um Chert, sondern um Quarzit handelt. Entsprechend ist der kryptokristalline bzw. amorphe Anteil des

SiO_2 gering ausgeprägt und das Gestein wird von fein- bis mittelkörnigem Quarz dominiert. Eindeutige Anzeichen für eine sedimentäre Ablagerung, die bei den Frankenwälder Chertvorkommen beobachtet werden konnten, fehlen hier völlig. So finden sich hier keine Mikrofossilien und eine Schichtung ist weder makroskopisch noch mikroskopisch erkennbar. Ein Zusammenhang zwischen der Quarz-Kristallisation und den verschiedenen Kluftgenerationen ist aufgrund des vielfach beobachtbaren Gradienten in der Korngröße offensichtlich. In den vereinzelt noch erhaltenen, feinkörnigsten und ältesten Q1-Bereichen (vgl. Abb. 37) deuten die mikroskopischen Beobachtungen auf die Existenz von rhyolitischem Tuff als Ausgangsgestein hin. Eine derartige Verkieselung eines Tuffs zu Chert wird beispielsweise auch aus dem Harz beschrieben (Zellmer 1997).

Im Fall der Randschiefer Formation kam es im Rahmen einer tektonischen Beanspruchung zu einer intensiven Verkieselung des ohnehin SiO_2-reichen Tuffs. Betrachtet man das stratigraphische Umfeld des verkieselten Tuffs, so setzen sich die Vorkommen Si1 und Si4 nach der Kartierung von Emmert et al. (1960b) nach Norden bzw. Süden als rhyolitischer Tuff („Tüpfelschiefer“) fort. Eine stark verkieselte Varietät dieser Tuffvorkommen, die häufig in der Randschiefer Formation als Lesestein zu finden ist (vgl. Abb. 18b), deutet weiterhin auf eine hohe Verkieselungsanfälligkeit hin.

Vergleicht man die Gehalte an Seltenen Erdelementen des verkieselten Tuffs (Si1, Si2, Si4) mit verschiedenen Referenzmaterialien, so stellt man fest, dass diese am ehesten den biogenen/diagenetischen Chertvorkommen (Radiolarit) der Vogtland Synklinale entsprechen (vgl. Abb. 74). Der einzige Unterschied liegt hier in einer leichten Anreicherung der mittleren Seltenen Erdelemente (Eu bis Ho). Dies könnte ein Indikator für eine hydrothermale Entstehung sein. Die Proben Si1-2 und Si4-4 nehmen hingegen eine Zwischenstellung zwischen den Cherts und den rhyolitischen Tuffen ein. Die beiden Proben zeigen weder die charakteristische Ce-Anomalie der Cherts, noch die Eu-Anomalie des rhyolitischen Tuffs. Die erhöhten Gehalte an Leichten Seltenen Erdelementen steht bei Probe Si1-2 sehr wahrscheinlich mit den hohen Zr- und Th-Gehalten (318 ppm; 9,53 ppm) in Verbindung. Bei Si4-4 liegen die entsprechenden Werte bei 27,5 ppm und 1,81 ppm.

Auch bei der Subgruppe 2 (Si3) verhalten sich zwei der drei Proben relativ unauffällig gegenüber den übrigen Chertvorkommen der Vogtland Synklinale. Nur Si3-3 hebt sich deutlich von diesen ab. Mikroskopisch können hier deutliche Verkieselungserscheinungen innerhalb eines Tonsteins beobachtet werden. Geochemisch schlägt sich dies im reduzierten Gesamtniveau der Seltenen Erdelemente gegenüber den übrigen Tonschiefern aus der Randschiefer Formation nieder (vgl. Abb. 74). Die Probe Si3-2 zeigt bereits fortgeschrittene Verkieselungserscheinungen, so dass sie stark an Leichten Seltenen Erdelementen abgereichert ist und eine Ce-Anomalie

aufweist, während sie die Cherts im Bereich der Schweren Seltenen Erdelementen noch deutlich überragt.

Die Tatsache, dass die schwach verkieselten Si-Proben noch keine negative Ce-Anomalie aufweisen, lässt darauf schließen, dass diese ein Produkt der fortschreitenden hydrothermalen Überprägung ist.

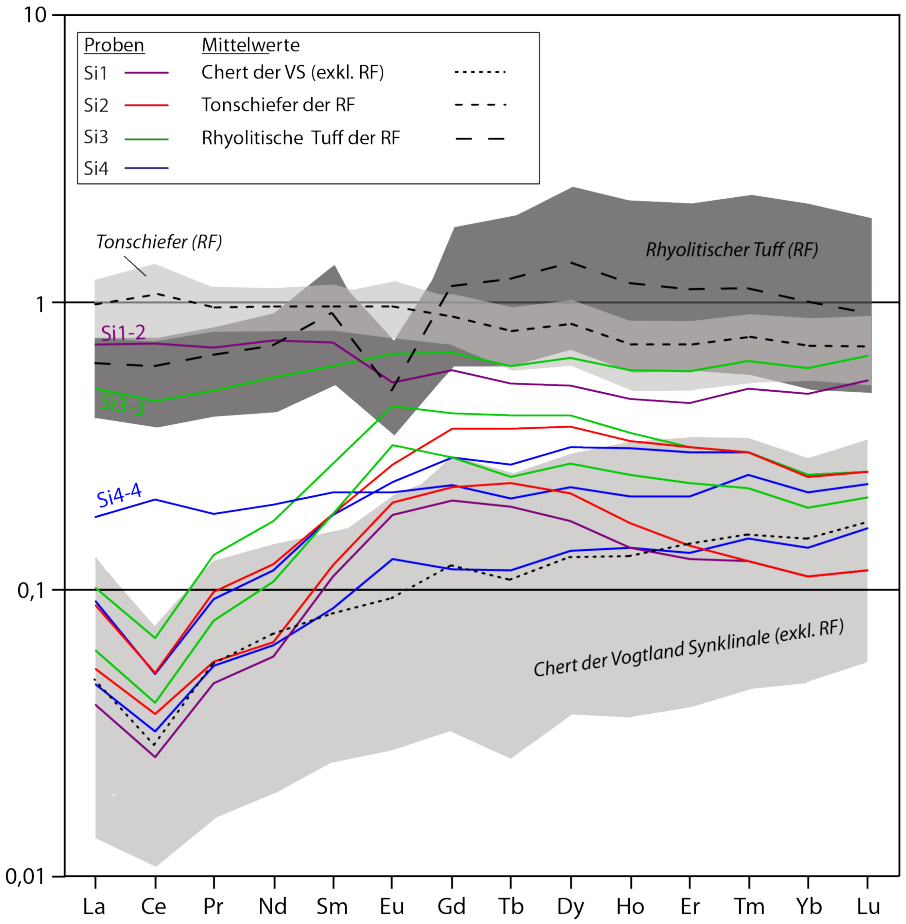

Abbildung 74: Gehalte an Seltenen Erdelementen der Chertvorkommen aus der Randschiefer Formation. In verschiedenen Graustufen hinterlegt sind Referenzmaterialien aus dem geochemischen Umfeld. RF = Randschiefer Formation, VS = Vogtland Synklinale.

Die drei auffälligsten, positiven Anomalien, Uran, Phosphor und Vanadium gehen auf die jüngste Generation von Kluftfüllungen zurück. Die Tatsache, dass die P-Konzentrationen in einem extrem feinkörnigen Gestein, selbst beim gleichen Chertvorkommen, sehr heterogen verteilt sind, legt nahe, dass sich der Träger der Elementkonzentration nicht in der jeweiligen Matrix befindet. Entsprechend muss davon ausgegangen werden, dass die jüngste und somit deutlich sichtbarste Generation von Kluftfüllungen höhere Konzentrationen an Phosphor bzw. Apatit führte. Diese Kluftfüllungen wurden allerdings, wo immer möglich, bei der Aufbereitung durch Handverlesen des Bruchmaterials entfernt. Da die Chertvorkommen außerhalb der Randschiefer Formation deutlich weniger tektonisch beansprucht wurden, gelang

dies bei diesen Proben deutlich besser, weshalb deren P-Konzentrationen in vielen Fällen unter der Nachweisgrenze sind. Hohe V-Gehalte, wie in den untersuchten Proben festgestellt, wurden in der Vergangenheit gerne als Indiz für eine Ablagerung in einer Umgebung, die reich an organischem Material ist, interpretiert (Lewan & Maynard 1982). Dies scheint im gegebenen Fall nicht zuzutreffen. So handelt es sich bei Vanadium und auch Uran um Elemente, die hohe Löslichkeiten in oxidierenden Fluiden aufweisen. Die Tatsache, dass die Chertproben aus der übrigen Vogtland Synklinale tendenziell höhere U- und V-Werte aufweisen, ist unter Umständen auf den höheren, reduzierenden Kohlenstoffanteil zurückzuführen. Darüber hinaus tendiert Vanadium auch in der Präsenz von Uran und Phosphaten zur Bildung sehr immobiler V5+-Komplexe (Salminen et al. 2005). Eine Beeinflussung der Ergebnisse durch Phosphorit-Knollen, wie sie von Emmert et al. (1960a) für einige Vorkommen beschrieben werden, ist unwahrscheinlich. So treten diese Konkretionen zumeist in der Größenordnung einiger Zentimeter auf, während das beprobte Material handverlesen ist.

Die Möglichkeit, dass der Chert durch seinen reduzierenden Charakter in Kombination mit U-reichen Grundwassern an diesem angereichert werden, ist auszuschließen. So weisen die umliegenden Tonschiefer, darunter auch kohlenstoffreiche Schwarzschiefer, keine positive U-Anomalie auf. Auch ein Eintrag von Phosphat durch Düngung des intensiv genutzten Agrarraums ist durch den Vergleich mit den umliegenden Tonschiefern auszuschließen.

Insgesamt zeigt der Vergleich zwischen den Chertvorkommen außerhalb und innerhalb der Randschiefer Formation deutlich, dass hier beträchtliche Unterschiede vorliegen. So geht die Genese von Ersteren (TR, PS, MB, HR) klar auf eine diagenetische Verfestigung von Radiolarienschlämmen zurück, während es sich bei letzteren um Verkieselungserscheinungen in Tuff (Si1, Si2, Si4) und Tonschiefer (Si3) handelt. Entsprechend liegt eine Fehlinterpretation von Emmert et al. (1960a) vor, die auf die rein makroskopische Ansprache zurückgeht. Die mikroskopischen Indizien für die Verkieselung der rhyolitischen Tuffe wird auch durch den Vergleich mit der geologischen Karte von Emmert et al. (1960b) erhärtet. So ist südwestlich von Neufang der Übergang eines der Chertvorkommen zu rhyolitischen Tuff dokumentiert. Auch die perlenschnurartig kartierten Chertvorkommen nördlich von Kupferberg finden ihre nördliche Fortsetzung in einem rhyolitischen Tuff. Die Tatsache, dass die „silurischen Kieselschiefer“ nach Emmert et al. (1960a) in der Randschiefer Formation als Lesestein deutlich überrepräsentiert sind, liegt nach Einschätzung des Autors nur zum Teil an der hohen Verwitterungsresistenz des Gesteins, sondern zu einem Großteil auch an vielen kleineren, unkartierten Vorkommen, die sich vielerorts im Streichen der kartierten Vorkommen fortsetzen.

Die hier dargelegten Verkieselungserscheinungen sind das Bindeglied zwischen

den tektonischen Überschiebungsbahnen, die durch Einschuppungen kambrischer Tuffe zweifelsfrei belegt wurden, den Erzlinsen, die sich in deren unmittelbarer Nähe befinden und z.T. an diese anschließen (Brand 1922), sowie der intensiven hydrothermalen Aktivität. Aufgrund der Tatsache, dass diese Störungen parallel zum Rand der allochthonen Münchberger Gneismasse verlaufen, liegt ein Zusammenhang mit deren Überschiebung nahe. So wurden im Zuge dieses Vorgangs fluid-reiche Sedimentgesteine der Vogtland Synklinale überschoben. Die freigesetzten Fluide wurden dann entsprechend der Überschiebungsrichtung aus Nordosten (Franke et al. 1995) an den südwestlichen Überschiebungsbahnen kanalisiert. In Bereichen abseits der intensiven Konzentration, wo der Fluidfluss geringer und eher pervasiv war, hinterließ er wahrscheinlich alterierte und bunt verfärbte Schiefer, die heute der Randschiefer Formation ihr charakteristisches Aussehen verleihen. Die Farbabfolge, die Emmert et al. (1960a) innerhalb der Randschiefer Formation postuliert aber nirgends näher beschreibt, ist somit nicht an stratigraphische Schichten, sondern an ebenfalls Nordwest-Südost-verlaufende Störungen gebunden.

9.4 Syn- versus epigenetische Mineralisation

9.4.1 Chloritisierung

Minerale der Chloritgruppe sind charakteristisch für niedrig- bis mittelgradig metamorph überprägte Gesteine sowie hydrothermale Alterationszonen. Darüber hinaus kommen sie als authigene Neubildungen in sedimentären Gesteinen vor. Die physikalisch-chemischen Bedingungen während der Kristallisation des Chlorits haben dabei Auswirkung auf dessen Chemismus bzw. dessen Struktur (z.B. Chernosky et al. 1988, Cathelineau 1988, Frimmel 1997). Eine allgemeine Formel lautet:

$$(R_u{}^{2+}\ R_u{}^{2+}\ V_u{}^{2+})^{VI}\ (Si_{4\text{-}x}\ Al_x)^{IV}\ O_{10+w}\ (OH)_{8\text{-}w}$$

wobei R^{2+} generell Mg^{2+} oder Fe^{2+}, und R^{3+} zumeist Al^{3+} oder Fe^{3+} repräsentiert. Zusammen mit der möglichen Vakanz (V) müssen sich die Elemente auf der Oktaederposition (u+y) auf sechs addieren. Die Anzahl dieser Vakanzen entspricht z = (y - w - x)/2, wobei w gleich 0 oder einer sehr niedrigen Zahl entspricht (De Caritat et al. 1993).

Der variable Chemismus von Chlorit ist bereits seit Tschermak (1890) Gegenstand einer lebhaften Diskussion in der Forschung. Dabei beschäftigten sich bereits frühe Arbeiten (z.B. Hey 1954, Foster 1962) mit Substitutionsmöglichkeiten innerhalb der Kristallstruktur des Chlorits. Den ersten Schritt in Richtung eines Geothermometers stellen dabei die Untersuchungen von McDowell & Elders (1980) an Bohrloch Elmore 1 dar. Diese zeigten, dass die Formelanteile von Al sowie der Vakanzen im Chlorit von 620 m (250°C) zu 1135 m Teufe (325°C) deutlich abnahmen, während die Fe- und Mg-Gehalte deutlich zunahmen. Die erste Anwendung als Geothermometer fand an hydrothermal alteriertem Andesit statt (Cathelineau & Nieva 1985), wobei rein empirisch gewonnene Daten die Grundlage der Berechnungen bildeten. Auf einer deutlich erweiterten Datenbasis wurde dann das erste Geothermometer formuliert, welches unter der Bedingung der Al-Sättigung des Systems den Anspruch einer allgemeinen Gültigkeit hatte (Cathelineau 1988):

$$T\ (°C) = -61{,}92 + 321{,}98\ Al^{4+}$$

Die Al-Sättigung des Systems wird dabei durch das texturelle Gleichgewicht von Chlorit mit anderen Al-reichen Mineralen, wie Muskovit oder Feldspat angezeigt.

Seither fanden zahlreiche Versuche statt, diese Berechnung zu modifizieren (De Caritat et al. 1993 und die darin erwähnten Quellen). Auch zahlreiche neue Geothermometer wurden formuliert, wobei alle auf dem Prinzip beruhen, dass die drei wichtigsten Substitutionsmöglichkeiten innerhalb des Chlorits - neben anderen

Faktoren - auch von der Temperatur zum Bildungszeitpunkt abhängig sind. Bei diesen möglichen Substitutionen handelt es sich um 1. Fe^{2+} für Mg, 2. Al^{IV} Al^{VI} gegen Si(Mg,Fe^{2+}) und 3. 3(Mg, Fe^{2+}) gegen eine Vakanz auf der Oktaederposition + 2 Al^{VI} (Bourdelle et al. 2013).

Aufgrund der Tatsache, dass neben der Temperatur auch die O_2- und S-Fugazität (Walshe 1986), der pH-Wert und das Fe/(Fe+Mg)-Verhältnis im umgebenden Gestein Einfluss auf die Chloritzusammensetzung haben können (De Caritat et al. 1993), geht die Tendenz aktuell weg von generellen hin zu Geothermometern für spezielle Temperaturbereiche (z.B. Bourdelle et al. 2013, Lanari et al. 2014). Gerade im niedrig temperierten Bereich (<350°C) gelten Chlorit-Thermometer daher, trotz aller Einschränkungen, als nützliches Werkzeug (Bourdelle & Cathelineau 2015).

Doch bereits ein von De Caritat et al. (1993) vorgenommener Vergleich zwischen verschiedenen Geothermometern zeigt deutliche Abweichungen hinsichtlich der absoluten Werte der einzelnen Geothermometer. Dabei liefert kein Chlorit-Thermometer über den vollen Temperaturbereich zufriedenstellende Ergebnisse, sondern bestenfalls in gewissen Temperaturbereichen. Entsprechend stand bereits im Vorfeld der Untersuchungen fest, dass das Ziel der Chlorit-Thermometrie nicht die Ermittlung absoluter Temperaturwerte ist. Vielmehr sollte der Einsatz der verschiedenen Geothermometer, die petrographischen Beobachtungen ergänzend als Indikator für relative Temperaturgradienten dienen und chemische Unterschiede anschaulich darstellen. Nachdem die Ergebnisse der chemischen Auswertung in Abschnitt 6.1 zusammengefasst wurden, sind in Tabelle 6 die Ergebnisse der verschiedenen Geothermometer für Chlorit aus den beiden vererzten Bereichen der Randschiefer und der Prasinit-Phyllit Formation dargestellt.

Für die „St. Veits“ Erzlinse in der anchimetamorphen Randschiefer Formation lässt sich die Überprägungstemperatur durch petrographische Beobachtungen relativ gut eingrenzen. Die Präsenz von Chlorit spricht für Temperaturen zwischen 50 und 400°C (Frimmel 1997), während das Fehlen von Epidot, der zwischen 250 und 400°C gebildet wird, für tendenziell geringere Temperaturen innerhalb des, durch die Präsenz von Chlorit definierten, Temperaturspektrums spricht. Allerdings ist das Vorkommen von Epidot auch an andere Einflussfaktoren wie das Al/Fe^{3+}-Verhältnis, die Sauerstofffugazität sowie den Chemismus und den pH-Wert des Fluids gebunden (Gatta et al. 2010). Folglich kann durch das Fehlen von Epidot nicht zwangsläufig auf relativ geringe Temperaturen in diesem Bereich rückgeschlossen werden. Die mikroskopische Beobachtung von Pumpellyit, die Goll (2014) in Proben aus dem Steinbruch Kupferberg gelang, spricht für Temperaturen über 260°C. Als relativ sicherer Indikator für Überprägungstemperaturen unter 300°C dient Quarz. So konnten an diesem häufig vorkommenden Mineral keine gezahnten Korngrenzen beob-

achtet werden, die sich durch beginnende Rekristallisation ab etwa 300°C bilden (Stipp et al. 2002). Entsprechend wird hier eine Überprägungstemperatur zwischen 260 und 300°C angenommen. Für die übrige Randschiefer Formation, den „Goldenen Falken“ und die Prasinit-Phyllit Formation ist eine ähnlich enge Eingrenzung der Überprägungstemperatur mangels entsprechend sensitiver Minerale nicht möglich.

Tabelle 6: Vergleich der verschiedenen Geothermometer bei ihrer Anwendung auf Chlorit aus der „St. Veits“ und der „Goldener Falke“ Erzlinse.

Thermometer	St. Veits (RF)	Goldener Falke (PPF)
Zang & Fyfe (1995)	286 ± 12 (n = 41)	295 ± 10 (n = 41)
Cathelineau (1988)	363 ± 21 (n = 41)	374 ±22 (n = 41)
Lanari et al. (2014)	353 ± 92 (n = 18)	keine Ergebnisse

RF = Randschiefer Formation, PPF = Prasinit-Phyllit Formation.

Das Geothermometer, dessen Ergebnisse sich am ehesten mit den petrographischen Beobachtungen deckt, wird nach der Formel von Zang & Fyfe (1995) wie folgt berechnet:

$$T(°C) = 106{,}2\ Al^{IV} + 17{,}5$$

Entsprechend der Beobachtung, dass sich die mittleren chemischen Zusammensetzungen der „St. Veits“ Erzlinse und des „Goldenen Adlers“ nicht signifikant unterscheiden, ist das für die errechneten Temperaturen auch der Fall. Für die „St. Veits“ Erzlinse beträgt diese 286 ± 12°C und für den „Goldenen Falken“ 295 ± 10°C. Die Anwendung des Berechnungsverfahrens nach Cathelineau (1988) erbrachte Ergebnisse, die etwa 80°C über den Werten nach Zang & Fyfe (1995) und ebenso deutlich über den petrographischen Beobachtungen liegen. Allerdings zeichnet sich auch hier kein signifikanter Temperaturunterschied zwischen „St. Veits“ und dem „Goldenen Falken“ ab. Ähnlich überhöhte Werte ergeben sich bei der Anwendung des Geothermometers nach Lanari et al. (2014). So beträgt die durchschnittliche, berechnete Temperatur für die „St. Veits“ Erzlinse 353 °C. Die hohe Standardabweichung von 92°C macht dieses, für die Anwendung an niedrig temperierten (<400°C) Metapeliten konzipiertes, Geothermometer in diesem Fall unbrauchbar. Die Chlorit-Temperaturen aus dem „Goldenen Falken“ ließen sich mit dem Verfahren nach Lanari et al. (2014) nicht berechnen. Der Grund liegt hier in den geringen Fe- und höheren Mg-Gehalten des Chlorits. Als wahrscheinlichste Ursache kommt hier eine hohe Schwefelfugazität in Frage. Diese führt zur gleichzeitigen Kristallisation von Pyrit und Fe-armen Chlorit (Bryndzia & Scott 1987), was sich auch in Tabelle 2 widerspiegelt. Wesentlich robuster gegenüber dem Fe-Mg-Verhältnis verhalten sich die älteren, im Wesentlichen auf Al-basierenden Geothermometer von Zang& Fyfe (1995) und Cathelineau (1988).

Die Proben aus der Randschiefer und der Prasinit-Phyllit Formation sind frei von Pyrrhotin und Pyrit und stammen aus dem Kupferberger Besucherbergwerk und dem Phyllit im Hangenden des „Goldenen Falken“. Chlorit aus der Randschiefer Formation, abseits der „St, Veits“ Erzlinse, hat deutlich weniger Fe und Mn als Chlorit in dieser, ist dafür aber reicher an Al und Mg. Mit Hilfe des Geothermometers nach Zang & Fyfe (1995), dessen Ergebnisse sich im Einklang mit den petrographischen Beobachtungen in der Randschiefer Formation befinden, wurde ein signifikanter Temperaturunterschied von 286 ± 12°C („St. Veits“) und 232 ± 11°C (übrige Randschiefer Formation) errechnet. Eine Al-Untersättigung ist durch das texturelle Gleichgewicht von Chlorit mit Illit und Serizit dabei auszuschließen.

Die chemische Zusammensetzung des Chlorits aus dem „Goldenen Falken“ ist mit Ausnahme von Fe und Mg der übrigen Prasinit-Phyllit Formation sehr ähnlich. Hinsichtlich dieser beiden Elemente liegen jedoch signifikante Unterschiede vor. So ist Chlorit im „Goldene Falke“ Mg-reicher ($X_{Mg} = 0{,}61$) als in der übrigen Prasinit-Phyllit Formation ($X_{Mg} = 0{,}48$). Die Anwendung der Al-basierenden Geothermometer nach Zang & Fyfe (1995) und Cathelineau (1988) erbrachte keinen signifikanten Temperaturunterschied. Die geringen Fe-Konzentrationen führten jedoch dazu, dass sich nach dem Berechnungsverfahren von Lanari et al. (2014) keine Ergebnisse für den „Goldenen Falken“ berechnen ließen.

Das Geothermometer nach Zang & Fyfe (1995) zeigt einen signifikanten Temperaturunterschied von ca. 40°C von der Randschiefer Formation (231 ± 11°C) zur Prasinit-Phyllit Formation (271 ± 18°C). Die Berechnungen nach Cathelineau (1988) zeigen beinahe den gleichen Temperaturunterschied, der jedoch aufgrund der höheren Standabweichung nicht signifikant ist.

Somit ergeben sich für den „Goldenen Falken“ weder aus den Spurenelementgehalten des Pyrits (vgl. Abschnitt 5.6.1) noch aus den Temperaturwerten des Chlorits Hinweise auf eine externe, hydrothermale Stoffzufuhr. Vielmehr verdichten sich Hinweise auf eine gleichzeitige Kristallisation im Rahmen der Grünschiefer-faziellen Metamorphose.

Im Falle der Randschiefer Formation ist das Fehlen von Chlorit in weiten Teilen der Einheit schwer in Einklang mit einer regionalmetamorphen Überprägung zu bringen. So sind die Einflussfaktoren vielfältig. Der ausgeprägte Temperaturgradient, der in allen Geothermometern zwischen der Erzlinse und der übrigen Randschiefer Formation errechnet wird, scheint geeignet, die Frage nach den geringeren Chlorit-Quantitäten zu erklären (vgl. Tab. 6 + 7). Allerdings können bereits 50°C für die Bildung von Chlorit ausreichen, die in jedem Fall auch in den distalen Bereichen der Randschiefer Formation erreicht wurden. Auch die Frage nach dem Grund dieses Temperaturabfalls ist entscheidend. So ist im Zuge einer regionalmetamorphen Überprägung kein ausgeprägter Temperaturgradient innerhalb weniger 10er

Meter zu erwarten. Für den Fall, dass hier ein tatsächlicher Temperaturunterschied durch die Geothermometer abgebildet wird, kann dieser nur auf die hydrothermale Aktivität im Zuge der Erzgenese zurückzuführen sein. So liegt hier eine zeitlich begrenzte, stark konzentrierte/kanalisierte Temperatureinwirkung auf das Gestein vor. Geht man davon aus, dass durch die Regionalmetamorphose die physikalischen Bedingungen für die Bildung von Chlorit ohnehin erfüllt waren, so stellt sich die Frage, warum weite Teile der klastischen Sedimente der Randschiefer Formation völlig frei von Chlorit sind. Eine mögliche Antwort liegt in den sehr unterschiedlichen Fe- und Mg-Gehalten der Sedimentgesteine. So könnte ein Mangel an diesen Elementen dafür verantwortlich sein, dass es in einigen Bereichen, trotz ausreichend hoher Temperatur, nicht zur Bildung von Chlorit kam.

Die Möglichkeit die geringen Eisengehalte des „St. Veits“ Chlorits auch durch eine hohe S-Fugazität (Bryndzia & Scott 1987) im mineralisierenden Fluid zu erklären, greift insgesamt zu kurz. So ist diese Erklärung nicht in der Lage, den Chlorit-freien Bereich zu erklären. Vielmehr deuten alle Anzeichen darauf hin, dass die Randschiefer Formation im Zuge der variszischen Orogense schwach metamorph überprägt wurde und es dabei überall dort zur Bildung von Chlorit kam, wo Fe und Mg in ausreichender Menge vorhanden waren. Entscheidend für die relativ große Menge an Chlorit im direkten Umfeld der Erzlinsen könnten die Fe-Konzentrationen im syngenetischen Anteil des dortigen Pyrits sein, der auch nachweislich z.T. mobilisiert wurde.

Tabelle 7: Vergleich der verschiedenen Geothermometer bei ihrer Anwendung auf Chlorit aus der Randschiefer Formation und der Prasinit-Phyllit Formation.

Geothermometer	Randschiefer Formation	Prasinit-Phyllit Formation
Zang & Fyfe (1995)	231 ± 11 (n = 12)	272 ± 18 (n = 56)
Cathelineau (1988)	306 ± 17 (n = 12)	348 ± 26 (n =56)
Lanari et al. (2014)	259 ± 53 (n = 12)	378 ± 118 (n = 52)

Insgesamt zeigt sich also das Bild einer durchdringenden Grünschiefer-Metamorphose in der Prasinit-Phyllit Formation, in deren Zuge auch die Chlorit-Bildung im „Goldenen Falken“ stattfand. Entsprechend lassen sich zwischen Wirtsformation und Erzlinse nur Abweichungen in den Fe- und Mg-Gehalten beobachten, die auf die Präsenz von syngenetischem Pyrit im „Goldenen Falken“ zurückzuführen sind. Im Einklang damit erbrachte kein Chlorit-Geothermometer einen signifikanten Temperaturunterschied.

Anders verhält es sich im Falle der Randschiefer Formation. Hier verdichten sich die Hinweise darauf, dass weder die ortsgebundene Präsenz des Chlorits, noch dessen jeweilige chemische Zusammensetzung das Produkt eines einzigen Prozesses ist. Die Bildung Fe-reichen Chlorits und das örtliche Fehlen von Chlorit geht

sehr wahrscheinlich auf die anchimetamorphe Überprägung unterschiedlicher Sedimentgesteine zurück, während Chlorit in unmittelbarer Nähe zum Erz mit einiger Sicherheit das Produkt hydrothermaler Überprägung ist. So zeugt dessen niedriger Fe-Gehalte von der Präsenz von Pyrit während der Kristallisation, ähnlich wie es im „Goldenen Falken“ der Fall war. Das texturelle Gleichgewicht von Chlorit und Muskovit das auch in dieser hydrothermalen Umgebung beobachtet werden kann, ermöglicht einen Vergleich zwischen Chlorit aus diesem Bereich mit dem Chlorit aus der übrigen Randschiefer Formation. Die Berechnungen mit Hilfe der beiden Al-basierenden Geothermometer zeigten einen signifikanten Temperaturunterschied zwischen der Erzlinse und der anchimetamorphen Wirtsformation. Abseits der absoluten Werte liegt folglich sehr wahrscheinlich ein tatsächlicher Temperaturunterschied vor.

9.4.2 Pyrit-Mineralisation

„St. Veits“ Erzlinse

Die mikroskopischen und chemischen Untersuchungen an Pyrit des Vorkommens „St. Veits“ belegte die Existenz mehrerer Pyrit-Generationen unterschiedlicher Herkunft innerhalb der Lagerstätte. Bei den beiden Typen K1rd (rund), K1id (idiomorph) und K1kf (kolloform), die stark an einzelne Schichten gebunden sind, handelt es sich um die drei ältesten Pyrit-Typen. Sie entsprechen in ihrer Morphologie und in ihrer texturellen Position syn- bzw. frühdiagenetischem Pyrit (vgl. Large et al. 2007, Guy et al. 2010). Der Grund für die etwa zeitgleiche Kristallisation dieser unterschiedlicher Pyrit-Typen lässt sich nach Taylor & Macquaker (2011) darauf zurückführen, dass idiomorpher Pyrit (wie K1id) direkt aus der übersättigten Lösung kristallisiert, während die rundlichen Formen aus verschiedenen Eisenmonosulfiden als Vorgängerminerale hervorgehen. Hier besteht wahrscheinlich ein Zusammenhang mit lokal erhöhten Kohlenstoffgehalten. Hinsichtlich der vergleichsweise hohen Werte an Cu, Zn, As, Pb und Au ähneln K1rd, K1id und K1kf diagenetischem Pyrit auf der ganzen Welt (Steadman & Large 2016). Kolloformer Pyrit (K1kf) wird allgemein als primäre Erscheinung innerhalb von Erzlagerstätten interpretiert, die jedoch eine hohe Anfälligkeit gegenüber Metamorphose/Deformation besitzt (Barrie et al. 2009). Entsprechend tritt Pyrit K1kl hier nur reliktisch, oft zusammen mit Pyrit vom Typ K1rd und K1id in Bereichen geringer Verfaltung in Erscheinung.

An den Faltenscheiteln oder bei allgemein stärker ausgeprägter Verfältelung wurden die K1-Pyrit-Typen vom Typ K2re ersetzt. Hierbei handelt es sich um Kornvergrößerung unter schwachen Metamorphosebedingungen (z.B. McClay & Ellis 1983, Barrie et al. 2010). Begleitet wird dieser Vorgang von einem deutlichen Verlust an fast allen Spurenelementen. So Fehlen Cu, Pb und Zn fast völlig, während As, welches eine hohe Resistenz gegen metamorphe Entfernung hat (Large et al.

2007), noch in deutlich größeren Mengen (ø = 670 ppm) vorhanden ist.

Pyrit vom Typ K2cu kann hier als Produkt hydrothermaler Aktivität im Bereich der „St. Veits“ Sulfidlinse angesehen werden. Seine enge Vergesellschaftung mit Chalkopyrit, Quarz und Carbonat legen eine genetische Verbindung hier nahe. Die Co/Ni-Verhältnisse, die mit durchschnittlich 35 deutlich über den Vergleichswerten der K1-Pyrite liegen (ø = 3,7), sind ebenfalls ein Indikator für eine hydrothermale Herkunft (Bajwah et al. 1987, Gregory et al. 2015). Interessant sind die hohen Cu- und geringen Pb-Werte in diesem hydrothermalen K2cu-Typ. So nimmt Pyrit beide Elemente nur bei sehr schneller Kristallisation in größeren Mengen auf (Abraitis et al. 2004). Dass nur Cu hier in größeren Mengen vorhanden ist, stellt ein Indiz für ein Cu-reiches, aber Pb-armes Fluid dar.

Der hohe Anteil an kataklastischer Kornverkleinerung der bei Pyrit des Typs K2cu beobachtet werden kann, resultiert wahrscheinlich auch aus der großen durchschnittlichen Korngröße des Pyrit-Typs. Allerdings zeugt die spröde Verformung auch von Bewegung an eben jenen Positionen an denen K2cu auskristallisiert wurde.

Erzlinse „Goldener Falke“

Die deutlich erhöhte Korngröße des Pyrits aus dem „Goldenen Falken“ ist hier auf den Einfluss der Grünschiefer-metamorphen Überprägung und der entsprechenden Kornvergröberung bzw. Rekristallisation zurückzuführen (McClay & Ellis 1983, Barrie et al. 2010). Die Tatsache, dass im „Goldenen Falken“ überhaupt nur zwei Pyrit-Typen (N1k; N1r) vorliegen, deutete auf eine durchdringende metamorphe Überprägung hin. Syn- bzw. diagenetische Pyrit-Typen, wie sie in der „St. Veits“ Erzlinse beobachtet werden konnten, liegen nicht vor. Nur die einschlussreichen Kernbereiche (N1k) des Pyrits zeigen Charakteristika, die auf die reliktische Erhaltung von primärem Pyrit hinweisen könnten. Dazu zählt neben dem Einschlussreichtum an sich (Steadman & Large 2016) auch die geringfügig erhöhte Konzentration an Spurenelementen. Bei den homogener erscheinenden Randbereichen (N1r) handelt es sich entsprechend um Rekristallisate, die im Zuge der metamorphen Überprägung entstanden sind. Die sehr geringen Cu-Werte (Maximal 9,78 ppm) in dieser jüngsten Pyrit-Generation deuten auf Kristallisationsbedingungen in Anwesenheit einer Cu-armen fluiden Phase hin. So weist die Pyrit-Generation aus dem „St. Veits“ Schacht, die mit der Cu-Mineralisation in Verbindung gebracht wird (K2cu), zum Vergleich durchschnittlich ca. 2500 ppm Cu auf. Entsprechend ist davon auszugehen, dass es sich bei Pyrit vom Typ N1r ausschließlich um ein lokales Mobilisat handelt, das nicht mit der eigentlichen Genese der Kupferberger Cu-Zn-Vererzung in Verbindung steht. Für die rein lokale Mobilisierung spricht auch, dass sich chemische Charakteristika des N1k-Pyrits, wie das völlige Fehlen von Zn oder die relative Armut an Pb, auf die jüngere N1r-Generation übertragen hat.

Da der „Goldene Falke“ und die „St. Veits“ Erzlinse unterschiedliche metamorphe Überprägungen erfahren haben, muss dies auch beim Vergleich der Pyrit-Typen beachtet werden. So ist ein höherer Metamorphosegrad zumeist mit einem Verlust an Spurenelementen verknüpft. Da As jedoch eine erhöhte Resistenz gegenüber metamorpher Mobilisierung hat, verbleibt es bis über die Grünschiefer-Fazies hinaus im Pyrit (Large et al. 2007). Was die jeweils ältesten Generationen in den beiden Lagerstättenteilen betrifft, so zeigt sich hier ein signifikanter Unterschied zwischen den As-Gehalten des Pyrits N1k und allen K1-Typen. Diese Beobachtung stellt somit ein Indiz gegen eine gemeinsame/zeitgleiche Genese dar, wie sie z.B. von Brand (1922) und Emmert et al. (1960a) angenommen wurden.

Die Erzlinsen „St. Veits“ und „Goldener Falke“ im Vergleich

Vergleicht man die verschiedenen Pyrit-Typen und -Generationen der beiden Untersuchungsstandorte, so stellt man fest, dass synsedimentär/diagenetischer Pyrit nur in den Proben aus der „St. Veits“ Erzlinse noch zweifelsfrei erhalten ist (K1rd, K1id, K1kl). Das entsprechende Pendant aus dem „Goldenen Falken“ sind die einschlussreichen Pyrit-Kerne (N1k). Inwieweit diese noch ihre primäre Zusammensetzung wiedergeben, bleibt unklar. Zweifelsfrei handelt es sich aber um die älteste Generation mit höherem Spurenelementgehalt. Die einschlussfreien Ränder (N1r) entsprechen hier dem K1re-Pyrit aus dem „St. Veits“ Schacht. Bei diesen beiden Pyrit-Typen handelt es sich um metamorphe, lokale Rekristallisate älterer Pyrit-Generationen. In beiden Untersuchungsstandorten ist dieser Pyrit völlig frei von Zn und arm an Cu und Pb. Woraus sich ableiten lässt, dass die Kristallisation von K2re und N1r genetisch nicht mit der Ausfällung des Erzes in Verbindung steht, sondern dieser vorausging. Hingegen wäre die Differenz in den Buntmetallgehalten zwischen den primären und den rekristallisierten Pyrit-Generationen als Quelle für die entsprechenden Mineralisationen denkbar. Beim K2cu-Typ handelt es sich hingegen um ein hydrothermales Nebenprodukt der Cu-Mineralisation, die keine Entsprechung im „Goldenen Falken“ hat.

Vergleicht man die Spurenelementgehalte der syngenetischen bzw. ältesten Pyrit-Generationen mit den Vergleichswerten aus 45 paläozoischen Schwarzschiefern (Gregory et al. 2015) so zeigt sich, dass der Kupferberger Pyrit relativ reich an Co, aber arm an Ni ist. Hinsichtlich des As liegt Pyrit aus der „St. Veits“ Erzlinse über dem Durchschnitt, während N1k aus dem Goldenen Falken deutlich darunter liegt. Dagegen übersteigen die Cu- und Au-Werte von K1rd, K1id die Vergleichswerte im Mittel um eine Größenordnung. Für N1k gilt dies nur im Falle des Goldes, hinsichtlich Cu ist dieser Pyrit-Typ eher durchschnittlich.

9.4.3 Chalkopyrit-Mineralisation

Die Beobachtung allein, dass Chalkopyrit in Poren- bzw. Kluftfüllung auftritt und dass es sich somit um ein texturell junges Mineral handelt, ist in ihrer Aussagekraft limitiert. Aufgrund des anchimetamorphen bzw. Grünschiefer-faziellen Charakters der Wirtsformationen müssen hier generell auch Mobilisierungsvorgänge im Rahmen der Metamorphose mit in die Betrachtung einbezogen werden. Bereits Vokes & Craig (1993) zeigten dabei die vielfältigen Auswirkungen von metamorpher Überprägung auf bestehende Lagerstätten auf. Nicht weniger komplex sind dabei die Transportmechanismen, die im Wesentlichen vom Fluid/Gestein-Verhältnis sowie der Intensität der Überprägung bestimmt werden. Das Spektrum reicht dabei von mechanischem Transport in fluidfreiem Zustand bis hin zu fluidgebundenen Lösung-Fällungs-Prozessen (vgl. Marshall et al. 2000 und darin erwähnte Quellen). Diese Vorgänge weisen sehr unterschiedliche chemisch-physikalische Voraussetzungen auf und sind in ihrer Reichweite grundverschieden, die Resultate sind sich jedoch in ihren epigenetischen Charakteristika sehr ähnlich (Zheng et al. 2012).

Die Tatsache, dass einzelne Bereiche der Erzlinsen fast vollständig durch Chalkopyrit ersetzt wurden, schließt Fluid-freie Prozesse im Wesentlichen aus. Stattdessen ist hier von einer erheblichen Zufuhr von Cu, Fe und auch S auszugehen, da syngenetischer Pyrit (K1id, K1rd, K1kf) nirgends in vergleichbaren Konzentrationen auftritt. Die typische Paragenese von Chalkopyrit und Sphalerit, mit Quarz und auch Karbonat unterstützt hier die These eines Fluid-basierenden Eintrags. So handelt es sich bei Quarz um einen häufigen Begleiter von Sulfiden, da sich beide hinsichtlich ihrer Transport- und Ausfällungseigenschaften in Fluiden sehr ähneln (Meng 1999).

Die konstant hohen Zn-Werte im Chalkopyrit sprechen für eine Ausfällung aus einem Zn-reichen Fluid. Dabei können bis zu 2000 ppm Zn als Gitter-Substitution von Fe auftreten (Kojima & Sugaki 1985, Huston et al. 1995). Bei den vereinzelten Werten, die deutlich darüber liegen, handelt es sich entsprechend um Mikroeinschlüsse. Das häufige Auftreten der „Chalkopyrit-Krankheit“ im Sphalerit könnte, neben einer nachträglichen Entmischung (z.B. Bente & Doering 1995), auch als Anzeichen einer zeitgleichen Kristallisation gewertet werden (Bortnikov et al. 1991). Dass nur Sphalerit dabei häufige Mikroeinschlüsse von Chalkopyrit enthält und nicht umgekehrt, ist hier dessen geringer Aufnahmefähigkeit für Cu geschuldet. Die Armut an Pb (16,0 ± 21,0 ppm) in Chalkopyrit entspricht den geringen Pb-Werten in Pyrit-Typ K2cu und deutet ebenfalls auf ein Pb-armes Fluid hin.

Trotz der Tatsache, dass Chalkopyrit bis zu 900 ppm Ge aufweisen kann (Rose 1967, Höll et al. 2007) liegen die Ge-Werte in der Kupferberger Lagerstätte nur in einem Drittel aller Messungen über der Nachweisgrenze, die sich für diese Messungen im Wesentliche zwischen 0,3 und 0,7 ppm befand. Auch die Werte für Ga und In

sind vergleichsweise gering. Die Interpretation für diesen Sachverhalt lehnt sich für Chalkopyrit an die Deutung der Sphaleritgehalte an (siehe Abschnitt 9.4.4).

9.4.4 Sphalerit-Mineralisation

Hinsichtlich seiner texturellen Position ist Sphalerit in der Kupferberger Lagerstätte dem Chalkopyrit sehr ähnlich. So treten diese als junge Phasen in Zwickel- und Kluftfüllungen auf und ersetzen andere Minerale. Aufgrund der Tatsache, dass sowohl Verdrängungen von Sphalerit durch Chalkopyrit als auch umgekehrt beobachtet werden können, ist hier von verschiedenen Generationen auszugehen. Bezieht man die Ergebnisse für Chalkopyrit mit ein, so lassen sich Beweise für mindestens zwei Generationen Chalkopyrit und dazwischen eine Generation Sphalerit finden. Der feinkörnige Sphalerit, der bevorzugt entlang von Scherbahnen zu finden ist, spricht hier für einen hydrothermalen Eintrag entlang dieser Wegsamkeiten (vgl. Abb. 43d). Da in allen in Betracht kommenden Ausfällungsprozessen Sphalerit nach Chalkopyrit ausfällt (z.B. Reed & Palandri 2006) können beide Minerale z.T. auf den gleichen Fluidstrom zurückzuführen sein.

Bei den niedrigen Fe-Gehalten des Sphalerits könnte es sich um eine primäre Eigenschaft des Minerals handeln. So sind derart niedrige Fe-Werte nicht unüblich. Da die Fe-Gehalte jedoch auch generell eine hohe Sensitivität gegenüber Druck aufweist und daher häufig als Geobarometer benutzt wird (z.B. Scott 1976), könnte es sich bei den bestimmten Werten theoretisch auch um ein Relikt höherer Druckbedingungen zu einem späteren Zeitpunkt in der Entwicklungsgeschichte des Sphalerits handeln. Die mittleren Fe-Gehalte in Sphalerit aus der „St. Veits“ Erzlinse und dem „Goldenen Falken“ sind jedoch deutlich unterschiedlich (im Mittel 6,4 bzw. 3,5 Mol-%). Diese Fe-Gehalte sind zu niedrig für das Diagramm nach Scott (1976). Dessen Systematik fortführend, würden die Werte beider Erzlinsen jedoch zu Drücken deutlich über 10 kbar führen. Darüber hinaus würde sich für die „St. Veits“ Erzlinse in der anchimetamorphen Randschiefer Formation ein höherer Druck als für die Grünschiefer-fazielle Prasinit-Phyllit Formation ergeben. Die gängige Berechnung des Drucks aus den Fe-Gehalten des Sphalerit führt hier zu Werten, die offensichtlich nicht mit den übrigen geologischen Rahmenbedingungen vereinbar sind.

Theoretisch möglich ist auch, dass es sich hier um einen Nebeneffekt der „Chalkopyrit-Krankheit“ handelt. So geht aus den experimentellen Untersuchungen von Bente & Doering (1995) hervor, dass Sphalerit im Kontaktbereich zur Chalkopyrit-Bildung an Fe verarmt. Aufgrund der sehr geringen Aufnahmefähigkeit von Cu in Sphalerit (Bortnikov et al. 1991) sind die sehr variablen und z.T. sehr hohen Cu-Werte in den mikroskopisch einschlussfreien Bereichen der Messungen als Anzeichen für submikroskopische Einschlüsse zu bewerten. Während sich die

Reichweitenwirkung des mikroskopisch erkennbaren Chalkopyrits auf die Fe-Gehalte wahrscheinlich im Bereich weniger μm bewegt, sind die Auswirkungen der submikroskopischen Einschlüsse völlig unklar.

Da der Fe-Gehalt im Sphalerit im Wesentlichen eine Funktion von αFeS ist, führt eine Ausfällung aus dem gleichen Fluid zusammen mit oder auch unmittelbar nach Chalkopyrit häufig zu sehr Fe-armen Sphalerit (Scott & Kissin 1973, Kojima 1990). Weil Sphalerit in der Kupferberger Lagerstätte generell eng mit Chalkopyrit vergesellschaftet ist und sich die beiden Minerale auch häufig gegenseitig ersetzten, bietet sich diese Erklärung für die niedrigen Fe-Gehalte im Sphalerit an. Allerdings könnte auch die Ausfällung von Pyrit des Typs K2cu Einfluss auf den Chemismus von Sphalerit gehabt haben.

Aufgrund der Substitution $Cd^{2+} \leftrightarrow Zn^{2+}$ ist Sphalerit in der Lage, relativ große Mengen an Cd in die Kristallstruktur einzubauen. So liegen typische Cd-Werte zwischen 0,2 bis 1,0 Gew.-% (Cook et al. 2009). Entsprechend sind die 2155 ppm Cd, die Sphalerit aus der Kupferberger Lagerstätte durchschnittlich aufweist, eher am unteren Ende des möglichen Spektrums einzuordnen. Durch die Substitution $Cu^{+}In^{3}+ \leftrightarrow 2\ Zn^{2+}$ kann sich Indium in Sphalerit bis in die Größenordnung von einigen Gew.-% anreichern. Durch die Tatsache, dass Cu das häufigste Spurenelement in Sphalerit der Kupferberger Lagerstätte ist, ist eine wesentliche Grundvoraussetzung für diese Substitution gegeben. Der Korrelationskoeffizient zwischen Cu und In von 0,42 (vgl. Abb. 46b) ist mäßig, spricht aber auch für einen gewissen Zusammenhang. Die dennoch sehr geringen In-Werte von 5,2 ppm sind einerseits durch dessen Fehlen im ausfällenden Fluid zu erklären. Dies wiederum spricht gegen ein Fluid granitischer Herkunft, welche in der Regel zur Bildung In-reicher Sphalerite führen (Cook & Ciobanu 2015). Auf der anderen Seite gibt es aktuell keine Belege für die Bildung In-reichen Sphalerits unter einer Fluidtemperatur von 305°C (Shimizu & Morishita 2012). Diese Temperatur kann für die Kupferberger Lagerstätte allerdings nicht mit Sicherheit als erreicht vorausgesetzt werden.

Germanium kann in Sphalerit mit Konzentrationen von bis zu 3000 ppm gefunden werden (Bernstein 1985, Höll et al. 2007). In der Kupferberger Lagerstätte erbrachten überhaupt nur zwei Analysen messbare Ge-Gehalte. Somit ist der Sphalerit hier als sehr arm an Germanium zu klassifizieren. Gallium war hier mit durchschnittlich 6,2 ppm noch das häufigste „high-tech"-Element, obwohl nach experimentellen Studien von Krämer et al. (1987) mehrere Gew.-% Ga möglich wären (vgl. Lockington et al. 2014). Aus der Auswertung von Ga-Konzentrationen in Sphalerit verschiedener Lagerstätten wird deutlich, dass diese durch niedrige Fluidtemperaturen (<300°C) begünstigt werden (Melcher et al. 2006, Cook et al. 2009). Insgesamt ist auch bei anchimetamorpher Überprägung davon auszugehen, dass die Werte für Elemente wie In und Cd, die in die Kristallstruktur eingebaut

werden, primär sind und nicht nachträglich beeinflusst wurden. Aber auch Ga erwies sich bei der Untersuchung metamorpher Lagerstätten als sehr resistent gegenüber metamorpher Überprägung (Lockington et al. 2014).

9.5 Genetische Interpretation der Isotopenverhältnisse in den Erzlinsen

9.5.1 Kupferisotopenverhältnisse in verschiedenen Cu-Mineralen

Fortschritte in der Messgenauigkeit der LA-ICP-Massenspektrometrie machte es in den frühen 2000er Jahren nicht nur möglich, die „traditionellen stabilen Isotope“ mit erhöhter Genauigkeit zu bestimmen, sondern sie ermöglichten auch die hinreichend genaue Bestimmung der Isotopenverhältnisse weiterer Elemente (Johnson et al. 2004). Zu diesen sogenannten „nicht traditionellen stabilen Isotopen“ zählt auch das Element Kupfer mit seinen beiden stabilen Isotopen ^{63}Cu und ^{65}Cu.

Bereits einige Jahrzehnte bevor es möglich wurde, das Cu-Isotopenverhältnis genau zu bestimmen, konnten Walker et al. (1958) und Shields et al. (1965) signifikante Unterschiede in deren Häufigkeit nachweisen. Erst die Arbeiten von Maréchal et al. (1999) und Zhu et al. (2000) zeigten, dass die Präzision bei der Messung der Cu-Isotopen ausreichend war, um deren Verhältnis hinreichend genau zu ermitteln. Damit legten sie den Grundstein für eine Vielzahl von Anwendungen v.a. im Bereich der Lagerstättenexploration und -charakterisierung (Mathur & Fantle 2015, Li et al. 2010, Kimball et al. 2009).

Eine der meistbeachteten Eigenheiten der Cu-Isotopie ist der Kontrast zwischen dem weiten Spektrum von Isotopenverhältnissen (δ^{65}Cu), das allgemein in natürlichen Proben zu beobachten ist (-16,96 bis 9,98 ‰; Mathur et al. 2009) und dem geringen δ^{65}Cu-Spektrum (-0,6 bis 0,4 ‰; Ikehata et al. 2011), das allgemein in Chalkopyrit mit hoher Bildungstemperatur gemessen wird. Jüngste Arbeiten von Zhao et al. (2017) legen jedoch zumindest für fein verteilten Chalkopyrit in mafischen Vulkaniten ein etwas weiteres δ^{65}Cu-Spektrum von etwa 2 ‰ nahe. Der Grund für diese geringe Fraktionierung der Isotope ist die Tatsache, dass sowohl der kinetische als auch der Equilibrium-Isotopeneffekt mit einem Anstieg der Temperatur an Effektivität verlieren (Schauble 2004). In Folge dessen kann von einer geringen Fraktionierung der Cu-Isotopen direkt auf eine Bildung unter hohen Temperaturbedingungen rückgeschlossen werden, was die Cu-Isotopie zu einem wertvollen Werkzeug in der Lagerstättengeologie macht. Unter Bildungsbedingungen mit niedrigen Temperaturen wäre eine deutlich höhere Fraktionierung die Folge. In dieser Hinsicht ähnelt Kupfer den übrigen stabilen Isotopen.

Für die meisten Elemente mit zwei oder mehr stabilen Isotopen dominiert der kinetische Isotopeneffekt die Fraktionierung bei unvollständigen chemischen Reaktionen. So führt die unterschiedliche Anzahl an Neutronen zwischen Isotopen eines Elements zu leicht unterschiedlichen Massen. Innerhalb eines Moleküls beeinflussen diese unterschiedlichen Massen (m) die Bindung bzw. deren Vibration (v):

$$v = \frac{1}{2\pi}\sqrt{\frac{k}{m}}$$

wobei k die Kraftkonstante des jeweiligen Moleküls ist. Eine Erhöhung der reduzierten Masse (Summe aller Einzelmassen in einem Molekül) durch Einbindung eines schwereren Isotops (mehr Neutronen) hätte eine Reduzierung der Vibrationsfrequenz zur Folge. Nach der Formel:

$$E_0 = \frac{1}{2}hv$$

führt dies zu einer geringeren Nullpunktenergie E0, wobei h hier die Planck'sche Konstante (6,626 x 10^{-34} J x sec) ist. Diese durch Massenzunahme bedingte Reduzierung von E0 erhöht die Energie, die benötig wird, um die Bindung zu lösen. Entsprechend weisen Moleküle mit schweren Isotopen ein trägeres Reaktionsverhalten auf als Moleküle mit leichten Isotopen. Das hat zur Folge, dass bei jeder unvollständig ablaufenden Reaktion das Reaktionsprodukt an leichten Isotopen angereichert ist, während das Residuum überdurchschnittlich viele schwere Isotope aufweist. Aufgrund des generell höheren Anregungszustands (höhere Schwingfrequenz) sinkt die Bedeutung dieses Effekts mit steigender Reaktionstemperatur (Schauble 2004).

Allerdings spricht die gegenwärtige Datenbasis für die Fraktionierung von Cu-Isotopen eindeutig für eine bevorzugte Lösung von ^{65}Cu aus den Kupferquellen (Mathur & Fantle 2015, Kimball et al. 2009, Zhu et al. 2000). Der Grund für dieses Lösungsverhalten ist nicht vollständig geklärt, allerdings gibt es starke Hinweise auf eine erhöhte Wirksamkeit des sonst zweitrangigen Equilibrium Isotopenfraktionierungseffekts auf Kupfer unter geologischen Bedingungen. Eine Schlüsselrolle spielt dabei die Oxidation und neue Koordination des Kupfers beim Lösungsprozess (Schauble 2004). Entsprechend scheint der Übergang des Kupfers von Chalkopyrit zum polynuklearen Komplex $[Cu_2Cl_6]^{2-}$ für einen erheblichen Teil der Cu-Isotopenfraktionierung verantwortlich zu sein (Albarède 2004, Maréchal & Albarède 2002). Weiterhin legen Untersuchungen von Ehrlich et al. (2004) und Maher et al. (2011) nahe, dass auch der Redoxzustand, der pH-Wert des Fluids und ein eventueller Phasenübergang (flüssig-gasförmig) Auswirkungen auf das Fraktionierungsverhalten haben können.

Obwohl auch Prozesse unter hohen Temperaturbedingungen zu einem gewissen Maß von Cu-Isotopenfraktionierung begleitet werden können (z.B. Maher et al. 2011, Graham et al. 2004) sind sehr geringe δ^{65}Cu-Werte (0,1 ± 0,6 ‰) ausschließlich bei Sulfidgenesen hypogenen Ursprungs zu beobachten, welche eben solche Bedingungen bieten (Mathur & Fantle 2015). Alle gemessenen Chalkopyrit-Proben aus der Kupferberger Lagerstätte fielen in dieses enge Spektrum. Damit spricht das

ermittelte Cu-Isotopenspektrum für eine epigenetisch/hydrothermale Cu-Vererzung. Im Falle einer supergenen Lagerstättenbildung, wie sie von URBAN & VACHÉ (1972) postuliert wurde, wäre ein deutlich größeres δ^{65}Cu-Spektrum zu erwarten. So weisen die supergen gebildeten, sekundären Cu-Minerale in porphyrischen Kupferlagerstätten δ^{65}Cu-Werte zwischen -5,0 und 5,4 ‰ auf (MATHUR et al. 2013, MATHUR & FANTLE 2015) und übertreffen somit das Kupferberger δ^{65}Cu-Spektrum um eine Größenordnung. Allerdings besteht auch die Möglichkeit, dass das Kupferisotopenspektrum durch räumliche Effekte verändert wird. So zeigen die Untersuchungen an der porphyrischen Cu-Au-Lagerstätte Northparkes (LI et al. 2010) einen deutlichen Abfall der δ^{65}Cu-Werte vom hochgradig vererzten Zentrum (0,19 ± 0,14 ‰) zu den randlichen Bereichen des Erzes (ca. -0,4 ‰). Zwar ist der genaue räumliche Zusammenhang der Proben aus dem "St. Veits" Schacht nicht näher rekonstruierbar, jedoch besteht kein signifikanter Unterschied im δ^{65}Cu-Spektrum der stark und der schwach vererzten Proben, wodurch dieser Effekt hier nicht wirksam sein kann. Durch die mit der Mineralisierung zunehmende Impermeabelität der Erzlinse (MARSHALL & GILLIGAN 1989) würden spätere Fluide aus einer bereits ausgelaugten Kupferquelle wahrscheinlich vermehrt in randliche Bereiche gedrängt werden. Doch auch hierfür liefern die Daten keine Hinweise. Ein Einfluss von kaltem Meerwasser auf das Kupferisotopenverhältnis kann aufgrund des geringen Kupfergehalts von 0,007 mol/kg (ELDERFIELD & SCHULTZ 1996) im Meerwasser ausgeschlossen werden (IKEHATA et al. 2011). Die bevorzugte Lösung von δ^{65}Cu durch meteorische Wässer in oberflächennahen Bereichen der Lagerstätte und deren Abraum (KIMBALL et al. 2009) ist zwar in der Lage, das Kupferisotopenverhältnis nachhaltig zu beeinflussen, hinterlässt aber in der Regel deutliche Alterationserscheinungen im betroffenen Gestein. Am hier untersuchten Probenmaterial konnten jedoch keine intensiven supergenen Einflüsse beobachtet werden.

Das in Kupferberg realisierte δ^{65}Cu-Spektrum (-0,26 bis 0,36 ‰) ist jedoch selbst verglichen mit den δ^{65}Cu-Werten aus Chalkopyrit, der unter Bildungsbedingungen mit hohen Temperaturen im kontinentalen (MARKL et al. 2006) oder marinen Umfeld (ZHU et al. 2000) gebildet wurde, sehr klein. Am ehesten lassen sich die Werte mit den von IKEHATA et al. (2011) untersuchten Besshi-Typ Lagerstätten vergleichen. Hier wurden die für VMS-Lagerstätten untypisch kleinen δ^{65}Cu-Spektren durch den Einfluss Grünschiefer-fazieller Metamorphose erklärt. Eine solche Beeinflussung der Kupferisotopenverhältnisse durch metamorphe Überprägung wäre im Falle Kupferbergs ebenfalls gut denkbar. Gegen eine simple Gesetzmäßigkeit beim Einfluss von Metamorphose auf das δ^{65}Cu-Spektrum spricht, dass die Kupferisotopenverhältnisse in den Amphibolit-faziell überprägten, orogenen Goldlagerstätten des Hattu Gürtels in Ostfinnland trotz des metamorphen Einflusses δ^{65}Cu-Spektren aufweisen, wie sie typisch für unter hohen Temperaturen (hydrothermal) gebildeten

Chalkopyrit sind (Molnár et al. 2016). Folglich ist der Umfang, in dem Metamorphose Einfluss auf das Cu-Isotopenspektrum nimmt, bisher zu einem gewissen Maße unklar. Allerdings sind zum gegenwärtigen Zeitpunkt keine Beispiele von Lagerstätten bekannt, die ein ähnlich geringes δ^{65}Cu-Spektrum wie Kupferberg aufweisen und nicht metamorph überprägt sind.

Die δ^{65}Cu-Spektren bei den sekundären Kluft- und Porenfüllungen aus gediegen Kupfer und Malachit entsprechen in etwa den Vergleichswerten von Ikehata et al. (2011) und den darin zitierten Arbeiten. Sie deuten außerdem das Ausmaß der Isotopenfraktionierung bei supergener Verlagerung an und bilden somit den Kontrast zur hypogenen Cu-Mineralisation.

Während sich der unterschiedliche Chalkopyrit-Gehalt der Proben nicht auf die Kupferisotopenverhältnisse auswirkt, ist ein deutlicher Zusammenhang mit den Co-Gehalten feststellbar. So weisen die Chalkopyrit-reichen Proben im Durchschnitt 220 ppm (σ = 77) Co auf, während Chalkopyrit-arme Proben 73 (σ = 6 ppm) ppm Co beinhalten. Da die Spurenelementanalysen an Pyrit bereits deutlich dargelegt haben, dass hydrothermaler Pyrit (K2cu) der wesentliche Träger von Kobalt in der Kupferberger Lagerstätte ist, zeigt sich auch hier ein deutlicher Zusammenhang zwischen der Cu-Mineralisation und der hydrothermalen Aktivität. Aufgrund der gezielten Beprobung von Chalkopyrit-reichen Bereichen im Probenmaterial drücken die hier angegeben Zn-Werte (326 ± 156 ppm) nur den Durchschnitt für Sphalerit-arme Bereiche aus. Ein Vergleich zwischen den Chalkopyrit-armen und somit am schwächsten hydrothermal überprägten Proben und den Tonschiefern aus dem Streichengrund der Randschiefer Formation (114 ± 43 ppm Zn) zeigt, dass es sich nicht um den Hintergrundgehalt an Zn im Sediment handelt. Vielmehr liegt hier wahrscheinlich eine sedimentär/diagenetische Voranreicherung vor, die im Zusammenhang mit den syngenetischen Pyritgenerationen K1id, K1rd, K1cl steht. Diesen weisen auch vergleichsweise hohe Zn-Konzentrationen auf.

9.5.2 Schwefelisotopenverhältnisse der verschiedenen Sulfidparagenesen

Seit der Entdeckung des Deuteriums durch Urey (1932) entwickelte sich die Untersuchung von Isotopen zu einem nützlichen Werkzeug nicht nur in den Geowissenschaften. Das Element Schwefel erwies sich in dieser Hinsicht als besonders ergiebig. So besteht ein beträchtlicher Massenunterschied zwischen den einzelnen Isotopen, was die Schwefelisotopenverhältnisse leicht messbar macht. Darüber hinaus ist er eines der häufigsten Elemente in der Erdkruste und kommt in vielfältigen Verbindungen fast überall vor (Thode 1991). Die ersten Versuche, die Möglichkeiten der Schwefelisotopenanalyse in den Dienst der Lagerstättenkunde zu stellen wurden von Kulp et al. (1956) und Jensen (1959) unternommen. Beide beschäftigten sich mit den Schwefelisotopenverhältnissen in verschiedenen Sulfiden und Lagerstättentypen.

Und auch in jüngerer Zeit ist die Verteilung der Schwefelisotopen noch immer ein nützliches Instrument zur Charakterisierung von sulfidischen Lagerstätten (z.B. Sharman et al. 2014, Guy et al. 2014).

Beim Vergleich der drei verschiedenen Probengruppen aus der Kupferberger Lagerstätte fällt auf, dass sich die Chalkopyrit-reichen und die Chalkopyrit-armen Erze aus der „St. Veits“ Erzlinse hinsichtlich ihres Spektrums an Schwefelisotopenverhältnissen sehr ähneln. So weist erstere Gruppe einen Durchschnitt von 3,2 ± 0,6 ‰ auf, während Letztere ein δ^{34}S-Spektrum bei 3,1 ± 0,9 ‰ aufweist. Die ebenfalls Chalkopyrit-arme Gruppe aus dem „Goldenen Falken“ hebt sich jedoch mit $\delta^{34}S = 1{,}4 \pm 0{,}8$ ‰ deutlich ab. Während sich die Chalkopyrit-armen Bereiche der Lagerstätte hinsichtlich ihrer Sulfidmineralogie in solchem Maße ähneln, dass sie in der Vergangenheit als die gleiche Lagerstätte klassifiziert wurden (Brand 1922, Emmert et al. 1960a, Urban & Vaché 1972), sind sie hinsichtlich ihrer Schwefelisotopenverteilung kaum vereinbar. Aufgrund der fast identischen Sulfid-Mineralogie können die unterschiedlichen S-Isotopenverhältnisse in den Sulfiden (Kajiwara & Krouse 1971) nicht für die beobachteten Unterschiede verantwortlich sein. Da sich durch die Chlorit-Thermometrie kein signifikanter Temperaturunterschied zwischen der „St. Veits“ und der „Goldenen Falke“ Erzlinse feststellen ließ, ist auch davon auszugehen, dass der Metamorphosegrad keinen Einfluss auf die unterschiedliche isotopische Zusammensetzung hatte. Darüber hinaus behalten Tonschiefer in der Regel auch unter dem Einfluss von Regionalmetamorphose ihre charakteristischen S-Isotopenverteilungen bei (Zheng 1990). Entsprechend ist davon auszugehen, dass die beiden δ^{34}S-Spektren der Chalkopyrit-armen Proben primäre Eigenschaften des Sedimentgesteins sind. Wendet man den t-Test auf die Ergebnisse der S-Isotopenanalyse beider Chalkopyrit-armen Lagerstättenteile an und legt als Null-Hypothese zugrunde, dass es sich um eine Lagerstätte und bei den Proben um Stichproben aus der gleichen Grundgesamtheit handelt, so errechnet sich hierfür eine Wahrscheinlichkeit von 2 %. Entsprechend ist diese Hypothese abzulehnen, so dass es sich hier bei den beiden Chalkopyrit-armen Schichten in der Randschiefer Formation und der Prasinit-Phyllit Formation um zwei unterschiedliche Pyrit-reiche Lagen mit unterschiedlichen S-Isotopenverhältnissen handelt. Die entsprechenden Differenzen sind wahrscheinlich die Folgen unterschiedlicher δ^{34}S-Verhältnisse im Meerwasser zum Bildungszeitpunkt (vgl. Kampschulte & Strauss 2004). Für die Randschiefer Formation handelt es sich dabei um das Ordovizium, während die Prasinit-Phyllit Formation jüngst ins Devon datiert wurde (Koglin et al. 2015). Eine andere Möglichkeit wäre das unterschiedliche Ausmaß an bakterieller Reduktion (vgl. Chambers & Trudinger 1979) im Meerwasser. In jedem Fall handelt es sich um zwei verschiedene Ablagerungsräume.

Die Vielzahl der Pyrit-reichen Schichten in den Sedimentgesteinen der saxothu-

ringischen Vogtland Synklinale zeigt die nicht besonders unwahrscheinliche Möglichkeit, dass sich nach der Raumnahme der Münchberger Gneismasse eine dieser Schichten an die Pyrit-reiche Schicht der Prasinit-Phyllit Formation anschließt. Vor dem Hintergrund, dass die Spurenelementanalyse an Pyrit bereits auf die Koexistenz mindestens einer syngenetischen und einer epigenetisch/hydrothermalen Pyrit-Generation hingewiesen hat, fiele das Schwefelisotopenspektrum des Chalkopyrit-reichen, und somit maximal hydrothermal beeinflussten Erzes aus der Kupferberger Lagerstätte sehr gering aus (δ^{34}S = 2,0 bis 4,2 ‰). Bedenkt man das riesige δ^{34}S-Spektrum das in paläozoischem Pyrit (δ^{34}S = ca. -30 bis +30 ‰, Canfield & Farquhar 2009, Fike et al. 2015) oder in granitoiden Gesteinen (δ^{34}S = -12 bis +14 ‰, Marini et al. 2011) realisiert ist, erscheint es zu gering, um mindestens zwei verschiedene S-Quellen widerzuspiegeln. In diesem Falle wäre stattdessen von einem deutlich breiteren, wahrscheinlich bimodalen Spektrum auszugehen, wie es in anderen Lagerstätten mit zwei S-Quellen realisiert ist (Shelton et al. 1995, Lu et al. 1996). Eine nachträgliche Homogenisierung des gesamten S-Isotopenverhältnisses innerhalb der Lagerstätte ist aufgrund der gut erhaltenen Spurenelementcharakteristika und der morphologischen Eigenschaften der verschiedenen Pyrit-Generationen auszuschließen. Ein schwefelfreier hydrothermaler Eintrag einer Kupfermineralisation wäre denkbar, jedoch übersteigt die Quantität der Sulfide in den Chalkopyrit-reichen Proben die der Chalkopyrit-armen Proben um ein Vielfaches und ist somit nicht durch bloßen Cu-Eintrag zu erklären.

Die einzige Möglichkeit die Idee eines hydrothermalen Schwefeleintrags mit dem sehr geringen δ^{34}S-Spektrum aus der Kupferberger Lagerstätte zu harmonisieren, ist eine schichtinterne Mobilisierung. Hierbei fände sowohl die Lösung als auch die Fällung der Sulfide innerhalb der Randschiefer Formation statt. Da die Sedimente dieser Formation auffällig arm an Feldspat und auch an Pb sind, würde dies auch das Fehlen von Galenit in der Mineralparagenese erklären.

9.6 Rekonstruktion der chemisch-physikalischen Bildungsbedingungen der verschiedenen Sulfid-Anreicherungen

Die Ergebnisse der verschiedenen Untersuchungen an der „St. Veits“ Erzlinse zeigten deutlich, dass hier eine syngenetische und eine epigenetische Mineralisation vorliegt. Diese müssen hier entsprechend separat behandelt werden.

Erzlinse “St. Veits”
Die syngenetische Sulfid-Anreicherung besteht im Wesentlichen aus den verschiedenen Pyrit-Generationen (K1rd, K1id, K1kf), nur vereinzelt können isolierte Körner von Chalkopyrit und Sphalerit in den kohlenstoffreichen Tonschiefern der Randschiefer Formation festgestellt werden.

Aus Abbildung 75 wird ersichtlich, dass es sich bei Pyrit generell um das dominierende Eisensulfid unter sauerstoffarmen und niedrigtemperierten Bedingungen handelt (Schoonen 2004). Entsprechend nimmt sein Stabilitätsfeld ein großes Spektrum an pH- und pE-Werten ein.

Solche Bedingungen sind typisch für schlecht durchlüftete, kohlenstoffreiche Meeresbecken. So kommt es durch bakterielle Aktivität zur Reduktion des Sulfats aus dem Meerwasser. Es entsteht H_2S, das wiederum detritäres eisenhaltiges Material zu verschiedenen metastabilen FeS-Mineralen oxidiert, die sich bei anhaltender Sedimentation unter diagenetischen Bedingungen zu Pyrit transformieren (Berner 1984). Kleinkörniger, idiomorpher Pyrit, wie in dieser Studie K1id, fällt im Gegensatz zu vielen rundlichen Formen direkt, d.h. ohne Bildung eines Eisenmonosulfids aus (Taylor & Macquaker 2011), womit sich deren Koexistenz unter den gleichen Bildungsbedingungen erklärt. Der Reichtum an Spurenelementen, der hier für diesen Pyrit nachgewiesen wurde, ist typisch für diese frühen Kristallisationen (Steadman & Large 2016). Aufgrund des intensiven kambrisch-ordovizischen Vulkanismus in der Umgebung der Lagerstätte wäre eine Beteiligung von exhalativen Prozessen zur Bereitstellung der benötigten Fe-Gehalte denkbar. Auch die z.T. erheblichen Konzentrationen an epigenetisch nicht angereichertem Pyrit, wie sie in der „Schieferberg“ Erzlinse mit 1,1 m Mächtigkeit aufgeschlossen waren (Urban & Vaché 1972), lassen Spekulationen über eine exhalative Beteiligung aufkommen. Allerdings gehen weder aus den historischen Arbeiten (Brand 1922, Ibach 1940, Urban & Vaché 1972) noch aus den hier erbrachten Ergebnissen eindeutige Beweise für eine Beteiligung exhalativer Prozesse hervor. In jedem Fall erscheint die geotektonische Position am Nordrand Gondwanas, wie sie sich aus den Ergebnissen der verschiedenen Untersuchungen an den Sedimentgesteinen ableiten lässt, für die Bildung von Sulfiden sehr vorteilhaft. So lag hier ein schlecht durchlüftetes, kohlenstoffreiches, marines Milieu vor, das hinsichtlich seiner klastischen Sedimen-

te vorwiegend durch Abtragung der tiefgründig verwitterten kadomischen Bereichen am Nordrand Gondwanas gespeist wurde. Zeitgleich kam es durch tektonische Dehnungserscheinungen zu intensivem, bimodalem Vulkanismus, der den gesamten Schelf durch seine Ablagerungen prägte. Dabei wird gerade die Rolle des mafischen Vulkanismus für die Anreicherung an Metallen hoch bewertet (Pašava 2000).

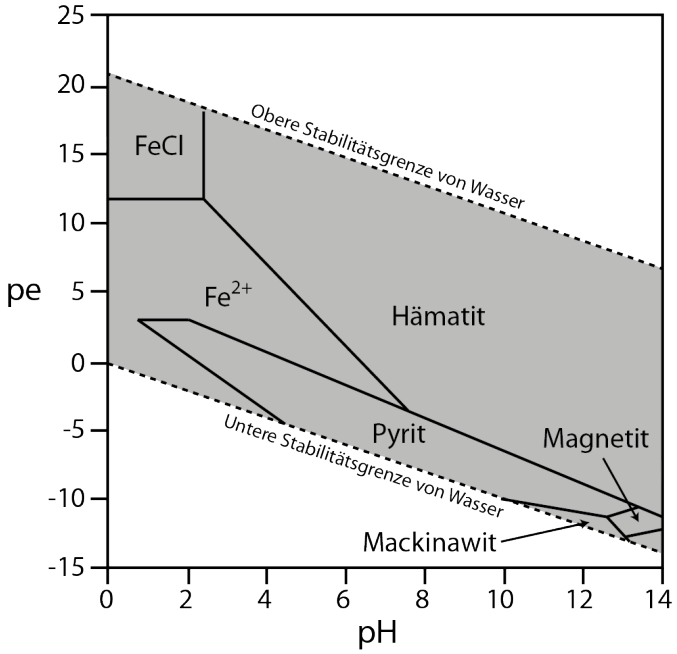

Abbildung 75: pH-pE-Diagramm mit den Stabilitätsfeldern der Eisenverbindungen im sedimentären Umfeld (nach Schoonen 2004). T= 25°C, P = 1 bar, αFe = 10^{-6}, αS = $10^{-2,551}$, $\alpha_{C(IV)} = 10^{-3,001}$, Troilit und Pyrrhotin unterdrückt.

Als epigenetische Mineralparagenese liegen in der „St. Veits“ Erzlinse Pyrit (K2cu), Chalkopyrit, Sphalerit, Quarz und Karbonat vor. Aus den vorangegangenen Untersuchungen ergaben sich für diese Minerale, deutliche Hinweise auf einen Transport bzw. eine Ablagerung im Rahmen von hydrothermaler Aktivität. So zeigt der Pyrit-Typ K2cu ein entsprechend hohes Co/Ni-Verhältnis und auch das δ^{65}Cu-Spektrum deutet stark auf eine hydrothermale Ablagerung unter hohen Temperaturverhältnissen hin. Da die Ausfällung der verschiedenen hydrothermal angereicherten Minerale zum Teil durch Veränderungen unterschiedlicher chemisch-physikalischer Parameter gebunden ist, können aus deren Vergesellschaftung wichtige Rückschlüsse auf die Genese der Lagerstätte gezogen werden.

Die Metalle Fe, Cu, Zn und Pb benötigen für ihren Transport sowie für ihre Ausfällung aus einem hydrothermalen Fluid relativ ähnliche Bedingungen. So wird ihre Löslichkeit durch hohe Salinitäten zum Positiven und durch Druck zum Negativen hin verändert. Temperatur und pH-Wert haben jedoch im Bereich der Erzgenese die größte Bedeutung (Barnes 1997).

Die wichtigsten in der Regel beteiligten Metallkomplexe sind unterschiedlich robust gegenüber den Fluidtemperaturen (vgl. Abb. 76a-d), was Auswirkungen auf die Menge der in Lösung befindlichen Metalle hat. Generell sinkt jedoch die Löslichkeit von Fe, Zn und Pb bei Abkühlung von 300°C auf 25°C deutlich ab und es kommt zur Ausfällung der Buntmetalle. Nach Reed & Palandi (2006) kommt es bei Cu zwar nur bis 200°C zu Ausfällung, darunter werden die HS-Komplexe stabil und es schließt sich bei weiter sinkenden Temperaturen eine Lösung des Kupfers an (vgl. Abb. 76a + e). Die Ergebnisse von Fontboté et al. (2017) zeigen jedoch auch unter 200°C eine kontinuierliche Cu-Ausfällung mit sinkenden Temperaturen. Hinsichtlich des pH-Werts verhalten sich Fe, Cu, Zn und Pb in Fluiden ebenfalls sehr ähnlich. So zeigen sie hohe Löslichkeiten bei niedrigen pH-Werten, welche mit steigendem pH-Wert im unterschiedlichen Maße abnehmen. Gerade Cu ist sehr empfindlich und fällt bereits bei geringen pH-Wert Änderungen über 2 aus, während die Summe des gelösten Eisens noch bis 3,5 und die von Zn und Pb sogar darüber hinaus bis pH 4 relativ stabil bleibt (Reed & Palandri 2006, vgl. Abb. 76f).

Einer der entscheidenden Punkte der epigenetischen Mineralparagenes ist jedoch die enge texturelle Vergesellschaftung von Quarz und Kalzit innerhalb der Erzlinsen. Aufgrund der gegensätzlichen Ausfällungsmechanismen ist es nur in wenigen Situationen möglich Karbonat und Quarz, gemeinsam aus einem Fluid auszufällen (vgl. Barnes 1997). So steigt die Löslichkeit von SiO_2 generell mit höherem Druck, höherer Temperatur und höherem pH-Wert langsam an (Rimstidt 1997). Eine Übersättigung der Lösung kann entsprechend durch Abnahme eines dieser Faktoren herbeigeführt werde. Durch die Abhängigkeit von unterschiedlichen Parametern ist Quarzausfällung über weite chemisch-physikalische Bedingungen hin zu beobachten, wie sie auch für hydrothermale Sulfidausfällungen typisch sind (Meng 1999). Anders als bei SiO_2 steigt die Löslichkeit von Kalzit rapide mit abnehmender Temperatur. Ein Absinken der Fluidtemperatur, das die Ausfällung der gelösten Metalle, sowie des SiO_2 hätte bewirken können, kann folglich nicht für die Ablagerung des Kalzits verantwortlich sein. Die Auswirkungen von hoher Salinität auf die Löslichkeit von Kalzit sind hier ambivalent. So führt eine Erhöhung der Salinität bei hohen Temperaturen (ca. 300°C) zu einer Erhöhung der Löslichkeit, während Selbiges bei niedrigen Temperaturen (<50°C) zu einer herabgesetzten Löslichkeit führt (Barnes 1997).

Überträgt man diese theoretischen Transport- und Ausfällungseigenschaften der beteiligten Minerale auf die epigenetische Mineralparagenese in der „St. Veits“ Erzlinse, so wird deutlich, dass ein hoch salinares, heißes Fluid mit saurem pH-Wert für den Transport größerer Mengen an Buntmetalle Voraussetzung ist. Nach Barnes (1997) wären ein Temperaturabfall bzw. eine Erhöhung des pH-Werts die effektivsten Vorgänge zur Ausfällung der Metalle aus einem solchen Fluid. Allerdings würde

keine der genannten Möglichkeiten zur Ausfällung von Kalzit führen. Eine Temperatursenkung als auslösender Faktor würde dagegen in mehrerlei Hinsicht zu einem räumlichen Problem führen. So sind Temperaturgradienten zumeist großräumig in ihrer Ausprägung und entsprechend nur in Ausnahmefällen in der Lage punktuell epigenetische Vererzungen zu bewirken. Auch wäre ein Temperaturgradient nicht in der Lage, die Bindung der Erzlinsen an Pyrit-reiche Schwarz- und Tonschiefer zu erklären, die vielerorts beobachtet werden kann (Brand 1922).

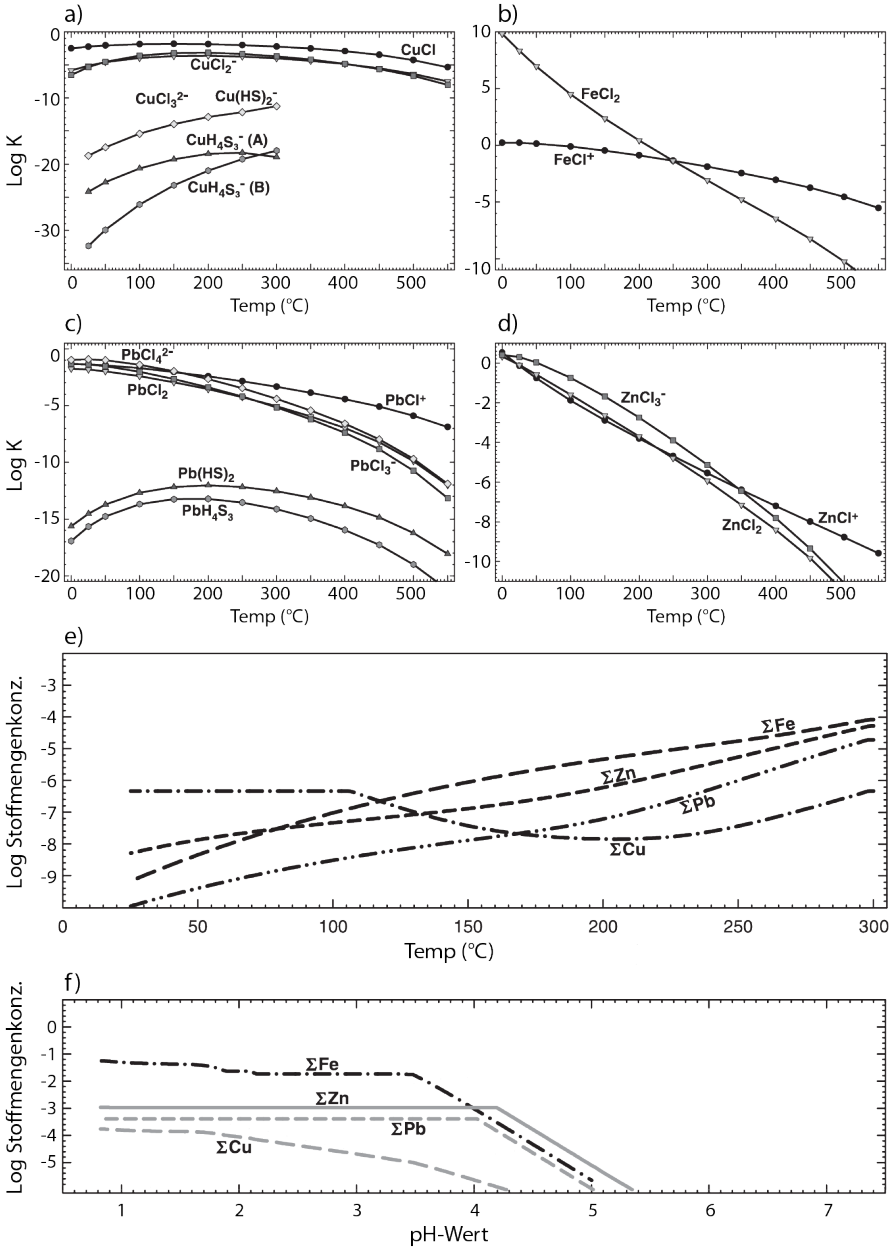

Abbildung 76: a-d) Stabilität ausgewählter Metallkomplexe in Abhängigkeit von der Fluidtemperatur, bei P = 800 bar. Log K = Dissoziationsengerie des Komplexes; **e)** Stoffmengenkonzentration ausgewählter Metalle in Abhängigkeit von der Fluidtemperatur; **f)** Stoffmengenkonzentration ausgewählter Metalle in Abhängigkeit vom pH-Wert des Fluids (verändert nach Reed & Palandri 2006).

Besonders hinsichtlich des pH-Werts wird die Herkunft des Kalzits relevant. Die Tatsache, dass Karbonatkonzentrationen immer von Quarz-gefüllten Klüften unterbrochen werden und nie umkehrt (vgl. Brand 1922), legt zunächst nahe, dass es sich hier bei der Ausfällung der beiden Minerale auch um zwei zeitlich versetzte Ereignisse handelt. So könnte das Karbonat bereits in einem frühen Stadium der Orogenese aus karbonatreichen Tonschiefern in unmittelbarer Umgebung der Erzlinsen mobilisiert und in den tektonisch zerrütteten Bereichen, die später auch als Wegsamkeit für die metallreichen Fluide dienten, ausgefällt worden sein. Die Erhöhung des pH-Werts, die in der Regel eine Folge des Kontakts eines sauren Fluids mit Karbonat ist, würde lokal einen effektiven Ausfällungsmechanismus bereitstellen und zugleich die semi-stratiforme Positionen der Erzlinsen erklären. Die vielen Beobachtungen von karbonatverfüllten Klüften in den unvererzten Tonschiefern scheinen dies zu unterstützen. Allerdings sind diese Karbonatkonzentrationen selten mächtiger als einige Zentimeter und auch nirgends so häufig, dass sie in der Lage wären, eine Vererzung in der Größenordnung von knapp 900.000 t (Urban & Vaché 1972) zu erklären.

Der Schwarzschiefer hingegen kommt mit einigen Metern Mächtigkeit in der Randschiefer Formation vor. Die hohen Anteile an Kohlenstoff, der als einer der effizientesten Redox-Puffer überhaupt agiert (Beyssac & Rumble 2014), wäre in der Lage, die Ausfällung großer Mengen an Buntmetallen zu verursachen. Allerdings legen die Ergebnisse der Schwefelisotopenanalysen nahe, dass diese Schichten auch das Herkunftsgebiet des Schwefels sind. Damit die Schwarzschiefer sowohl die Quellen als auch Ablagerungsraum der Buntmetallmobilisierung sein können, muss der Grund für die Lösung wie auch für die Ausfällung der Buntmetalle außerhalb der lithologischen Eigenschaften der Schwarzschiefer zu suchen sein. Da viele der möglichen Einflussfaktoren bereits ausgeschlossen wurden, ist die einzige Möglichkeit alle Beobachtungen zu harmonisieren, ein Sieden des transportierenden Fluids anzunehmen.

Sieden findet in der Erdkruste in Abhängigkeit von Dichte des Fluids und des Drucks über ein weites Temperaturspektrum zwischen 200 und 700°C statt (Pokrovski et al. 2005). Bei der Phasentrennung werden Komponenten wie CO_2, H_2S, CH_4, SO_2 und H_2 in die Gasphase abgegeben. Die Folge kann eine schnelle Änderung der chemischen Eigenschaften eines Fluids sein (Drummond & Ohmoto 1985). So bestimmt z.B. die Konzentration des gelösten CO_2 in einem Fluid auch die Löslichkeit von Kalzit in diesem. Die Tatsache, dass es in der Regel bereits in den frühsten Stadien dieses Siedeprozesses zu Abgabe erheblicher Anteile an Kalzit kommt, SiO_2 hingegen nur im Verhältnis zur Produktion von Volatilen abgegeben wird (Drummond & Ohmoto 1985), passt zu der Beobachtung, dass es sich bei Kalzit um die jüngste epigenetische Phase handelt, die in der Regel durch Quarz

geschnitten wird. Durch die Destabilisierung der Cl-Komplexe kommt es während des Siedens schnell zur Ausfällung eines Großteils der gelösten Metalle und nur in frühen Stadien werden trotz des sukzessiven Verlust an H_2S vor allem Sulfide wie Pyrit, Chalkopyrit, Sphalerit und Galenit ausgefällt (Drummond & Ohmoto 1985). Entsprechend liegt die Vermutung hier nahe, dass es sich bei der epigenetischen Mineralisation der „St. Veits“ Erzlinse um das Produkt einer frühen Siedephase eines metallreichen Fluids handelt.

Für das Fehlen von größeren Mengen Pb-Sulfid lässt sich hinsichtlich der Transport- und Ausfällungsprozesse keine befriedigende Erklärung geben. Die sehr geringen Mengen an Galenit, die Ibach (1940) mikroskopisch nachweisen konnte, bestätigen die chemisch-physikalische Möglichkeit einer Ausfällung.

Erzlinse “Goldener Falke”

Entgegen der Beschreibung von Urban & Vaché (1972) liegt die Vererzung hier in Form mehrerer Chalkopyrit-armer und Pyrit-reicher Schichten in einem Gestein vor, das als Muskovit-Chlorit-Quarz-Phyllit zu bezeichnen ist. Weder die Untersuchungen an Chlorit, noch die Bestimmung der Spurenelemente der Sulfide erbrachte Hinweise auf eine hydrothermale Überprägung des „Goldenen Falken“. Zwar liegen Anzeichen einer Mobilisierung von Pyrit und auch Chalkopyrit vor, diese stehen jedoch sehr wahrscheinlich im Zusammenhang mit der metamorphen Überprägung der Lagerstätte. So handelt es sich bei den geringen Mengen an freiem Chalkopyrit um Mobilisate aus rekristallisiertem Pyrit (N1k), der im Gegensatz zu den erhaltenen einschlussreichen Pyrit-Kernen (N1r), fast völlig frei von Cu ist.

Erzlinse “Goldener Adler”

Bei diesem Abschnitt handelt es sich um eine Reinterpretation der Bohrungsdokumentation von Urban & Vaché (1972). Die hervorstechendste Eigenschaft der Erzlinse „Goldener Adler“ ist deren erhöhter Pyrrhotin-Gehalt verglichen mit den übrigen Erzlinsen. Dieser wurde vielfach z.B. von Urban & Vaché (1972) durch den höheren Metamorphosegrad der Prasinit-Phyllit Formation erklärt. So legt dieser nahe, dass es bei der prograden Metamorphose zu einer Mineralumwandlung $FeS_2 \leftrightarrow FeS + \frac{1}{2}S_2$ kam (Abb. 77a; Craig & Vokes 1993, Finch & Tomkins 2017). Erklärung bedarf hier allerdings, wieso es in der Erzlinse „Goldener Falke“, die sich ebenfalls in der Prasinit-Phyllit Formation befindet, unter gleichen Bedingungen nicht zu dieser Umwandlung kam. So sind fehlende Devolatilisierungsmöglichkeiten im „Goldenen Falken“ in der tektonisch stark zerrütten Umgebung unwahrscheinlich.

Überträgt man die Theorie der kochenden Fluide, die am Beispiel der „St. Veits“ Erzlinse entwickelt wurde, auf den „Goldenen Adler“, so kann man hier

einen ähnlichen Vorgang vermuten, bei dem sedimentäre Schichten, reich an syngenetischem Pyrit durch ein siedendes Fluid mineralisiert wurden. Die epigenetische Mineralparagenese im „Goldenen Falken“ frei von Kalzit, mit deutlich weniger Chalkopyrit und Zinkblende sowie Pyrrhotin und Magnetit statt hydrothermalem Pyrit legt nahe, dass sich das Fluid zum Zeitpunkt der Mineralisation bereits in einer fortgeschrittenen, S-ärmeren Siedephase befand (vgl. Abb. 77b) und die meisten Buntmetalle bereits ausgefällt waren. Ausgehend von der Dokumentation von Urban & Vaché (1972) ist aber auch eine sedimentäre/diagenetische Bildung von Pyrit und Magnetit in Wechsellagerung oder im Phasengleichgewicht nicht auszuschließen. Die mikroskopischen Aufnahmen zeigen keine direkten Kornkontakte zwischen den beiden Mineralen.

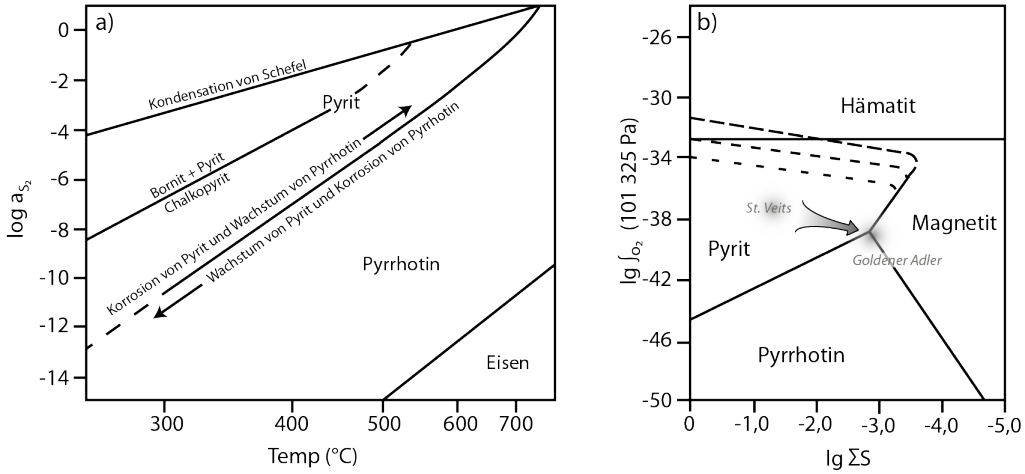

Abbildung 77: a) Stabilitätsfelder von ausgewählten Fe-Verbindungen im Diagramm Schwefelaktivität αS_2 gegen Temperatur (nach Craig & Vokes 1993); **b)** Fluidentwicklung zwischen der „St. Veits“ und der „Goldener Adler“ Erzlinse im Fe-S-O-System in Abhängigkeit von Sauerstofffugazität und Gesamtschwefelgehalt; T = 250°C, pH = 4-6 (Large 1977).

9.7 Die Lagerstättenbildung vor dem Hintergrund der variszischen Orogenese

Beobachtungen im Gelände zeigen, dass hydrothermalen Verkieselungserscheinungen, Einschuppungen von kambrischen Tuff und die Erzlinsen im jeweiligen Streichen und Fallen ineinander übergehen und insgesamt parallel zum Westrand der Münchberger Gneismasse angeordnet sind. Diese Befunde verbindet die hydrothermale Überprägung bzw. die Erzgenese mit der tektonischen Aktivität im Zuge der Überschiebung der allochthonen Münchberger Gneismasse (vgl. Abb. 78). Deren interne Struktur mit einer invers metamorphen Deckenabfolge zeugt von einer komplexen Entwicklungsgeschichte und wirft seit jeher die Frage nach deren Herkunft auf. Die U-Pb Zirkon-Alter, die von Koglin et al. (2015) ermittelt wurden, erhärteten den Verdacht, dass es sich bei diesem allochthonen Komplex um ein Relikt einer Deckenüberschiebung des Teplá-Barrandiums auf das Saxothuringikum handelt (Franke et al. 2017). Dass es generell zu einer solchen kam, leitete bereits Kachlík (1993) aus der Untersuchung des Mariánské Lázně Komplexes ab. Während sich die Platznahme der Münchberger Gneismasse nicht genau datieren lässt, geht man von mehreren Phasen der tektonischen Aktivität an der Grenze Saxothuringikum/Teplá-Barrandium aus. Hinsichtlich der Hauptkollision der beiden Blöcke herrscht weitestgehend Übereinstimmung. Diese liegt nach Mlčoch & Konopásek (2010) zeitlich bei ca. 400-360 Ma, was mit den von Franke et al. (2017) genannten 380 Ma harmoniert. Auch die K-Ar-Datierungen an Muskovit der Phyllite aus der Prasinit-Phyllit Formation durch Kreuzer et al. (1989) zeigen, dass der Höhepunkt der Metamorphose vor 370 Ma stattgefunden haben muss. Die nachfolgenden tektonischen Vorgänge lassen sich nur lückenhaft nachvollziehen. Bei der jüngsten tektonischen Überprägung, die in allen Decken des Stapels zu finden ist, handelt es sich um Südwest-Nordost-ausgerichtete Streckungslineare, die heute als Anzeichen eines nach Südwest gerichteten Transports gedeutet werden (Klemd 2010). Nach Franke et al. (1995) unterlagen diese Lineare jedoch noch mehreren Überprägungsphasen. Überträgt man die tektonischen Vorgänge an der Sutur zwischen Saxothuringikum und Tepla-Barrandium aus dem Karkonosze-Izera Massif (Sudeten) auf die Münchberger Gneismasse, wie es Mazur & Aleksandowski (2001) vorschlugen, dann wäre auch hier im Zeitraum zwischen 340 und 320 Ma bereits von Extensionstektonik auszugehen. Da die Bildung der Erzlinse „Goldener Adler“ jünger als die Grünschiefermetamorphose der Prasinit-Phyllit Formation ist, erstreckt sich der zeitliche Rahmen für die Lagerstättenbildung folglich etwa zwischen 370 und 320 Ma.

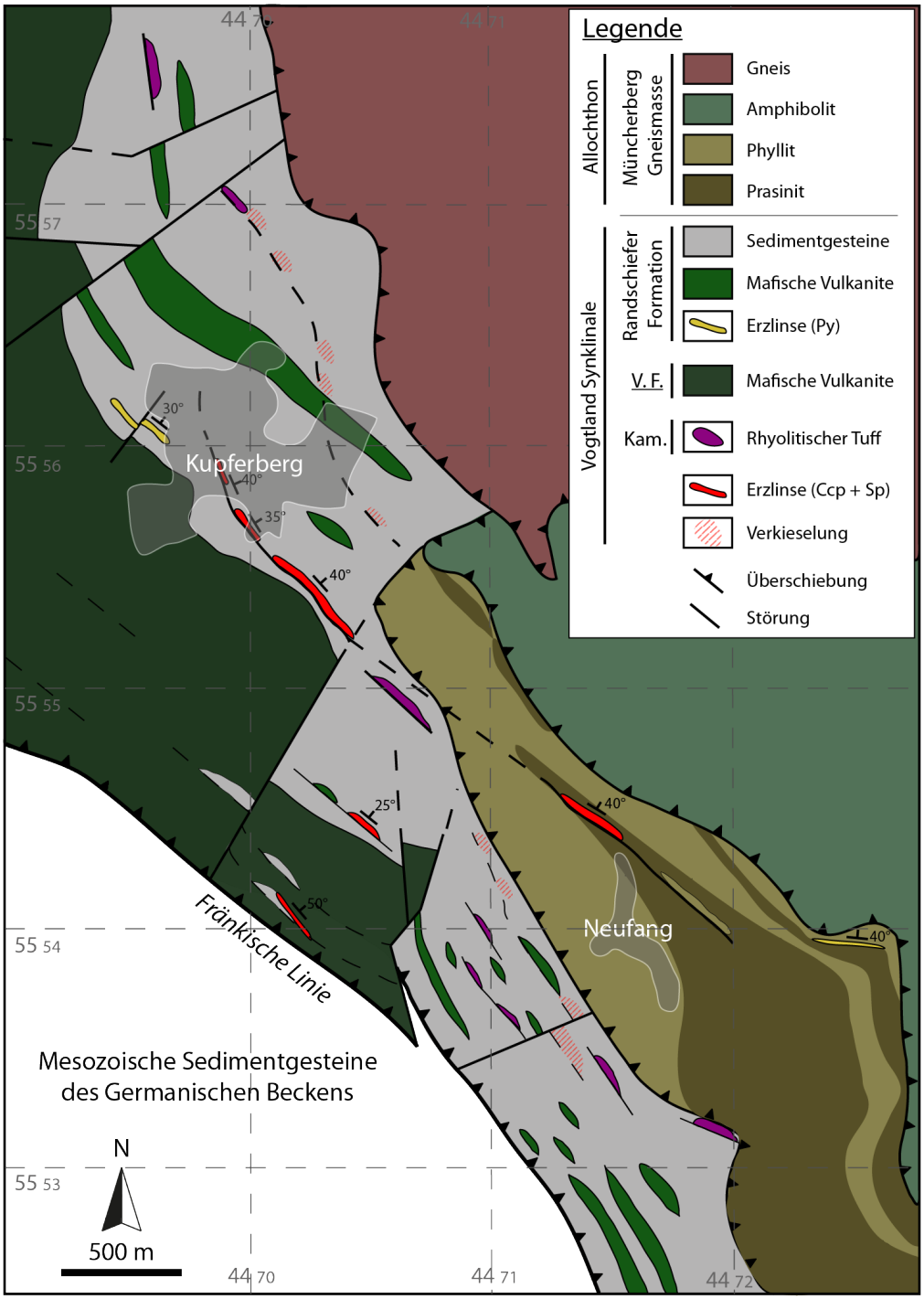

Abbildung 78: Geologische Umgebung der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (verändert nach Emmert et al. 1960b und Urban & Vaché 1972). Ccp = Chalkopyrit, Kam. = Kambrium, V.F. = Vogtendorf Formation, Py = Pyrit, Sp = Sphalerit.

Deutlich besser lassen sich die konkreten Vorgänge umreißen, die zur Lagerstättenbildung führten. Hinsichtlich der Frage nach der Herkunft von Cu und Zn in der Kupferberger Lagerstätte ergaben sich aus den hier gewonnenen Daten deutliche Hinweise. Sowohl die S-Isotopenmessungen wie auch die Spurenelementanalysen an Pyrit legen nahe, dass es sich bei der Chalkopyrit-Anreicherung im Wesentlichen

um eine schichtinterne Mobilisierung aus den überschobenen Bereichen der Randschiefer Formation handelt. Die Umwandlung von Pyrit zu Pyrrhotin, die bei dieser Überschiebung wahrscheinlich einen Großteil der Buntmetalle freisetzte, wird durch die Temperatur gesteuert. So geschieht die Überführung von Pyrit in Pyrrhotin nach Ferry (1981) zwischen 375 und 575°C und nach Pitcairn et al. (2010) zwischen 200 und 400°C. Damit decken diese empirischen Werte ein deutlich breiteres Spektrum ab, als viele Modelle vermutet haben (Finch & Tomkins 2017). Darüber hinaus wird in kohlenstoffreichen Tonschiefern noch Schwefel nach der Formel:

$$2\ H_2O + C + FeS_2 = CO_2 + 2\ H_2S + 2\ FeS$$

freigesetzt (Finch & Tomkins 2017). Die beträchtliche Differenz an Buntmetallen zwischen syngenetischen K1-Pyrit-Typen und dem rekristallisierten K2re-Typ aus der „St. Veits“ Erzlinse, belegt das Potential zur Freisetzung von Buntmetallen aus dem syngenetischen Pyrit dieser Schichten. Die Verteilung Pyrit-reicher Schichten bzw. entsprechender Abbaustätten rund um die Münchberger Gneismasse (vgl. Abb. 79), stellt einen wichtigen Hinweis auf die tatsächliche Existenz derartiger Schichten auch unterhalb der allochthonen Masse dar.

Die chemischen Reaktionen, welche die Metalle für die Lagerstättenbildung zur Verfügung stellten, liefen in etwa unter den gleichen Bedingungen ab wie die Devolatilisierung, welche das transportierende Fluid generierte. Für Letztere war entscheidend, dass die fluid-reichen Sedimentgesteine der Vogtland Synklinale unter der Münchberger Gneismasse in den Einflussbereich Grünschiefer-fazieller Metamorphose gelangten. So findet, relativ unabhängig von den Druckbedingungen, bei Temperaturen zwischen 300°C (ca. 2,5 Gew.-%) und 500°C (ca. 1 Gew.-%) ein intensiver Fluidausstoß aus Tonschiefern statt (Connolly 2010). Aufgrund der Tatsache, dass sedimentäre Abfolgen, welche auf einem flach marinen, kontinentalen Schelf abgelagert wurden, bei metamorpher Überprägung in der Regel Fluide mit relativ hoher Salinität abgeben (Yardley & Graham 2002), ist auch hier davon auszugehen, dass das ausgestoßene Fluid eine hohe Salinität aufwies. Entsprechend kam es in der Quellregion der Vererzung zur Freisetzung von Buntmetallen, Schwefel und einem Fluid, das geeignet war, größere Mengen dieser Komponenten zu transportieren.

Aufgrund der sehr geringen Permeabilität der metamorphen Gesteine der überlagernden Münchberger Gneismasse wurde die prinzipiell nach oben gerichtete Ausweichbewegung des metallreichen Fluids auf die Überschiebungsbahn konzentriert, an der eine höhere Wegsamkeit herrschte. Die von Ritter et al. (1999) beobachtete Zone hoher elektrischer Leitfähigkeit, die sich heute im zentralen Bereich des allochthonen Komplexes in einer Teufe von 2,2 bis 3,6 km befindet, könnte hiermit im Zusammenhang stehen.

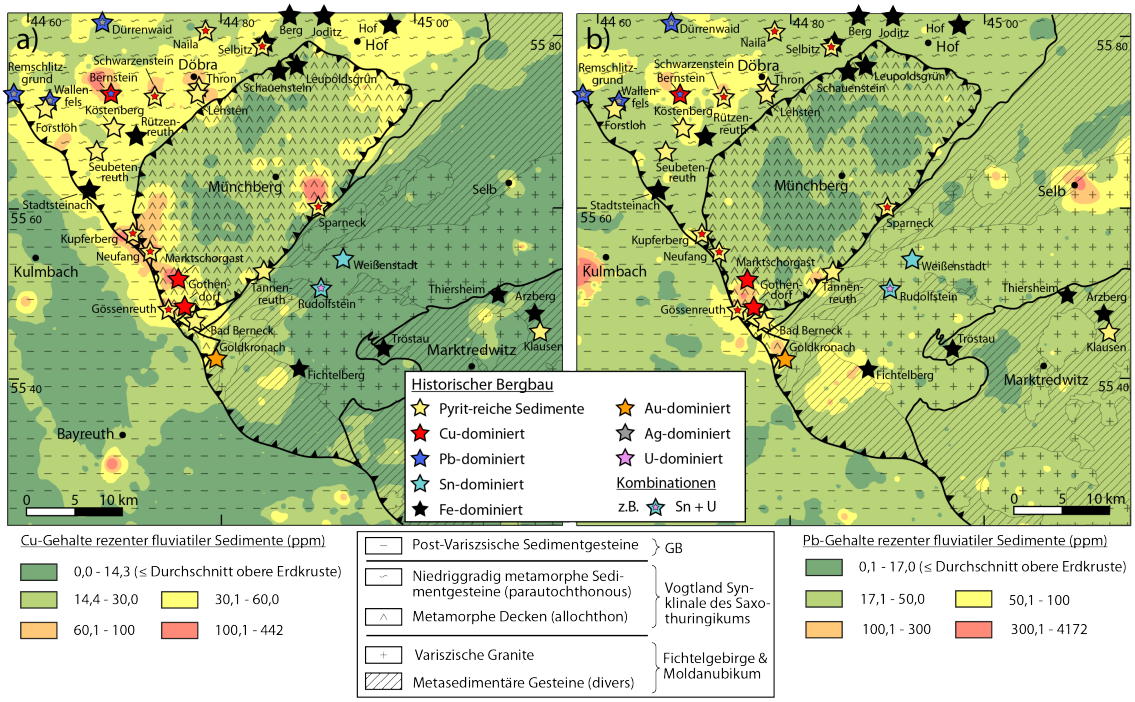

Abbildung 79: GIS-Analysen der **a)** Cu- und **b)** Pb-Konzentrationen rezenter fluviatiler Sedimente in Nordostbayern (verändert nach Kuulmann 2016). Geochemische Daten nach Fauth et al. (1985). GB = Germanisches Becken.

Förderlich für den weiten Buntmetalltransport war sehr wahrscheinlich die Mineralogie der Sedimentgesteine an dieser Überschiebungsbahn. Die von Bahlburg et al. (2010) ermittelten Zirkon-Spektren in der Randschiefer Formation zeigen deutlich deren Herkunft vom Nordrand (West-)Gondwanas, während Sannemann (1955) die Conodonten der Sedimentgesteine in das Ordovizium datierte. Somit handelt es sich beim Quellgebiet des sedimentären Materials um eine Region, die vom Ende des Neoproterozoikums bis ins voreiszeitliche Ordovizium von intensiver chemischer Verwitterung geprägt war (Avigad et al. 2005). Dies hängt sehr wahrscheinlich mit dem sehr hohen CO_2-Partialdruck in der damaligen Atmosphäre zusammen, der nicht durch Landvegetation gepuffert wurde (Berner & Kothavala 2001). Die Abtragung der Laterit-ähnlichen Landoberflächen führte zur Bildung von Sedimentgesteinen mit hohem chemischem Alterationsindex (CIA), wie sie auch im Untersuchungsgebiet beobachtet werden können. Vor diesem Hintergrund erscheinen die sehr geringen Sr- und Ba-Konzentrationen, die allen klastischen Sedimentgesteinen der Randschiefer Formation eigen sind, durch den Verlust des Feldspat- bzw. Plagioklas-Anteils nachvollziehbar. Da Feldspat jedoch eines der wichtigsten Pufferminerale im hydrothermalen Umfeld ist und maßgeblich zur Neutralisierung des pH-Werts beiträgt (Hemley & Hunt 1992), konnte er diesbezüglich seine Funktion nicht erfüllen. Entsprechend war der typische Feldspat-Muskovit-Quarz-Puffer im sedimentären Umfeld schneller erschöpft oder weniger wirksam. Beides führte zu einem

verbesserten hydrothermalen Transport im Liegenden der Münchberger Gneismasse. Die geringeren Feldspat-Anteile in den Sedimenten vom intensiv verwitterten Nordrand Gondwanas erklären darüber hinaus auch das Fehlen von Galenit bzw. Pb in allen Buntmetalllagerstätten im Umfeld der Münchberger Gneismasse.

Zur Ausfällung kam es in der Übergangszone von duktiler zu spröder Verformung in der Erdkruste. Diese ist hinsichtlich der Erzgenese eine sehr vorteilhafte Position (Goldfarb et al. 2005). So wird der Fluiddruck oberhalb dieses Bereichs nicht mehr lithostatisch durch die Auflast der überlagernden Gesteine bestimmt, sondern hydrostatisch durch eine theoretisch überlagernde Fluidsäule. Voraussetzung dafür ist, dass die verschiedenen Störungssysteme mit der Erdoberfläche verbunden sind. Mit diesem Übergang geht ein deutlicher Druckabfall im Fluid einher (Sibson 1992), der in vielen Fällen zum Sieden des Fluids und zur Ausfällung der Metalle führt (vgl. Drummond & Ohmoto 1985). Ausgehend von seismischen Daten reicht dieser spröde Bereich der Erdkruste bis in eine Tiefe von 5 bis 15 km, kann allerdings durch die Präsenz von größeren Mengen an Schichtsilikaten (wie sie für den untersuchten Bereich vermutet werden können) jeweils flacher ausfallen (Niemeijer & Spiers 2005). Die petrographischen Beobachtungen in der Randschiefer Formation sowie das gemittelte Ergebnis der verschiedenen Chlorit-Thermometer deutet auf eine Überprägungstemperatur von etwa 300°C hin. Legt man einen aufgrund der Kollisionstektonik leicht erhöhten geothermischen Gradienten von 35°C/km an, so ergibt sich eine Versenkungstiefe von ca. 8-9 km für das Lagerstättenumfeld (Abb. 80). Die Tatsache, dass der Ort der Erzausfällung hier oberhalb des sonst typischen grünschiefermetamorphen Tiefenbereichs lag (vgl. McCuaig & Kerrich 1998, Zhong et al. 2012), ist wahrscheinlich auf die oben erwähnte Präsenz von erheblichen Anteilen an Phyllosilikaten im Kontaktbereich der Überschiebung zurückzuführen (Niemeijer & Spiers 2005). Dies hatte hier zur Folge, dass sich die Kruste im relevanten Bereich länger duktil verhielt. Entsprechend kam es beim Aufstieg der Fluide entlang der Überschiebungsbahn erst verzögert zu sprödem Bruch und zu einer Konnektivität der Störungen zur Erdoberfläche (vgl. Sibson 1992; Abb. 81). Als Folge des dortigen Siedens (vgl. Abschnitt 9.6.1) kam es in diesem Krustenniveau in den tektonisch mit der Überschiebungsbahn verbundenen, reduzierenden Schwarzschiefern der Randschiefer Formation bzw. in den kohlenstoffreichen Phylliten der Prasinit-Phyllit Formation zur Ausfällung der Sulfide, sowie von Kalzit und Quarz, welche heute den epigenetischen Teil der Erzkörper ausmachen. Die Grünschiefer-fazielle Überprägung der Prasinit-Phyllit Formation ist dabei wesentlich älter als die Mineralisation (vgl. Kreuzer et al. 1989) und steht daher in keinem Zusammengang mit der Erzgenese. Für die ebenfalls in der Prasinit-Phyllit Formation befindliche Erzlinse „Goldener Falke“ deutet dagegen nichts auf eine epigenetische Vererzung hin.

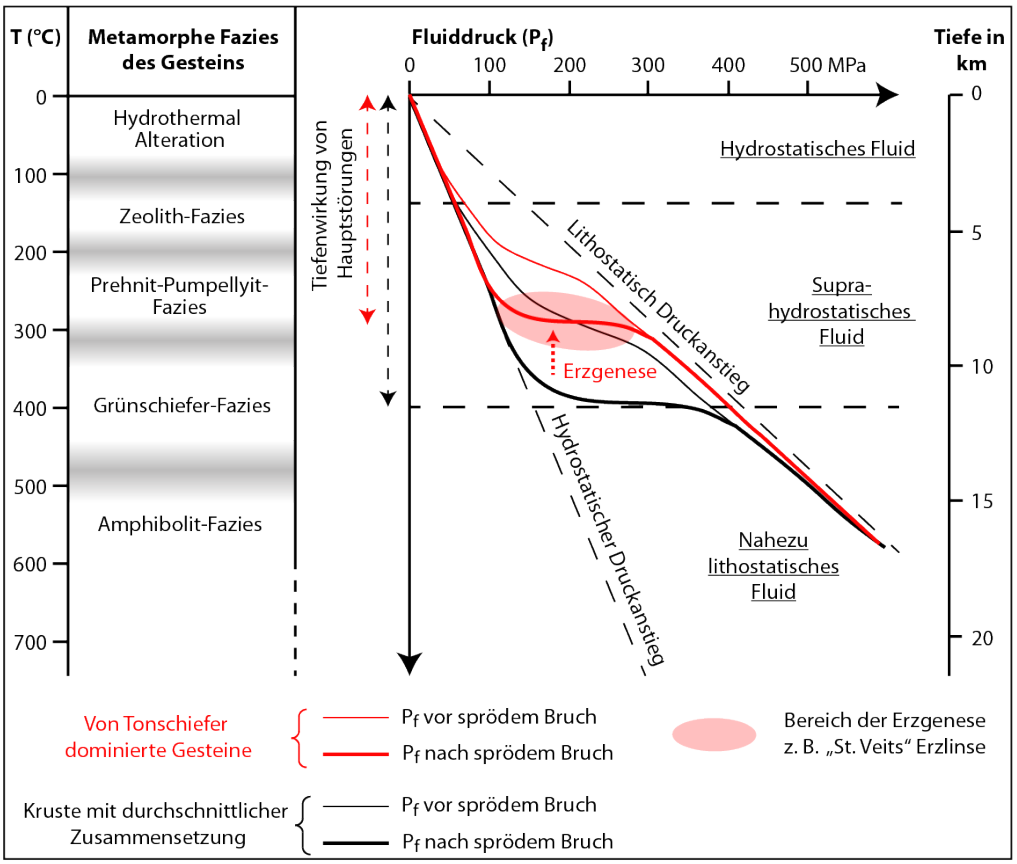

Abbildung 80: Fluiddruck in Abhängigkeit von Tiefe, Temperatur und Lithologie (verändert nach SIBSON 1994). Geothermischer Gradient entspricht 35°C/km.

Durch die Erosion als Folge der variszischen Gebirgsbildung, die intensive chemische Verwitterung während der Kreide und des Tertiärs sowie der tektonischen Hebung an der Fränkischen Linie, kam es zur erosiven Freilegung des vererzten Krustenniveaus. Die Spuren, welche die hydrothermale Sulfidanreicherung hier hinterlassen hat, sind an der Geländeoberfläche erkennbar.

Betrachtet man die Verteilung der Cu- und Pb-Gehalte in Bachsedimenten in Nordostbayern (FAUTH et al. 1985) sowie die Verteilung der historischen Lagerstätten (Abb. 79), stellt man fest, dass die Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte Teil einer ausgeprägten Buntmetallkonzentration am Südwestrand der Münchberger Gneismasse ist. Ein Zusammenhang mit der orogenen, nach Südwesten gerichteten Bewegungsrichtung (D3-Phase nach FRANKE et al. 1995) der Münchberger Gneismasse ist sehr wahrscheinlich. So ist es fast unumgänglich, dass die Bewegung des allochthonen Komplexes auf einer vulkanosedimentären Unterlage eine Fluidmigration in gleicher Richtung verursachte.

Gestützt wird das hier präsentierte genetische Modell der Kupferberger Lagerstätte durch den Vergleich mit den übrigen Lagerstätten in der Umgebung der Münchberger Gneismasse. Obwohl zu diesen ausschließlich historische Daten vorliegen, zeigen die meisten eine auffällige Nähe zu variszischen Störungen.

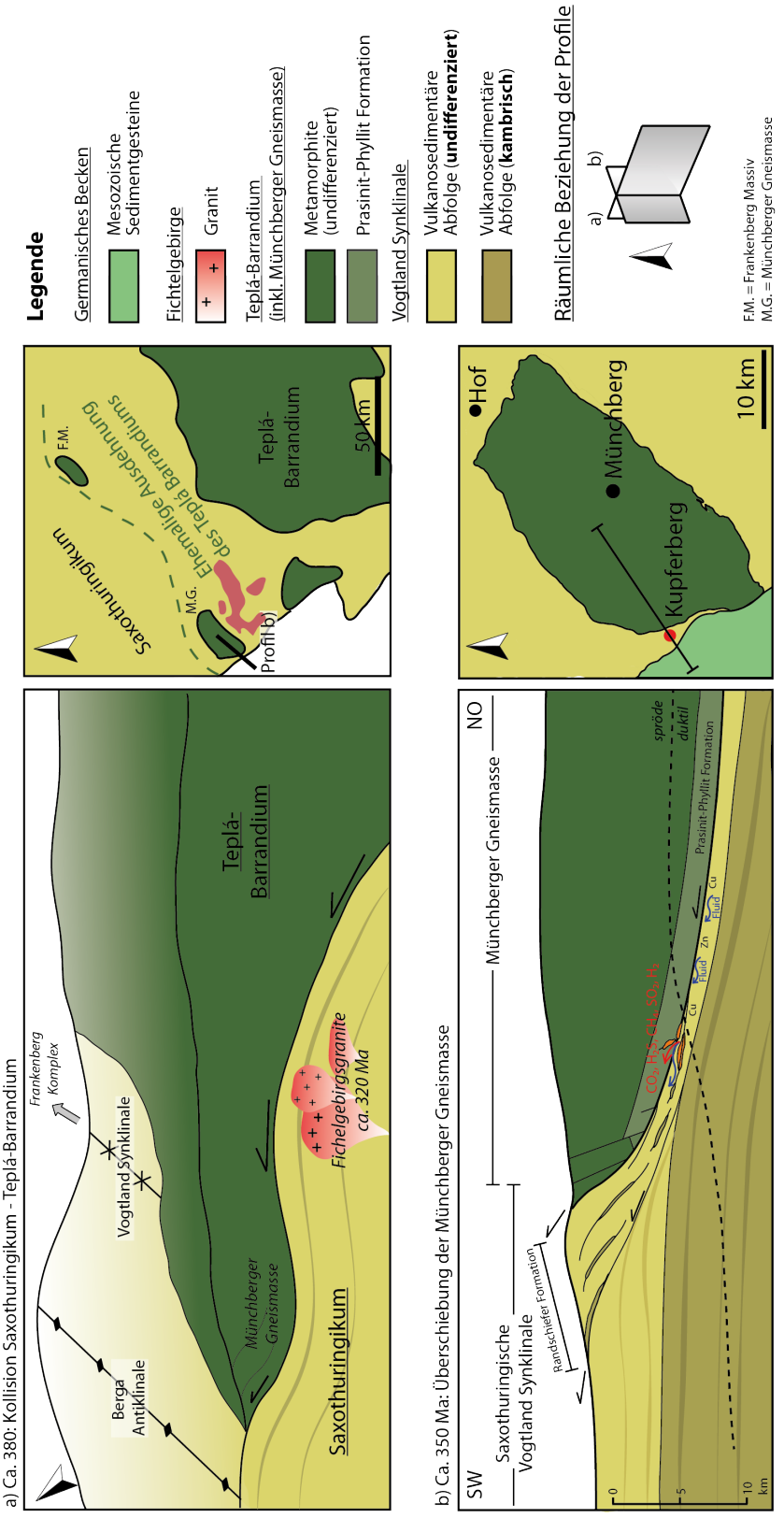

Abbildung 81: a) Überschiebung des Teplá-Barrandiums auf das Saxothuringikum (nach Kachlík 1993, Mlčoch & Konopásek 2010, Franke et al. 2017); **b)** Überschiebung der Münchberger Gneismasse in der Vogtland Synklinale.

Die Cu-Vorkommen von Sparneck, die als die Zweitgrößten der Region gelten, liegen ebenfalls am Kontaktbereich der Hauptüberschiebungsbahn der Münchberger Gneismasse mit einer Nordnordwest-Südsüdost gerichteten Störung in der allochthonen Masse selbst (Stettner 1962). Auch ein Zusammenhang mit der Gold-Mineralisation von Goldkronach ist denkbar. Jüngste Untersuchungen durch Kuulmann (2016) ergaben jedoch ein ambivalentes Bild hinsichtlich der Herkunft der Fluide. Hier ist auch eine Beteiligung magmatogener Fluide nicht auszuschließen. Auch ist allen Cu-Abbaustätten im Randbereich der Münchberger Gneismasse gemein, dass sie keine nennenswerten Mengen an Bleimineralen aufweisen.

10 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Die hier präsentierten Daten sind in der Lage, einen entscheidenden Beitrag zum Verständnis der Genese der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte zu leisten. Durch die geochemischen Untersuchungen an den beiden Wirtsformationen der Vererzung konnte eine bislang häufig vermutete Gleichheit hinsichtlich der Ausgangsgesteine von Randschiefer und Prasinit-Phyllit Formation ausgeschlossen werden. So zeigt Erstere eindeutige Charakteristika für die Bildung in einer Riftgrabenumgebung, während der Chemismus der Vulkanite aus der Prasinit-Phyllit Formation die plattentektonische Umgebung eines Inselbogens widerspiegelt.

Der Vergleich der beiden Erzlinsen erbrachte, dass in der „St. Veits“ Erzlinse eine syngenetische Pyrit-Anreicherung vorliegt, welche an einzelnen Schichten konzentriert ist, die Verfaltung des Gesteins nachzeichnet und niedrige Co/Ni-Verhältnisse (ø = 3,7) aufweist. Darüber hinaus konnte dort noch mindestens eine hydrothermale Pyrit-Generation nachgewiesen werden, die nur dort auftritt, wo auch Chalkopyrit angereichert ist. Charakteristisch für diesen Pyrit vom Typ K2cu sind die hohen Co/Ni-Verhältnisse (ø = 35), was nach Bajwah et al. (1987) und Gregory et al. (2015) auf eine hydrothermale Herkunft hinweist. Der Vergleich zwischen den S-Isotopenverhältnissen der Proben, die ausschließlich syngenetischen Pyrit führen ($\delta^{34}S = 3{,}1 \pm 0{,}9$ ‰) und der Proben die stark an hydrothermalem Chalkopyrit angereichert waren ($\delta^{34}S = 3{,}2 \pm 0{,}6$ ‰), zeigte keinen signifikanten Unterschied. Bedenkt man das große Spektrum an S-Isotopenverhältnissen möglicher externer Quellen der hydrothermalen Mineralisation, spricht dieses Ergebnis stark für eine Schicht-interne Mobilisierung des Schwefels bzw. der Sulfide.

In der Erzlinse „Goldener Falke“ weist kein Pyrit-Typ erhöhte Co/Ni-Verhältnisse auf. Hier liegt ausschließlich eine syngenetische Pyrit-Anreicherung vor. Die geringen Mengen Chalkopyrit sind räumlich meist mit Konzentrationen von rekristallisiertem Pyrit vergesellschaftet und daher ein Produkt der metamorphen Überprägung. Das S-Isotopenspektrum liegt für den „Goldenen Falken“ bei $\delta^{34}S = 1{,}4 \pm 0{,}8$ ‰. Die Anwendung des t-Tests auf die S-Isotopendatensätze der syngenetischen Pyrit-Anreicherungen aus den beiden Erzlinsen erbrachte eine Wahrscheinlichkeit von etwa 2 %, dass hier zwei Teile der gleichen Lagerstätte untersucht wurden. Entsprechend muss davon ausgegangen werden, dass es sich bei der Kupferberger Lagerstätte um zwei primär unabhängige Teilbereiche handelt. Nimmt man die datierten Vulkanite aus der jeweiligen Umgebung der Erzlinsen als groben Anhaltspunkt, so zeigt sich, dass die syngenetische Pyrit-Anreicherung der „St. Veits“ Erzlinse etwa 80 Millionen Jahre älter ist als die Pyrit-reichen Schichten des „Goldenen Falken“.

Die erheblich größeren Mengen an Chalkopyrit und Sphalerit in der „St. Veits“ Erzlinse sind eindeutig hydrothermaler Natur. So zeigte die mikroskopische Betrach-

tung, dass es sich bei diesen Mineralen um texturell junge Phasen handelt, die einen starken räumlichen Bezug sowohl zu Störungen bzw. potentiellen Wegsamkeiten als auch zur hydrothermalen Pyrit-Generation K2cu aufweisen. Die Bestimmung der Cu-Isotopenverhältnisse der Chalkopyrit-Anreicherungen im Gestein erbrachte in dieser Hinsicht bestätigende Ergebnisse. So beträgt das δ^{65}Cu-Spektrum -0,26 bis 0,36 ‰. Die Theorie einer supergenen Cu-Anreicherung, wie sie von Urban & Vaché (1972) vertreten wurde, ist mit diesen Ergebnissen unvereinbar, da ein solcher Prozess ein deutlich weiteres δ^{65}Cu-Spektrum zur Folge hätte (Mathur & Fantle 2015). Der einzige Anreicherungsprozess, der in der Lage ist, primär derart kleine δ^{65}Cu-Spektren im Erz zu hinterlassen, ist hydrothermaler Natur.

Die Geländebeobachtung, dass hydrothermalen Verkieselungserscheinungen, Einschuppungen von kambrischen Tuff und die Erzlinsen im jeweiligen Streichen und Fallen ineinander übergehen können und insgesamt parallel zum Westrand der Münchberger Gneismasse angeordnet sind, verbindet die hydrothermale Überprägung bzw. die Erzgenese mit der tektonischen Aktivität im Zuge der Überschiebung der allochthonen Masse.

Die schichtinterne Mobilisierung und der hydrothermale Transport in den variszischen Überschiebungsbahnen belegt, dass sich die Quelle der Buntmetalle in den überschobenen Bereichen der Randschiefer Formation befand. Die hohe Differenz hinsichtlich der Buntmetallkonzentrationen zwischen dem syngenetischen und dem rekristallisierten Pyrit in „St. Veits“ Erzlinse, belegt das hohe Potential für entsprechende Mobilisierungen aus diesen Schichten. So kam es unter Grünschiefer-faziellen Bedingungen unterhalb der Münchberger Gneismasse sowohl zur Überführung von Pyrit zu Pyrrhotin und der Freisetzung eines Großteils der vorherigen Buntmetallkonzentrationen, als auch zur Entwässerung der Sedimentgesteine. Aufgrund der sehr geringen Permeabilität der überlagernden Metamorphite der Münchberger Gneismasse wurde das metallreiche Fluid an der Überschiebungsbahn zwischen der saxothuringischen Vogtland Synklinale und der allochthonen Masse konzentriert. Beim Aufstieg dieser Fluide kam es in einer Tiefe von 8-9 km zu einem beträchtlichen Druckabfall in der Duktil-Spröde-Übergangszone der Erdkruste. Die Folge war ein Sieden des Fluids begleitet von einer rapiden Ausfällung der Sulfide, sowie des Kalzits und des Quarz. Die Bildung bedeutender Erzlinsen erfolgte vor allem dort, wo das übersättigte Fluid auf Pyrit-reiche Schwarzschiefer bzw. Phyllite traf. Hinsichtlich des Ausfällungsprozesses ähnelt die Lagerstätte z.B. den Buntmetallerzlinsen am Nordrand des Nordchinesischen Kratons. Diese treten jedoch an Abschiebungen im Sedimentgestein der Langshan Gruppe auf (Zhong et al. 2012). Auch die Ausfällung von Gold in Quarzadern ist vielerorts an den Druckabfall im Übergang zwischen lithostatischen und hydrostatischen Bereich gebunden (Goldfarb et al. 2005).

Dass die Erzlinse „Goldener Adler“ in der Prasinit-Phyllit Formation von der Mineralisation mit betroffen wurde erscheint dabei nachvollziehbar. So befindet sich diese im Randbereich der Prasinit-Phyllit zur Randschiefer Formation, wo der dazwischenliegenden Überschiebungsbahn nur ein dünner Keil Prasinit-Phyllit Formation aufliegt. Aufgrund der Wechsellagerung zweier sehr unterschiedlich kompetenter Gesteine und dem hohen Maß an tektonischer Bewegung, die diese erfahren hat, ist von einer starken Zerrüttung des Gesteins und der Präsenz entsprechender Wegsamkeiten für Fluide auszugehen. Die abweichende Mineralogie des „Goldenen Adlers“, die der Beschreibung von Urban & Vaché (1972) entnommen wurde, lässt sich gut mit einer Mineralisierung durch ein Fluid erklären, das sich bereits im fortgeschrittenen Siedezustand befand. In der Erzlinse „Goldener Falke“ deutet hingegen nichts auf eine hydrothermale Anreicherung hin. Sie befindet sich auch gut 1 km von der Überschiebungsbahn entfernt und kam folglich nicht in Kontakt mit dem mineralisierenden Fluid.

In Fall der Kupferberger Lagerstätte ist die Armut der Randschiefer Formation an Feldspat sehr wahrscheinlich nicht nur für die geringen Pb-Konzentrationen in den Erzlinsen verantwortlich, sondern sie förderte auch den Transport von Metallkomplexen durch die Abwesenheit entsprechender Puffer-Reaktionen. Die Aufschiebung an der Fränkischen Linie, die z.B. von Urban & Vaché (1972) mit der Erzbildung in Verbindung gebracht wurde, fand wesentlich später statt. Der erosive Abtrag der Geländeoberfläche bis auf heutiges Niveau brachte die Erzlinsen zwar in den Einflussbereich atmosphärischer Einwirkung, verursachte jedoch keine maßgebliche Cu- oder Zn-Anreicherung.

Das hier präsentierte genetische Modell erklärt nicht nur die Genese und räumliche Verteilung der Erzlinsen, sondern ist auch in der Lage verschiedene Unstimmigkeiten in der Charakterisierung der Randschiefer Formation zu harmonisieren. So wurden durch Hamman et al. (1989) bereits Schuppen unterdevonischen Alters innerhalb der ordovizischen Randschiefer Formation (Sannemann 1955) nachgewiesen und die Untersuchungen an den rhyolitischen Tuffen ergab mindestens zwei unterschiedliche kambrische Alter. Entsprechend handelt es sich bei der Randschiefer Formation um eine schmale, Sediment-dominierten Zone zwischen zwei deutlich kompetenteren, metamorphen (allochthone Münchberger Gneismasse) bzw. magmatischen (Vogtendorf Formation) Einheiten. Die Vielzahl an Überschiebungen und das weite Altersspektrum der hier vertretenen Gesteine lassen den Schluss zu, dass es sich bei der Randschiefer Formation um eine tektonische Melange handelt. Der Grund für die Wahrnehmung der Randschiefer Formation als eigenständige tektonostratigraphische Formation ist deren charakteristischem Farbspiel in den Tonschiefern geschuldet. Dieses entspricht nach Emmert et al. (1960a) einer Nordwest-Südoststreichenden Abfolge verschiedenfarbiger Schichten. Diese Beobachtung steht prinzi-

piell dem Bild einer tektonischen Melange nicht entgegen. Am wahrscheinlichsten ist jedoch, dass es sich um eine hydrothermal induzierte bzw. nachträglich überprägte Farbabfolge handelt.

Bei der Bildung der Erzlinsen handelt es sich folglich um eine von vielen Auswirkungen der regionalen Metamorphose bzw. der Überschiebung der allochthonen Masse. Das gesamte Potential zur Lagerstättengenese in dieser Umgebung wird ersichtlich, wenn man die am besten untersuchte, nicht hydrothermal angereicherte Sulfidlinse „Am Schieferberg“ mit einer Mächtigkeit von 1,1 m und Cu-Gehalten von 0,43 Gew.-% (Urban & Vaché 1972) als Basis für weitere Berechnungen nimmt. Vergleicht man diese mit der epigenetisch angereicherten „St. Veits“ Erzlinse, so stellt man eine maximal 9,5-fache Anreicherung Letzterer fest. Gemessen an den von Urban & Vaché (1972) prognostizierten Reserven von 360.000 t Erz mit 4,5 Gew.-% Cu, 1 Gew.-% Zn, 50 g/t Ag und 2 g/t Au, sowie 325.000 t Erz mit 1,5 Gew-% Cu, 1 Gew.-% Zn und 15 g/t Ag hätte das zur Folge, dass die Pyrit-reiche, Chalkopyrit-arme Schicht, die im Sulfidvorkommen „Am Schieferberg“ untersucht wurde, auf einer Fläche von etwa 2 km^2 komplett an Cu ausgelaugt werden müsste, um die entsprechende Menge an Kupfer für die Kupferberger Reserven bereitzustellen. Projiziert man diese Fläche an die Erdoberfläche, so entspräche dies 0,4 % der Fläche, die von der Münchberger Gneismasse überschoben wurde. Dies bestätigt das hohe Potential zur Lagerstättenbildung, das von der hier vorliegenden Situation ausgeht und welches durch die hohe Anzahl anderer Cu-Mineralisationen in unmittelbarer Umgebung von variszischen Störungszonen unterstrichen wird.

Die Klassifikation der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte als metamorph oder metamorphogen ist hier eine Frage der Betrachtungsskala. So stellt die Sulfidlinse „Goldener Falke“ für sich genommen eine metamorphe Lagerstätte dar. Hier kam es zu einer isochemischen Stoffverlagerung und Rekristallisation innerhalb der Linse (vgl. Corriveau & Spry 2014) ohne dass sich in der hier vorliegenden Untersuchung Beweise für eine externe Stoffzufuhr finden ließen. Die „St. Veits“ Erzlinse stellt für sich genommen eine metamorphogene Lagerstätte dar. So erfuhr die syngenetisch gebildete Pyrit-Anreicherung ihre abbauwürdige Cu-Zn-Mineralisation durch einen externen Eintrag. Obwohl die S-Isotopenverhältnisse hier eine schichtinterne Mobilisierung nahelegen, handelt es sich dennoch um einen externen Eintrag, da das transportierende Fluide an der basalen Überschiebungsbahn der Münchberger Gneismasse kanalisiert wurde. Eine rein schichtinterne Mobilisierung wäre durch die starke tektonische Zerlegung wahrscheinlich gar nicht möglich. In jedem Falle, wäre sie nicht in der Lage, die Mineralisierung des „Goldenen Adlers“ in der Prasinit-Phyllit Formation zu erklären. Ob der „Goldene Falke“ durch seinen Abbau zur Vitriolgewinnung streng genommen ein Teil der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte ist, muss hier offen bleiben. In jedem Fall ist nach Marshall & Spry (1998) für die Klassifikation

immer die Lagerstätte als Ganzes zu betrachten und keinesfalls Teilabschnitte. Entsprechend handelt es sich hier nicht um eine metamorph überprägte, stratiforme Buntmetalllagerstätte wie es für den Broken-Hill-Typ der Fall ist (vgl. Barnes 1987). Die Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte weist im Vergleich zu dieser nicht nur eine metamorphe Rekristallisation sowie eine interne Mobilisation des Erzes auf, sondern erfuhr auch eine hydrothermale Mineralisation ausgehend von tektonischen Wegsamkeiten im regionalen Maßstab. Da ausschließlich diese Cu-Zn-Anreicherung die Abbauwürdigkeit des Erzes herbeiführte, handelt es sich im Falle Kupferbergs um eines der seltenen Beispiele einer metamorphogenen/syntektonischen Buntmetalllagerstätte.

Da die vorliegende geologische Situation in ihren wesentlichen Zügen dem Musterbeispiel einer Deckenüberschiebung entspricht, ist sie sehr wahrscheinlich auch auf andere Beispiele übertragbar. Die vielen historischen Lagerstätten der Region, die sich auffällig in der Umrandung der Münchberger Gneismasse ballen und der Kupferberger Lagerstätte in vielerlei Hinsicht ähneln, zeugen wahrscheinlich ebenfalls vom Ausmaß dieser syntektonischen Buntmetallmobilisierung. Die Arbeit von Kuulmann (2016) zeigte auch jüngst das Potential für eine genetische Verbindung zwischen der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte und dem Goldkronacher Goldvorkommen. Selbst im näheren Umfeld der Vogtland Synklinale befinden sich mit den allochthonen Wildenfels und Frankenberg Komplexen zwei weitere Deckenreste, die im Hinblick auf das neu erkannte Lagerstättenpotential noch nicht untersucht sind, aber beträchtliches Potential bieten. Aber auch weltweit lassen sich Regionen mit hohem Potential ausweisen. Beispielsweise existieren in Galicien (Spanien) insgesamt drei allochthone Decken aus Ophiolith und hochdruckmetamorphen Gesteinen, die über die prävariszischen Sedimentgesteine der Iberischen Halbinsel geschoben wurden (Arenas et al. 2016, Franke et al. 2017) und im Norden Norwegens sind die allochthonen Decken von Finnmark ein invers-metamorph aufgebautes, kaledonisches Pendant zur Münchberger Gneismasse (Zhang et al. 2016). So sind allochthone Deckenstapel in orogen geprägten Bereichen keine Seltenheit. Die Untersuchungen im Rahmen dieser Arbeit zeigen das Potential für ähnliche Lagerstätten überall auf der Welt, an der Basis vergleichbarer allochthoner, metamorpher Komplexe auf.

11 Quellen

Abraitis, P. K., Pattrick, R. A. D., Vaughan, D. J. (2004): Variations in the compositional, textural and electrical properties of natural pyrite: a review.- International Journal of Mineral Processes **74**: 41–59.

Albarède, F.(2004): The stable isotope geochemistry of copper and zinc.- In: Johnson, C. L., Beard, B. L., Albarède, F. (Hrsg.): Reviews in Mineralogy & Geochemistry Volume **55**: Geochemistry of Non-Traditional Stable Isotopes.- Mineralogical Society of America, Washington, 409–427.

Alibo, D. S. & Nozaki, Y. (1999): Rare earth elements in seawater: Particle association, shale-normalization, and Ce oxidation.- Geochemica et Cosmochimica **63**: 362–372.

Agrawal, S., Guevara, M., Verma, S. P. (2008): Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements.- International Geology Review **50**: 1057–1079.

Arenas, R., Matínez, S. S., Fernández, R .D., Gerdes, A., Abati, J., Fernández-Suárez, J., Andonaegui, P., Cuadra, P. G., Carmona, A. L., Albert, R., Fuenlabrada, J. M., Pascual, F. J. R. (2016): Allochthonous terranes involved in the Variscan suture of NW Iberia: A review of their origin and tectonothermal evolution.- Earth-Science Reviews **161**: 140–178.

Avigad, D., Sandler, A., Kolodner, K., Stern, R. J., McWilliams, M., Miller, N., Beyth, M. (2005): Mass-production of Cambro–Ordovician quartz-rich sandstone as a consequence of chemical weathering of Pan-African terranes: Environmental implications.- Earth and Planetary Science Letters **240**: 818–826.

Baatartsogt, B., Schwinn, G., Wagner, T., Taubald, H., Beitter, T., Markl, G. (2007): Contrasting paleofluid systems in the continental basement: a fluid inclusion and stable isotope study of hydrothermal vein mineralization, Schwarzwald district, Germany.- Geofluids **7**: 123–147.

Bach, W., Jöns, N., Klein, F. (2012): Metasomatism within the ocean crust.- In: Harlov, D. E. & Austrheim, H. (Hrsg.): Metasomatism and the chemical transformation of rock.- Springer Verlag, Berlin, 253–288.

Bahlburg, H., Vervoort, J. D., DuFrane, S. A. (2010): Plate tectonic significance of Middle Cambrian and Ordovician siliciclastic rocks of the Bavarian

Facies, Armorican Terrane Assemblage, Germany - U–Pb and Hf isotope evidence from detrital zircons.- Gondwana Research **17**: 223–235.

Baier, J., Audétat, A., Keppler, H. (2008): The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas.- Earth and Planetary Science Letters **267**: 290–300.

Bajwah, Z. U., Seccombe, P. K., Offler, R. (1987): Trace element distribution, Co:Ni ratio and genesis of the Big Cadia iron-copper deposit, New South Wales, Australia.- Mineralium Deposita **22**: 292–300.

Ballouard, C., Poujol, M., Bouvais, P., Mercadier, J., Tartèse, R., Venneman, T., Deloule, E., Jolivet, M., Kéré, I., Cathelineau, M., Cuney, M. (2017): Magmatic and hydrothermal behavior of uranium in syntectonic leucogranites: The uranium mineralization associated with the Hercynian Guérande granite (Armorican Massif, France).- Ore Geology Reviews **80**: 309–331.

Bankwitz, P., Bankwitz, E., Kemnitz, H. (1998): The Vesser rift: A relic of Late Cambrian rifting at the peri-Gondwana margin.- Acta Universitatis Carolinae – Geologica **42**: 395–398.

Barnes, R. G. (1987): Multi-stage mobilization and remobilization of minerization in the Broken Hill Block, Australia.- Ore Geology Reviews **2**: 247–267.

Barrie, C. D., Boyce, A. J., Boyle, A. P., Williams, P. J., Blake, K., Ogawara, T., Akai, J., Prior, D. J. (2009): Growth control in colloform pyrite.- American Mineralogist **94**: 415–429.

Barrie, C. D., Boyle, A. P., Cook, N. J., Prior, D. J. (2010): Pyrite deformation textures in the massive sulfide ore deposits of the Norwegian Caledonides.- Tectonophysics **483**: 269–286.

Barton, P. B., Jr. (1978): Some ore textures involving sphalente from the Furulobe mine, Akrta Prefecture, Japan.- Mining Geology **28**: 293–300.

Bence, A. E. & Albee, A. L. (1968): Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides.- Journal of Geology **76**: 382–403.

Bente, K. & Doering, T. (1995): Experimental studies on the solid state diffusion of Cu + In in ZnS and on "Disease", DIS (Diffusion Induced Segregations), in sphalerite and their geological applications.- Mineralogy and Petrology **53**: 285–305.

Berner, R. A. (1984): Sedimentary pyrite formation: An update.- Geochimica et Cosmochimica Acta **48**: 605–615.

Berner, R. A. & Kothavala, Z. (2001): GEOCARB III: A revised model of atmospheric CO_2 over phanerozoic time.- American Journal of Science **301**: 182–204.

Bernstein, L. R. (1985): Germanium geochemistry and mineralogy.- Geochimica et Cosmochimica Acta **49**: 2409–2422.

Beyssac, O. & Rumble, D. (2014): Graphitic carbon: A ubiquitous, diverse, and useful geomaterial.- Elements **10**: 415–420.

Bhatia, M. R. & Crook, K. W. (1986): Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins.- Contributions to Mineralogy and Petrology **92**: 181–193.

Bortnikov, N. S., Genkin, A. D., Dobrovol'skaya, M. G., Muravitskaya, G. N., Filimonova, A. A. (1991): The nature of chalcopyrite inclusions in sphalerite: exsolution, coprecipitation, or "disease"?.- Economic Geology **86**: 1070–1082.

Bourdelle, F., Parra, T., Chopin, C., Beyssac, O. (2013): A new chlorite geothermometer for diagenetic to low-grade metamorphic conditions.- Contributions to Mineralogy and Petrology **165**: 723–735.

Bourdelle, F. & Cathelineau, M. (2015): Low-temperature chlorite geothermometry: a graphical representation based on a T–R2+–Si diagram.- European Journal of Mineralogy **27**: 617–626.

Boynton, W. V. (1984): Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies.- In: Henderson, P. (Hrsg.): Rare earth element geochemistry.- Elsevier Science Publishing Company, Amsterdam, 63–114.

Brätz, H. & Klemd, R. (2002): Analysis of rare earth elements in geological samples by laser ablation–inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS).- Publication number: 5988-6305EN, Agilent Technologies, Inc.

Brand, H. (1922): Die Kupfererzlagerstätte bei Kupferberg in Oberfranken mit besonderer Berücksichtigung ihrer Beziehung zur Münchberger Gneismasse.- Geographisches Jahrbuch **34**: 1–102.

Braun, A., Chen, J., Waloszek, D., Maas, A. (2007): First early Cambrian radiolaria.- In: Vickers-Rich, P. & Komarower, P. (Hrsg.): The rise and fall of the Ediacaran biota.- Geological Society, London, 143–149.

Briqueu, L., Bougault, H., Joron, J. J. (1984): Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones' petrogenetic implications.- Earth and Planetary Science Letters **68**: 297–308.

Bryndzia, L. T. & Scott, S. S. (1987): The composition of chlorite as a function of sulfur and oxygen fugacity: An experimental study.- American Journal of Science **287**: 50–76.

Bullen, T. D. & Eisenhauer, A. (2009): Metal stable isotopes in low-temperature systems: A primer.- Elements **5**: 349–352.

Buschmann, B., Elicki, O., Jonas, P. (2006): The Cadomian unconformity in the Saxo-Thuringian Zone, Germany: Palaeogeographic affinities of Ediacaran (terminal Neoproterozoic) and Cambrian strata.- Precambrian Research **147**: 387–403.

Canfield, D. E. & Farquhar, J. (2009): Animal evolution, bioturbation, and the sulfate concentration of the oceans.- Proceedings of the National Academy of Sciences **106**: 8123–8127.

Cathelineau, M. (1988): Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature.- Clay Minerals **23**: 471–485.

Cathelineau, M. & Nieva, D. (1985): A chlorite solid solution geothermometer The Los Azufres (Mexico) geothermal system.- Contributions to Mineralogy and Petrology **91**: 235–244.

Chambers, L. A. & Trudinger, P. A. (1979): Microbiological fractionation of stable sulfur isotopes: A review and critique.- Geomicrobiology Journal **1**: 249–293.

Chernosky, J. V., Berman, R. G., Bryndzia, L. T. (1988): Stability, phase relations, and thermodynamic properties of chlorite and serpentinite group minerals.- Reviews in Mineralogy **19**: 295–346.

Condon, D. J. & Schmitz, M. D. (2013): One hundred years of isotope geochronology, and counting.- Elements **9**: 15–17.

Connolly, J. A. D. (2010): The mechanics of metamorphic fluid expulsion.- Elements **6**: 165–172.

Cook, N. J., Ciobanu, C. L., Pring, A., Skinner, W., Shimizu, M., Danyushevsky, L., Saini-Eidukat, B., Melcher, F. (2009): Trace and minor elements in sphalerite: a LA-ICPMS study.- Geochimica et Cosmochimica Acta **73**: 4761–4791.

Cook, N. J. & Ciobanu, C. L. (2015): Mineral hosts for critical metals in hydrothermal ores.- In: André-Mayer, A.-S. (Hrsg.): Mineral resources in a sustainable world.- Proceedings of the 13th Biennial SGA meeting, 24–27 August 2015, Université de Lorraine, Nancy, 707–710.

Cooper, K. M. (2017): What does a magma reservoir look like? The "crytal´s eye"-view.- Elements **13**: 23–28.

Corriveau, L. & Spry, P. G. (2014): Metamorphosed hydrothermal ore deposits.- In: Turekian, K. & Holland, H. (Hrsg.): Treatise on geochemistry.- 2. Elsevier Science, Amsterdam, 175–194.

Craig, J. R. & Vokes, F. M. (1993): The metamorphism of pyrite and pyritic ores: an overview.- Mineralogical Magazine **57**: 3–18.

Crowley, Q. G., Floyd, P. A., Winchester, J. A., Franke, W., Holland, J. G. (2000): Early Palaeozoic rift-related magmatism in Variscan Europe: fragmentation of the Armorican Terrane Assemblage.- Terra Nova **12**: 171–180.

Das, H. A., Zonderhuls, J., van der Marel, H. W. (1971): Scandium in rocks, minerals and sediments and its relations to iron and aluminium.- Contributions to Mineralogy and Petrology **32**: 231–244.

De Caritat, P. D., Hutcheon, I., Walshe, J. L. (1993): Chlorite thermometry: A review.- Clays and clay minerals **41** (2): 219–239.

Deutsche Stratigraphische Kommission DSK (Hrsg.) (2016): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2016.- Deutsches GeoForschungsZentrum, Potsdam.

Dickin, A. P. (2005): Radiogenic isotope geology.- Cambridge University Press, Cambridge.

Dill, H. (1985): Die Vererzung am Westrand der Böhmischen Masse – Metallogenese in einer ensialischen Orogenzone.- Geologisches Jahrbuch **D 73**: 3–461.

Dill, H. (1988): Lagerstätten-Typisierung und metallogenetische Entwicklung im Umfeld der Grenzregion Saxothuringikum-Moldanubikum (Nordbayern) – ein Überblick.- Geologica Bavarica **92**: 133–150.

Dill, H. (2009): Pyrometallurgical relics of Pb–Cu–Fe deposits in south-eastern Germany: An exploration tool and a record of mining history.- Journal of Geochemical Exploration **100**: 37–50.

Drost, K., Gerdes, A., Jeffries, T., Linnemann, U., Storey, C. (2011): Provenance of Neoproterozoic and early Paleozoic siliciclastic rocks of the Teplá-Barrandian unit (Bohemian Massif): Evidence from U–Pb detrital zircon ages.- Gondwana Research **19**: 213–231.

Drummond, S. E. & Ohmoto, H. (1985): Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal system.- Economic Geology **80**: 126–147.

Eggleton, R. A., Foudoulis, C., Varkevisser, D. (1987): Weathering of basalt: Changes in rock chemistry and mineralogy.- Clays and Clay Minerals **35**: 161–169.

Ehrlich, S., Butler, I., Halicz, L., Rickard, D., Oldroyd, A., Matthews, A. (2004): Experimental study of the copper isotope fractionation between aqueous Cu(II) and covellite, CuS.- Chemical Geology **209**: 259–269.

Elderfield, H. & Schultz, A. (1996): Mid-ocean ridge Hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean.- Annual Review of Earth and Planetary Sciences **24**: 191–224.

Emmert, U., Horstig, G. v., Weinelt, W. (1960a): Erläuterungen zur Geologische Karte von Bayern 1:25 000 Blatt Nr. 5835 Stadtsteinach.- Bayerisches Geologisches Landesamt, München.

Emmert, U., Horstig, G. v., Weinelt, W. (1960b): Geologische Karte von Bayern 1:25 000 Blatt Nr. 5835 Stadtsteinach.- Bayerisches Geologisches Landesamt, München.

Emmert, U., Horstig, G. v., Stettner, G. (1982): Geologische Übersichtskarte 1:200 000 CC6334 Bayreuth.- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.

Emsbo, P. (2009): Geologic criteria for the assessment of sedimentary exhalative (Sedex) Zn-Pb-Ag deposits.- U.S. Geological Survey Open-File Report 2009–1209.

Fauth, H., Hindel, R., Siewers, U., Zinner, J. (1985): Geochemischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland. Verteilung von Schwermetallen in Wässern und Bachsedimenten.- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.

Fedo, C. M., Nesbitt, H. W., Young, G. M. (1995): Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance.- Geology **23**: 921–924.

Ferry, J. M. (1981): Petrology of graphitic sulfide-rich schists from south-central Maine: an example of desulfidation during prograde regional metamorphism.- American Mineralogist **66**: 908–930.

Fike, D. A., Bradley, A. S., Rose, C. V. (2015): Rethinking the ancient sulfur cycle.- Annual review of earth and planetary sciences **43**: 593–622.

Finch, E. G. & Tomkins, A. G. (2017): Pyrite-pyrrhotite stability in a metamorphic Aureole: implications for orogenic gold genesis.- Economic Geology **112**: 661–674.

Floyd, P. A. & Winchester, J. A. (1975): Magma-type and tectonic setting discrimination using immobile elements.- Earth and Planetary Science Letters **27**: 211–218.

Floyd, P. A., Winchester, J. A., Seston, R., Kryza, R., Crowley, Q. G. (2000): Review of geochemical variation in the Lower Palaeozoic metabasites from the NE Bohemian Massif: intracratonic rifting and plume-ridge interaction.- In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O., Tanner, D. (Hrsg.): Orogenic processes: quantification and modelling in the variscan belt.- Geological Society, London, 155–174.

Fontboté, L., Kouzmanov, K., Chiaradia, M., Pokrovski, G. S. (2017): Sulfide minerals in hydrothermal deposits.- Elements **13**: 97–103.

Foster, M. D. (1962): Interpretation of the composition and a classification of the chlorites.- Geological Survey Professional Paper **414**: 1–33.

Franke, W., Kreuzer, H., Okrusch, M., Schüssler, U., Seidel, E. (1995): Stratigraphy, structure, and igneous activity.- In: Dallmeyer, R. D., Franke, W., Weber, K. (Hrsg.): Pre-permian geology of central and eastern europe.- Springer Verlag, Berlin, 277–293.

Franke, W., Cocks, L. R. M., Torsvik, T. H. (2017): The Palaeozoic Variscan oceans revisited.- Gondwana Research **48**: 257–284.

Frimmel, H. E. (1997): Chlorite thermometry in the Witwatersrand basin: constraints on the paleoproterozoic geotherm in the Kaapvaal craton, South Africa.- The Journal of Geology **105**: 601–616.

Galley, A. G., Hannington, M. D., Jonasson, I. R. (2007): Volcanogenic massive sulphide deposits.- In: Goodfellow, W. D. (Hrsg.): Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution

of geological provinces, and exploration methods.- Geological Association of Canada, St. John's (Newfoundland), 141–161.

Gandl, J. (1989): Zum Alter der Schwärzschiefer und des hangenden Diabas-Vulkanismus im Devon des Frankenwaldes (NE-Bayern).- Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft **140**: 117–135.

Gandl, J. (1998): Neue Daten zum jüngeren Paläozoikum NE-Bayerns und angrenzender Gebiete - Fazies-Entwicklung und geotektonische Konsequenzen.- Geologica Bavarica **103**: 19–274.

Gatta, G. D., Meven, M., Bromiley, G. (2010): Effects of temperature on the crystal structure of epidote: a neutron single-crystal diffraction study at 293 and 1,070 K.- Physics and Chemistry of Minerals **37**: 475–485.

Gerdes, A. & Zeh, A. (2006): Combined U–Pb and Hf isotope LA-(MC-)ICP-MS analyses of detrital zircons: Comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany.- Earth and Planetary Science Letters **249**: 47–61.

Gerdes, A. & Zeh, A. (2009): Zircon formation versus zircon alteration — New insights from combined U–Pb and Lu–Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt.- Chemical Geology **261**: 230–243.

Geyer, G. (2017): Trilobites of the Galgenberg Member (Tannenknock Formation), middle Cambrian Stage 5, Franconian Forest, Germany: a paradigmatic lowermost middle Cambrian West Gondwanan fauna.- Paläontologische Zeitschrift **91**: 5–70.

Geyer, G. & Wiefel, H. (1997): Fränkisch-Thüringisches Schiefergebirge.- In: Hoth, K., Berger, H.-J., Mund, G. (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland II. Ordovizium, Kambrium, Vendium, Riphäikum.- E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 57–102.

Goldfarb, R. J., Baker, T., Dube, B., Groves, D. I., Hart, C. J. R., Gosselin, P. (2005): Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes.- In: Hedenquist, J. W., Thompson, J. F. H., Goldfarb, R. J., Richards, J. P. (Hrsg.): Economic Geology 100th Anniversary Volume.- Society of Economic Geologists, Littleton, 407–450.

Goll, A. (2014): Zur Geochemie des Diabas im Steinbruch Kupferberg (Oberfranken).- Unveröffentlichte Bachelorarbeit aus dem Institut für Geographie und Geologie, Julius-Maximilians-Universität Würzburg.

Govindaraju, K. (1989): 1989 Compilation of working values and sample description for 272 geostandards.- Geostandards Newsletter **13**: 1–113.

Graham, S., Pearson, N., Jackson, S., Griffin, W., O'Reilly, S. Y. (2004): Tracing Cu and Fe from the source to porphyry: in situ determination of Cu and Fe isotope ratios in sulfides from the Grasberg Cu-Au deposit.- Chemical Geology **207**: 147–169.

Granot, R. (2016): Palaeozoic oceanic crust preserved beneath the eastern Mediterranean.- Nature Geoscience Letters, published online 15. Aug. 2016, DOI: 10.1038/NGEO2784.

Grant, J. A. (1986): The isocon diagram – a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration.- Economic Geology **81**: 1976–1982.

Gregory, D. D., Large, R. R., Halpin, J. A., Baturina, E. L., Lyons, T. W., Wu, S., Danyushevsky, L., Sack, P. J., Chappaz, A., Maslennikov, V. V., Bull, S. W. (2015): Trace element content of sedimentary pyrite in black shales.- Economic Geology **110**: 1389–1410.

Greiling, L. (1958): Die Kieselschiefer des Frankenwaldes.- Geologische Rundschau **47**: 443–450.

Gresens, R. L. (1967): Composition-volume relationship of metasomatism.- Chemical Geology **2**: 47–55.

Grinenko, V. A. (1962): The preparation of sulphur dioxide for isotopic analysis.- Zhurnal Neorganicheskoi Khimii **7**: 2478–2483.

Gromet, L. P., Dymek, R. F., Haskin, L. A., Korotev, R. L. (1984): The "North American shale composite": Its compilation, major and trace element characteristics.- Geochimica et Cosmochimica Acta **48**: 2469–2482.

Guy, B. M., Beukes, N. J., Gutzmer, J. (2010): Paleoenvironmental controls on the texture and chemical composition of pyrite from nonconglomeratic sedimentary rocks of the Mesoarchean Witwatersrand Supergroup, SouthAfrica.- South African Journal of Geology **113**: 195–228.

Guy, B. M., Ono, S., Gutzmer, J., Lin, Y., Beukes, N. J. (2014): Sulfur sources of sedimentary "buckshot" pyrite in the Auriferous Conglomerates of the Mesoarchean Witwatersrand and Ventersdorp Supergroups, Kaapvaal Craton, South Africa.- Mineralium Deposita **49**: 751–775.

Haaf, M. (2014): Petrologie und Geochemie von oberdevonischen Diabasen im Gebiet um Naila und Hof im Frankenwald.- Unveröffentlichte Bachelorarbeit aus dem Institut für Geographie und Geologie, Julius-Maximilians-Universität Würzburg.

Hammann, W., Heunisch, C., Schüssler, U. (1989): Organische Mikrofossilien (Chlorophyta, Acritarcha, Sporae dispersae, Scolecodonten) aus den Schichten des Streichengrundes, Unterdevon, im Raum Guttenberg-Kupferberg des Frankenwaldes.- Beringeria **1**: 57–113.

Hammerli, J., Spandler, C., Oliver, N. H. S. (2016): Element redistribution and mobility during upper crustal metamorphism of metasedimentary rocks: an example from the eastern Mount Lofty Ranges, South Australia.- Contributions to Mineral Petrology **171**: 1–21.

Harley, S. L. & Kelly, N. M. (2007): Zircon. Tiny but timely.- Elements **3**: 13–18.

Harris, N. B. W., Pearce, J. A., Tindle, A. G. (1986): Geochemical characteristics of collision zone magmatism.- Geological Society London, Special Publications **19**: 67–81.

Helmprobst, J. (2014): Petrographie und Geochemie der oberdevonischen Diabase im Steinbruch Bad Berneck, Frankenwald.- Unveröffentlichte Bachelorarbeit aus dem Institut für Geographie und Geologie, Julius-Maximilians-Universität Würzburg.

Hemley, J. J. & Hunt, J. P. (1992): Hydrothermal Ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered Systems: II. Some general geologic applications.- Economic Geology **87**: 23–43.

Hémond, C., Hofmann, A. W., Vlastélic, I., Nauret, F. (2006): Origin of MORB enrichment and relative trace element compatibilities along the Mid-Atlantic Ridge between 10 ° and 24°N.- Geochemistry, Geophysics, Geosystems **7**: 1–22.

Hempel, G. (1974): Die tektonische Entwicklung des NE-Abschnittes des Bergaer Sattels (Ostthüringen).- Monatsbericht der deutschen Akademie der Wissenschaften **5**: 750–759.

Hempel, G. (2003): Variszische Tektonik.- In: Seidel, G. (Hrsg.): Geologie von Thüringen.- 192–206, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Hey, M. (1954): A review of the chlorites.- The Mineralogical Magazine **224**: 277–292.

Höll, R., Kling, M., Schroll, E. (2007): Metallogenesis of germanium – A review.- Ore Geology Reviews **30**: 145–180.

Holm, P. M., Søager, N., Alfastsen, M., Bertotto, G. W. (2016): Subduction zone mantle enrichment by fluids and Zr–Hf-depleted crustal melts as indicated by backarc basalts of the Southern Volcanic Zone, Argentina.- Lithos **262**: 135–152.

Honnorez, J. (2003): Hydrothermal alteration vs. ocean-floor metamorphism. A comparison between two case histories: the TAG hydrothermal mound (Mid-Atlantic Ridge) vs. DSDP/ODP Hole 504B (Equatorial East Pacific).- Comptes Rendus Geoscience **335**: 781–824.

Huston, D. L., Sie, S. H., Suter, G. F., Cooke, D. R., Both, R. A. (1995): Trace elements in sulfide minerals from eastern Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: part I proton microprobe analyses of pyrite, chalcopyrite and sphalerite, and part II. selenium levels in pyrite: camparison with $\delta^{34}S$ values and implications for the source of sulfur in volcanic hydrothermal systems.- Economic Geology **90**: 1167–1196.

Ibach, R. (1940): Zur Entstehung der Kieslagerstätte von Kupferberg in Oberfranken.- Zeitschrift für Angewandte Geologie **2**: 114–152.

Ikehata, K., Notsu, K., Hirata, T. (2011): Copper isotope characteristics of copper-rich minerals from Besshi-type volcanogenic massive sulfide deposits, Japan, determined using a femtosecond LA-MCICP-MS.- Economic Geology **106**: 307–316.

Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L., Belousova, E. A. (2004): The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology.- Chemical Geology **211**: 47–69.

Jensen, M. L. (1959): Sulfur isotopes and hydrothermal mineral deposits.- Economic Geology **54**: 374–394.

Johnson, C. M., Beard, B. L., Albarède, F. (2004): Overview and general concepts.- Reviews in Mineralogy & Geochemistry **55**: 1–24.

Jung, S. & Hoernes, S. (2000): The major- and trace-element and isotope (Sr, Nd, O) geochemistry of Cenozoic alkaline rift-type volcanic rocks from the Rhön

area (central Germany): petrology, mantle source characteristics and implications for asthenosphere–lithosphere interactions.- Journal of Volcanology and Geothermal Research **99**: 27–53.

Kachlík, V. (1993): The evidence for late Variscan nappe thrusting of the Mariánské Lázně Complex over the Saxothuringian terrane (West Bohemia).- Journal of the Czech Geological Society **38**: 43–58.

Kajiwara, Y. & Krouse, H. R. (1971) Sulfur isotope partitioning in metallic sulfide systems.- Canadian Journal of Earth Sciences **8**: 1397–1408.

Kampschulte, A. & Strauss, H. (2004): The sulfur isotopic evolution of Phanerozoic seawater based on the analysis of structurally substituted sulfate in carbonates.- Chemical Geology **204**: 255–286.

Keunecke, O. (1951): Die Bedeutung geoelektrischer Untersuchungen für die Aufsuchung und Erschließung von Erzlagerstätten.- Zeitschrift für Erzbergbau und Metallhüttenwesen **5**: 257–265.

Kimball, B. E., Mathur, R., Dohnalkova, A. C., Wall, A. J., Runkel, R. L., Brantley, S. L. (2009): Copper isotope fractionation in acid mine drainage.- Geochimica et Cosmochimica Acta **73**: 1247–1263.

Kiwus, J. (2014): Petrologie und Geochemie von Amphiboliten der Randamphibolit-Serie in der Münchberger Gneismasse (Nordost Bayern).- Unveröffentlichte Diplomarbeit aus dem Institut für Geographie und Geologie, Julius-Maximilians-Universität Würzburg.

Klemd, R. (2010): Early Variscan allochthonous domains. The Münchberg Complex, Wildenfels, and Gory Sowie.- In: Linnemann, U. & Romer, R. L. (Hrsg.): Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia.- 172–195, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Klemme, S., Prowatke, S., Hametner, K., Günther, D. (2005): Partitioning of trace elements between rutile and silicate melts: Implications for subduction zones.- Geochimica et Cosmochimica Acta **69**: 2361–2371.

Klopf, L. (2014): Petrographie und Geochemie paläozoischer Diabase des Frankenwaldes.- Unveröffentlichte Master-Arbeit aus dem Institut für Geographie und Geologie, Julius-Maximilians-Universität Würzburg.

Koglin, N., Franz, G., Glodny, J., Schüssler, U., Zeh, A., Gerdes, A., Brätz, H. (2015): Münchberg metamophic complex: nature and ages of the nappe complex.- In: Wagner, J. & Elger, K. (Hrsg.): GeoBerlin2015 - Dynamic

Earth from Alfred Wegener to today and beyond.- Annual Meeting of DGGV and DMG, 4-7 October 2015, GFZ German Research Centre for Geosciences, Berlin, 217–218.

Kojima, S. (1990): A coprecipitation experiment on intimate association of sphalerite and chalcopyrite and its bearings on the genesis of Kuroko ores.- Mining Geology **40**: 147–158.

Kojima, S. & Sugaki, A. (1985): Phase relations in the Cu-Fe-Zn-S system between 500° and 300°C under hydrothermal conditions.- Economic Geology **80**: 158–171.

Koski, R. A. (2012): Supergene ore and gangue characteristics in volcanogenic massive sulfide occurrence model.- U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070 –C.

Krämer, V., Hirth, H., Hofherr, W., Trah, H.-P. (1987): Phase studies on the system Ag_2Te-Ga_2Te_3, ZnSe-Zn_2Se_3, and ZnS-Ga_2S_3.- Thermochimica Acta **112**: 89–94.

Kreuzer, H., Seidel, E., Schüssler, U., Okrusch, M., Lenz, K.-L., Raschka, H. (1989): K-Ar geochronology of different tectonic units at the northwestern margin of the Bohemian Massif.- Tectonophysics **157**: 149–178.

Kroner, U. & Romer, R. L. (2013): Two plates — Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered.- Gondwana Research **24**: 298–329.

Kulp, J. L., Ault, W. U., Feely, H. W. (1956): Sulfur isotope abundances in sulfide minerals.- Economic Geology **51**: 139–149.

Kurosawa, M., Shima, K., Ishii, S., Sasa, K. (2006): Trace element analysis of fused whole-rock glasses by laser ablation-ICP-MS and PIXE.- Geostandards and Geoanalytical Research **30**: 17–30.

Kuulmann, L. (2016): Mineralogisch-petrologische und geochemische Untersuchungen primärer und sekundärer Goldvorkommen in Franken.- Unveröffentlichte Masterarbeit aus dem Institut für Geographie und Geologie, Julius-Maximilians-Universität Würzburg.

Lanari, P., Wagner, T., Vidal, O. (2014): A thermodynamic model for di-trioctahedral chlorite from experimental and natural data in the system MgO–FeO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O: applications to P–T sections and geothermometry.- Contributions to Mineralogy and Petrology **168**: 968–987.

Landing, E., Geyer, G., Buchwaldt, R., Bowring, S. (2014): Geochronology of the Cambrian: a precise Middle Cambrian U–Pb zircon date from the German margin of West Gondwana.- Geological Magazine **152**: 1–13.

Large, D. & Walcher, E. (1999): The Rammelsberg massive sulphide Cu-Zn-Pb-Ba-deposit, Germany: an example of sediment-hosted, massive sulphide mineralization.- Mineralium Deposita **34**: 522–538.

Large, R. R. (1977): Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrain.- Economic Geology **72**: 549–572.

Large, R. R., Maslennikov, V. V., Robert, F., Danyushevsky, L. V., Chang, Z. (2007): Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena Gold Province, Russia.- Economic Geology **102**: 1233–1267.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram.- Journal of Petrology **27**: 745–750.

Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sørensen, H., Woolley, A. R. (2002): Igneous rocks. A classification and glossary of terms.- Cambridge University Press, Cambridge (England).

Le Roex, A., Bell, A. R., Davis P. (2003): Petrogenesis of group I kimberlites from Kimberley, South Africa: evidence from bulk-rock geochemistry.- Journal of Petrology **44**: 2261–2286.

Lewan, M. D. & Maynard, J. B. (1982): Factors controlling enrichment of vanadium and nickel in the bitumen of organic sedimentary rocks.- Geochimica et Cosmochimica Acta **46**: 2547–2560.

Li, W., Jackson, S. E., Pearson, N. J., Graham, S. (2010): Copper isotopic zonation in the Northparkes porphyry Cu-Au deposit, SE Australia.- Geochimica et Cosmochimica Acta **74**: 4078–4096.

Linnemann, U. (2003): Sedimentation und geotektonischer Rahmen der Beckenentwicklung im Saxothuringikum (Neoproterozoikum – Unterkarbon).- In: Linnemann, U. (Hrsg.): Das Saxothuringikum. Abriss der präkambrischen und Paläozoischen Geologie von Sachsen und Thüringen.- Senckenberg Museum, Dresden, 71–110.

Linnemann, U., Gehmlich, M., Tichomirowa, M., Buschmann, B., Nasdala, L., Jonas, P., Lützner, H., Bombach, K. (2000): From Cadomian subduction to Early Palaeozoic rifting: the evolution of Saxothuringia at the margin of Gondwana in the light of single zircon geochronology and basin development (Central European Variscides, Germany).- Geological Society London, Special Publications **179**: 131–153.

Linnemann, U., McNaughton, N. J., Romer, R. L., Gehmlich, M., Drost, K., Tonk, C. (2004): West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): Did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? – U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record.- International Journal of Earth Sciences **93**: 683–705.

Linnemann, U., Pereira, F., Jeffries, T. E., Drost, K., Gerdes, A. (2008): The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: The diacrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U–Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs).- Tectonophysics **461**: 21–43.

Linnemann, U., Schauer, M., Hofmann, M., Sagawe, A. (2010): Geological mapping of the Saxo-Thuringian zone: the historical perspective.- In: Linnemann, U., Romer, R. L. (Hrsg.): Pre-Mesozoic geology of Saxo-Thuringia–from the Cadomian active margin to the Variscan Orogen.- 17–28, E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Lockington, J. A., Cook, N. J., Ciobanu, C. L. (2014): Trace and minor elements in sphalerite from metamorphosed sulphide deposits.- Mineralogy and Petrology **108**: 873–890.

Lu, J., Seccombe, P. K., Eldrige, C. S. (1996): SHRIMP S-isotope evidence for fluid mixing during gold mineralization in a slate-belt gold deposit (Hill End, New South Wales, Australia).- Chemical Geology **127**: 229–240.

Ludwig, K. R. (2001): Users manual for Isoplot/Ex, Rev. 2.49. a geochronological toolkit for MicrosoftExcel.- Berkeley Geochronology Center, Special Publications, 1a, 1–55.

MacDonald, R., Rogers, N. W., Fitton, J. G., Black, S., Smith, M. (2001): Plume-lithosphere interactions in the generation of the basalts of the Kenya rift, East Africa.- Journal of Petrology **42**: 877–900.

Maher, K. C., Jackson, S., Mountain, B. (2011): Experimental evaluation of the fluid-mineral fractionation of Cu-Isotopes at 250 °C and 300 °C.- Chemical Geology **286**: 229–239.

Maréchal, C. N. & Albarède, F. (2002): Ion-exchange fractionation of copper and zinc isotopes.- Geochimica et Cosmochimica Acta **66**: 1499–1509.

Maréchal, C. N., Télouk, P., Albarède, F. (1999): Precise analysis of copper and zinc isotopic compositions by plasma-source mass spectrometry.- Chemical Geology **156**: 251–273.

Marignac, C. & Cuney, M. (1999): Ore deposits of the French Massif Central: insight into the metallogenesis of the Variscan collision belt.- Mineralium Deposita **34**: 472–504.

Marini, L., Moretti, R., Accornero, M. (2011): Sulfur isotopes in magmatic-hydrothermal systems, melts, and magmas.- Reviews in Mineralogy & Geochemistry **73**: 423–492.

Markl, G., Lahaye, Y., Schwinn, G. (2006): Copper isotopes of redox processes in hydrothermal mineralization.- Geochimica et Cosmochimica Acta **70**: 4215–4228.

Marshall, B. & Gilligan, L. B. (1989): Durchbewegung structure, piercement cusps, and piercement veins in massive sulfide deposits.- Economic Geology **84**: 2311–2319.

Marshall, B. & Spry, P. G. (1998): Discrimination between regional metamorphic remobilisation and syntectonic emplacement in the genesis of massive sulfide ores.- Reviews in Economic Geology **11**: 39–80.

Marshall, B., Vokes, F. M., Larocque, A. C. L. (1998): Regional metamorphic remobilization: upgrading and formation of ore deposits.- Reviews in Economic Geology **11**: 19–35.

Mathur, R., Titley, S., Barra, F., Brantley, S., Wilson, M., Pillips, A., Munizaga, F., Maksaev, V., Vervoot, J., Hart, G. (2009): Exploration potential of Cu isotope fractionation in porphyry copper deposits.- Journal of Geochemical Exploration **102**: 1–6.

Mathur, R., Munk, L., Nguyen, M., Gregory, M., Annell, H., Lang, J. (2013): Modern and paleofluid pathways revealed by Cu isotope compositions in surface waters and ores of the pebble porphyry Cu-Au-Mo deposit, Alaska.- Economic Geology **108**: 529–541.

Mathur, R. & Fantle, M. S. (2015): Copper isotopic perspectives on supergene processes: implications for the global Cu cycle.- Elements **11**: 323–329.

Matte, P. (2001): The Variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: a review.- Terra Nova **13**: 122–128.

Mattinson, J. M. (2013): Revolution and evolution: 100 years of U–Pb geochronology.- Elements **9**: 53–57.

Mazur, S. & Aleksandowski, P. (2001): The Tepla(?)/Saxothuringian suture in the Karkonosze-Izera massif, western Sudetes, Central European Variscides.- International Journal of Earth Sciences **90**: 341–360.

McClay, K. R. & Ellis, P. G. (1983): Deformation and recrystallization of pyrite.- Mineralogical Magazine **47**: 527–538.

McCuaig, T. C. & Kerrich, R. (1998): P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics.- Ore Geology Reviews **12**: 381–453.

McDonough, W. F. & Sun, S.-S. (1995): The composition of the earth.- Chemical Geology **120**: 223–253.

McDowell, S. D. & Elders, W. A. (1980): Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1, Salton Sea geothermal field, California, USA.- Contributions to Mineralogy and Petrology **74**: 293–310.

McLennan, S. M., Hemming, S., McDaniel, D. K., Hanson, G. N. (1993): Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics.- In: Johnsson, M. J. & Basu, A. (Hrsg.): Processes controlling the composition of clastic sediments.- Geological Society of America, Boulder (Colorado), 21–40.

Melcher, F., Oberthür, T., Rammlmair, D. (2006): Geochemical and mineralogical distribution of germanium in the Khusib Springs Cu–Zn–Pb–Ag sulfide deposit, Otavi Mountain Land, Namibia.- Ore Geology Reviews **28**: 32–56.

Meng, L. (1999): Silicification and mineralization in hydrothermal deposits.- Chinese Science Bulletin **44**: 90–93.

Mevel, C. (1981): Occurrence of pumpellyite in hydrothermally altered basalts from the Vema fracture zone (Mid-Atlantic Ridge).- Contributions to Mineralogy and Petrology **76**: 386–393.

Meyer-Reil, L. A. (2005): Mikrobiologie des Meeres: Eine Einführung.- UTB-Verlag, Stuttgart.

Mielke, H. (1996): Altpaläozoikum des Frankenwaldes.- In: Freudenberger, W. & Schwerd, K. (Hrgs.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000.- 4. neubearbeitete Auflage, Bayerisches Geologisches Landesamt, München, 23-31.

Mlčoch, B. & Konopásek. J. (2010): Pre-late carboniferous geology along the contact of the Saxothuringian and Teplá–Barrandian zones in the area covered by younger sediments and volcanics (western Bohemian Massif, Czech Republic).- Journal of Geosciences **55**: 81–94.

Molnár, F., Mänttäri, I., O'Brien, H., Lahaye, Y., Pakkanen, L., Johanson, B., Käpyaho, A., Sorjonen-Ward, P., Whitehouse, M., Sakellaris, G. (2016): Boron, sulphur, copper isotope systematics in the orogenic gold deposits of the Archaean Hattu schist belt, eastern Finland.- Ore Geology Reviews **77**: 133–162.

Müller, M. (2015): Uran-Blei-Altersdatierung an Zirkonen felsischer Vulkanite im Frankenwälder Paläozoikum.- Unveröffentlichte Bachelorarbeit aus dem Institut für Geographie und Geologie, Julius-Maximilians-Universität Würzburg.

Murray, R. W. (1994): Chemical criteria to identify the depositional environment of chert: general principles and applications.- Sedimentary Geology **90**: 213–232.

Murray, R. W., Buchholtz Ten Brink, M. R., Gerlach, D. C., Russ III, G. P., Jones, D. L. (1991): Rare earth, major, and trace elements in chert from the Franciscan Complex and Monterey Group, California: Assessing REE sources to fine-grained marine sediments.- Geochimica et Cosmochimica Acta **55**: 1875–1895.

Nesbitt, H. W. & Young, G. M. (1982): Early Proterozoic climate and plate motions inferred from major element chemistry of lutites.- Nature **299**: 715–717.

Niemeijer, A. R. & Spiers, C. J. (2005): Influence of phyllosilicates on fault strength in the brittle–ductile transition: insights from rock analogue experiments.- In: Bruhn, D. & Burlini, L. (Hrsg.): High-strain zones: structure and physical properties.- Geological Society, London, 303–327.

Pašava, J. (2000): Normal versus metal-rich black shales in the Barrandian Neoproterozoic of the Tepla-Barrandian unit: a summary with new data.- Věstník Českého geologického ústavu **75**: 229–239.

Pearce, J. A. (1982): Trace element characteristics of lava from destructive plate boundaries:- In: Thorpe, R. S. (Hrsg.): Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks.- John Wiley and Sons, New York, 525–548.

Pearce, J. A. (2014): Immobile element fingerprinting of ophiolites.- Elements **10**: 101–108.

Pearce, J. A. & Cann, J. R. (1971): Ophiolite origin investigated by discrimination analysis using Ti, Zr, and Y.- Earth and Planetary Science Letters **12**: 339–349.

Pearce, J. A. & Cann, J. R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses.- Earth and Planetary Science Letters **19**: 290–300.

Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks.- Journal of Petrology **25**: 956–983.

Pearce, N. J. G., Perkins, W. T., Westgate, J. A., Gorton, M. P., Jackson, S. E., Neal, C. R., Chenery, S. P. (1997): A Compilation of new and published major and trace element data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials.- Geostandards Newsletter **21**: 115–144.

Petit, J. C. J., De Jong, J., Chou, L., Mattielli, N. (2008): Development of Cu and Zn isotope MC-ICP-MS measurements: application to suspended particulate matter and sediments from the Scheldt Estuary.- Geostandards and Geoanalytical Research **32**: 149–166.

Pitcairn, I., Olivo, G. R., Teagle, D. A. H., Craw, D. (2010): Sulfide evolution during prograde metamorphism of the Otago and Alpine Schists, New Zealeand.- The Canadian Mineralogist **48**: 1267–1295.

Plissart, G. & Féménias, O. (2009): Mineralogy and geothermometry of gabbro-derived listvenites in the Tisovita-Iuti ophiolite, Southwestern Romania.- The Canadian Mineralogist **47**: 81–105.

Pokrovski, G. S., Roux, J., Harrichoury, J.-C. (2005): Fluid density control on vapor-liquid partitioning of metals in hydrothermal systems.- Geology **33**: 657–660.

Quinby-Hunt, M. S. & Wilde, P. (1994): Thermodynamic zonation in the black shale facies based on iron-manganese-vanadium content.- Chemical Geology **113**: 297–317.

Reed, M. H. & Palandri, J. (2006): Sulfide mineral precipitation from hydrothermal fluids.- Reviews in Mineralogy and Geochemistry **61**: 609–631.

Rehkämper, M. & Hofmann, A. W. (1997): Recycled ocean crust and sediment in Indian Ocean MORB.- Earth and Planetary Science Letters **147**: 93–106.

Reitz, E. & Höll, R. (1988): Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habachformation in den mittleren Hohen Tauern und dem nordostbayerischen Grundgebirge.- Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt **131**: 329–340.

Rimstidt, J. D. (1997): Gangue mineral transport and deposition.- In: Barnes, H. J. (Hrsg.): Geochemistry of hydrothermal ore deposits.- John Wiley & Son, New York, 488–516.

Ritter, O., Haak, V., Rath, V., Stein, E., Stiller, M. (1999): Very high electrical conductivity beneath the Münchberg gneiss area in southern Germany: implications for horizontal transport along shear planes.- Geophysical Journal International **139**: 161–170.

Robardet, M. (2003): The Armorica 'microplate': fact or fiction? Critical review of the concept and contradictory palaeobiogeographical data.- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **195**: 125–148.

Rollinson, H. R. (1993): Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation.- Pearson Education Limited, Essex (England).

Rose, A. W. (1967): Trace elements in sulphide minerals from the Central district, New Mexico, and the Bingham district, Utah.- Geochimica et Cosmochimica Acta **31**: 547–585.

Rüttiger, P. (2014): Petrographie und Geochemie in der Münchberger Gneismasse: Die Prasinit-Phyllit-Serie am Kosereck bei Wirsberg.- Unveröffentlichte Bachelorarbeit aus dem Institut für Geographie und Geologie, Julius-Maximilians-Universität Würzburg.

Rudnick, R. L. & Gao, S. (2003): The composition of the continental crust.- In: Rudnick, R. L., Holland, H. D., Turekian, K. K. (Hrsg.): Treatise on Geochemistry - The Crust.- Elsevier Verlag, Oxford, 1–64.

Sabine, P. A., Harrison, R. K., Lawson, R. I. (1985): Classification of volcanic rocks of the British Isles on the total alkali oxide–silica diagram, and the significance of alteration.- British Geological Survey Report **17**: 1–9.

Salminen, R., Batista, M. J., Bidovec, M., Demetriades, A., De Vivo, B., De Vos, W., Duris, M., Gilucis, A., Gregorauskiene, V., Halamic, J., Heitzmann, P., Lima, A., Jordan, G., Klaver, G., Klein, P., Lis, J., Locutura, J., Marsina, K., Mazreku, A., O'Connor, P. J., Olsson, S.Å., Ottesen, R.-T., Petersell, V., Plant, J. A., Reeder, S., Salpeteur, I., Sandström, H., Siewers, U., Steenfelt, A., Tarvainen, T. (2006): Geochemical Atlas of Europe, Part 1.- Geological Survey of Finland, Espoo.

Sannemann, D. (1955): Ordovicium und Oberdevon der bayerischen Fazies des Frankenwaldes nach Conodontenfunden.- Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie **102**: 1–36.

Schätz, M., Reischmann, T., Tait, J., Bachtadse, V. (2002): The early Palaeozoic break-up of the northern Gondwana, new palaeomagnetic and geochronological data from the Saxothuringian basin, Germany.- International Journal of Earth Sciences **91**: 838–849.

Schandl, E. S. & Gorton, M. P. (2002): Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments.- Economic Geology **97** 629–642.

Schauble, E. A. (2004): Applying stable isotope fractionation theory to new systems.- In: Johnson, C. L., Beard, B. L. Albarède, F. (Hrsg.): Reviews in Mineralogy & Geochemistry Volume 55: Geochemistry of Non-Traditional Stable Isotopes.- Mineralogical Society of America, Washinton, 65–112.

Schoonen, M. A. A. (2004): Mechanisms of sedimentary pyrite formation.- Geological Society of America Special Paper **379**: 117–134.

Schüssler, U. (1993): Zur geologischen Situation der Erzlagerstätte Kupferberg-Neufang in der Umrahmung der Münchberger Gneismasse.- Zeitschrift für Geologische Wissenschaften **21**: 231–236.

Scott, M. R. (1968): Thorium and uranium concentrations and isotope ratios in river sediments.- Earth and Planetary Science Letters **4**: 245–252.

Scott, S. D. (1976): Application of the sphalerite geobarometer to regionally metamorphosed terrains.- American Mineralogist **61**: 661–670.

Scott, S. D. & Kissin, S. A. (1973): Sphalerite composition in the Zn-Fe-S system below 300°C.- Economic Geology **68**: 475–479.

Sdzuy, K. (1971): The Ordovician in Bavaria. Colloque Ordovicien - Silurien.- Bureau de Recherches Géologiques et Minières **73**: 379–390.

Sdzuy, K., Hammann, W., Villas, E. (2001): The Upper Tremadoc fauna from Vogtendorf and the Bavarian Ordovician of the Frankenwald (Germany).- Senckenbergiana lethae **81**: 207–261.

Servais, T., Dzik, J., Fatka, O., Heuse, T., Vecoli, M., Verniers, J. (2008): Ordovician. In: McCann, T. (Hrsg.): The Geology of Central Europe Vol 1: Precambrian and Palaeozoic.- Geological Society, London, 203-249.

Sequeira Braga, M. A., Paquet, H., Begonha, A. (2002): Weathering of granites in a temperate climate (NW Portugal): granitic saprolites and arenization.- Catena **49**: 41– 56.

Seubert, J. (2014): Petrographie und Geochemie der Keratophyre und Quarzkeratophyre im Paläozoikum des Frankenwaldes auf Blatt 5835 Stadtsteinach und Blatt 5735 Schwarzenbach am Wald.- Unveröffentlichte Bachelorarbeit aus dem Institut für Geographie und Geologie, Julius-Maximilians-Universität Würzburg.

Sharman, E. R., Taylor, B. E., Minarik, W. G., Dubé, B., Wing, B. A. (2014): Sulfur isotope and trace element data from ore sulfides in the Noranda district (Abitibi, Canada): implications for volcanogenic massive sulfide deposit genesis.- Mineralium Deposita **50**: 591–606.

Shelton, K. L., Burstein, I. B., Hagni, R. D., Vierrether, C. B., Grant, S. K., Hennigh, Q. T., Bradley, M. F., Brandom, R. T. (1995): Sulfur isotope evidence for penetration of MVT fluids into igneous basement rocks, southeast Missouri, USA.- Mineralium Deposita **30**: 339–350.

Shields, G. & Stille, P. (1998): Stratigraphic trends in cerium anomaly in authigenic marine carbonates and phosphates: diagenetic alteration or seawater signals?- Mineralogical Magazine **62**: 1387–1388.

Shields, W. R., Goldich, S. S., Garner, E. L., Murphy, T. J. (1965): Natural variations in the abundance ratio and the atomic weight of cooper.- Journal of Geophysical Research **70**: 479–491.

Sibson, R. H. (1994): Fault-valve behavior and the hydrostatic-lithostatic fluid pressure interface.- Earth-Science Reviews **32**: 141–144.

Simons, B., Andersen, J. C. Ø., Shail, R. K., Jenner, F. E. (2017): Fractionation of Li, Be, Ga, Nb, Ta, In, Sn, Sb, W and Bi in the peraluminous Early Permian Variscan granites of the Cornubian Batholith: Precursor processes to magmatic-hydrothermal mineralization.- Lithos **278–281**: 491–512.

Sircombe, K. N. (2004): AgeDisplay: an EXCEL workbook to evaluate and display univariate geochronological data using binned frequency histograms and probability density distributions.- Computers & Geosciences **30**: 21–31.

Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, M. S. A., Morris, G. A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M. N., Whitehouse, M. J. (2008): Plešovice zircon - a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis.- Chemical Geology **249**: 1–35.

Steadman, J. A. & Large, R. R. (2016): Synsedimentary, diagenetic and metamorphic pyrite, pyrrhotite, and marcasite at the Homestake BIF-hosted gold deposit, South Dakota, USA: insights on Au-As ore genesis from textural and LA-ICP-MS trace element studies.- Economic Geology **111**: 1731–1752.

Štemprok, M. & Blecha, V. (2015): Variscan Sn–W–Mo metallogeny in the gravity picture of the Krušné hory/Erzgebirge granite batholith (Central Europe).- Ore Geology Reviews **69**: 285–300.

Stern, R. A., Bodorkos, S., Kamo, S. L., Hickman, A. H., Corfu, F. (2009): Measurementof SIMS instrumental mass fractionation of Pb isotopes during zircon dating.- Geostandards and Geoanalytical Research **33**: 145–168.

Stettner, G. (1962): Geologische Karte von Bayern 1:25 000 Blatt Nr. 5837 Weissenstadt.- Bayerisches Geologisches Landesamt, München.

Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S. M. (2002): The eastern tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over temperature ranges from 250 to 700°C.- Journal of Structural Geology **24**: 1861–1884.

Sun, S.-S. & McDonough, W. F. (1989): Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes.- Geological Society Special Publication **42**: 313–345.

Tait, J. A., Bachtadse, V., Franke, W., Soffel, H. C. (1997): Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints.- Geologische Rundschau **86**: 585–598.

Taylor, K. G. & Macquaker, J. H. S. (2011): Iron minerals in marine sediments record chemical environment.- Elements **7**: 113–118.

Taylor, S. R. & McLennan, S. M. (1985): The continental crust: its composition and evolution.- Blackwell, London.

Teixeira, R. J. S., Neiva, A. M. R., Gomes, M. E. P., Corfu, F., Cuesta, A., Croudace, I. W. (2012): The role of fractional crystallization in the genesis of early syn-D3, tin-mineralized Variscan two-mica granites from the Carrazeda de Ansiães area, northern Portugal.- Lithos **153**: 177–191.

Thode, H. G. (1991): Sulfur isotopes in nature and the environment: an overview.- In: Krouse, H. R. & Grinenko, V. A. (Hrsg.): Stable isotopes: natural and anthropogenic sulphur in the environment.- John Wiley and Sons, Chichester, 1–26.

Tschermak, G. (1890): Die Chloritgruppe.- Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse **99**: 174–267.

Twist, D. & Harmer, R. E. J. (1987): Geochemistry of contrasting siliceous magmatic suites in the Bushveld Complex: Genetic aspects and Implications for tectonic discrimination diagrams.- Journal of Volcanology and Geothermal Research **32**: 83–98.

Urban, H. & Vaché, R. (1972): Die Kupfererzlagerstätte von Kupferberg-Wirsberg (Oberfranken) im Lichte neuer Aufschlüsse.- Geologica Bavarica **65**: 74–106.

Urey, H. C., Brickwedde, F. G., Murphy, G. M. (1932): A hydrogen isotope of mass 2 and its concentration.- Physical Reviews **40**: 1–5.

van Achterbergh, E., Ryan, C. G., Griffin, W. L. (2000): Glitter: on-line interactive data reduction for the laser ablation ICP-MS microprobe.- Ninth Annual V. M. Goldschmidt Conference, 22–27 August 1999, Cambridge, Massachusetts, abstract no. 7215.

van der Voo, R. (1979): Paleomagnetism related to continental drift and plate tectonics.- Reviews of Geophysics **17**: 227–235.

Vermeesch, P. (2006): Tectonic discrimination of basalts with classification trees.- Geochimica et Cosmochimica Acta **70**: 1839–1848.

Vokes, F. M. & Craig, J. R. (1993): Post-recrystallisation mobilisation phenomena in metamorphosed stratabound sulphide ores.- Mineralogical Magazine **57**: 19–28.

Walker, E. C., Cuttitta, F., Senftle, F. E. (1958): Some natural variations in the relative abundances of cooper isotopes.- Geochimica et Cosmochimica Acta **15**: 183–194.

Walker, C. (2014): Petrographie und Geochemie der Gneise der Liegendserie (Münchberger Gneismasse) auf Blatt Stadtsteinach (5835) und Schwarzenbach am Wald (5735).- Unveröffentlichte Masterarbeit aus dem Institut für Geographie und Geologie, Julius-Maximilians-Universität Würzburg.

Walshe, J. L. (1986): A six-component chlorite solid solution Model and the conditions of chlorite formation in hydrothermal and geothermal system.- Economic Geology **81**: 681–703.

Walter, R. (2003): Erdgeschichte.- Walter de Gruyter Verlag, Berlin.

Wang, Y. L., Liu, Y.-G., Schmitt, R. A. (1986): Rare earth element geochemistry of South Atlantic deep sea sediments: Ce anomaly change at -54 My.- Geochimica et Cosmochimica Acta **50**: 1337–1355.

Wetherill, G. W. (1956): Discordant uranium-lead ages, I.- Transactions of the American Geophysical Union **37**: 320–326.

Wiedenbeck, M., Alle, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F., von Quadt, A., Roddick, J. C., Spiegel, W. (1995): Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses.- Geostandards Newsletter **19**: 1–23.

Winchester, J. A. & Floyd, P. A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements.- Chemical Geology **20**: 325–343.

Wirth, R. (1978): Geochemie und Petrographie der paläozoischen Magmatite des Frankenwaldes. Diabase - Keratophyre - Pikrite.- Unveröffentlichte Dissertation an der Universität Würzburg.

Wohlgemuth-Ueberwasser, C. C., Ballhaus, C., Berndt, J., Stotter née Paliulionyte, V., Meisel, T. (2007): Synthesis of PGE sulfide standards for laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS).- Contributions to Mineralogy and Petrology **154**: 607–617.

Wood, D. A. (1980): The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province.- Earth and Planet Science Letters **50**: 11–30.

Wurm, A. (1925): Geologie von Bayern: Nordbayern, Fichtelgebirge u. Frankenwald.- Gebrüder Borntraeger, Berlin.

Wurm, A. (1961): Geologie von Bayern – Frankenwald, Münchberger Gneismasse, Fichtelgebirge, Nördlicher Oberpfälzer Wald.- Gebrüder Borntraeger, Berlin.

Yardley, B. W. D. & Graham, J. T. (2002): The origins of salinity in metamorphic fluids.- Geofluids **2**: 249–256.

Zang, W. & Fyfe, W. S. (1995): Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil.- Mineralium Deposita **30**: 30–38.

Zeh, A., Brätz, H., Millar, I. L., Williams, I. S. (2001): A combined zircon SHRIMP and Sm-Nd isotope study on high-grade paragneisses from the Mid-German Crystalline Rise: Evidence for northern Gondwanan and Grenvillian provenance.- Journal of the Geological Society of London **158**: 983–994.

Zeh, A. & Gerdes, A. (2012): U–Pb and Hf isotope record of detrital zircons from gold-bearing sediments of the Pietersburg Greenstone Belt (South Africa)—Is there a common provenance with the Witwatersrand Basin?.- Precambrian Research **204–205**: 46–56.

Zellmer, H. (1997): Über den Zusammenhang zwischen Vulkanismus und Kieselschiefer-Bildung im Harz.- Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft **148**: 457–477.

Zhang, W., Roberts, D., Pease, V. (2016): Provenance of sandstones from Caledonian nappes in Finnmark, Norway: Implications for Neoproterozoic–Cambrian palaeogeography.- Tectonophysics **691**: 198–205.

Zhao, Y., Xue, C., Liu, S.-A., Symons, D. T. A., Zhao, X., Yang, Y., Ke, J. (2017): Copper isotope fractionation during sulfide-magma differentiation in the Tulaergen magmatic Ni–Cu deposit, NW China.- Lithos **286-287**: 206–215.

Zheng, Y.-F. (1990): Sulfur isotopes in metamorphic rocks.- Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen **161**: 303–325.

Zheng, Y., Gu, L., Tang, X., Wang, Z., Wu, C., Zhang, W., Wu, X. (2012): Sulfide remobilisation from sulfide ore at high temperatures and differential stresses: an experimental approach.- Resource Geology **62**: 174–186.

Zhong, R., Li, W., Chen, Y., Huo, H. (2012): Ore-forming conditions and genesis of the Huogeqi Cu–Pb–Zn–Fe deposit in the northern margin of the

North China Craton: Evidence from ore petrologic characteristics.- Ore Geology Reviews **44**: 107–120.

Zhu, X. K., O'Nions, R. K., Guo, Y., Belshaw, N. S., Rickard, D. (2000): Determination of natural Cu-isotope variation by plasma-source mass spectrometry: implications for use as geochemical tracers.- Chemical Geology **163**: 139–149.

Zimmermann, U. & Bahlburg, H. (2003): Provenance analysis and tectonic setting of the Ordovician clastic deposits in the southern Puna Basin, NW Argentina.- Sedimentology **50**: 1079–1104.

Anhang 1: Chemische Zusammensetzung der mafischen Vulkanite der Vogtland Synklinale (1/10)

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	AG1[1]	AG2[1]	AG3[1]	AG4[1]	AG5[1]	AG6[1]	AG7[1]	AG8[1]	AG9[1]	AG10[1]
Lokalität	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Altersstellung	Ordov	Ordov	Ordov	Ordov	Ordov	Ordov	Ordov	Ordov	Ordov	Ordov
SiO_2	50,63	52,47	48,13	46,28	43,82	52,96	58,93	52,67	53,95	52,77
TiO_2	1,67	1,74	3,29	4,46	3,81	1,75	1,24	2,81	1,79	1,66
Al_2O_3	16,85	17,22	14,87	13,68	14,79	17,06	18,82	17,53	18,35	17,31
Fe_2O_3	7,98	8,27	12,06	13,52	12,68	9,54	7,29	9,77	9,08	8,26
MgO	2,19	2,50	3,50	4,64	3,97	2,49	1,92	2,41	2,52	2,56
CaO	7,10	4,52	6,93	7,26	9,98	4,86	1,74	3,29	2,34	4,23
MnO	0,24	0,19	0,22	0,28	0,19	0,17	0,07	0,15	0,13	0,19
Na_2O	6,51	5,68	5,03	4,17	4,13	7,36	0,59	1,69	5,05	5,85
K_2O	1,08	2,30	1,58	1,09	0,54	0,11	4,86	3,59	2,97	2,12
P_2O_5	0,64	0,63	0,75	0,50	0,50	0,76	0,55	0,62	0,70	0,62
LOI	6,78	5,12	3,70	3,27	5,45	3,57	4,92	6,39	3,53	4,89
Summe	101,67	100,64	100,06	99,15	99,86	100,63	100,93	100,92	100,41	100,46
Spurenelemente in ppm										
V	48,7	54,8	203	360	395	61,7	80,1	209	59,1	53,7
Cr	35,6	16,4	9,49	8,92	86,4	16,7	29,5	32,9	10,7	12,3
Co	16,8	19,7	31,3	40,3	43,1	26,1	15,6	30,3	15,8	17,6
Ni	18,3	9,02	6,99	7,31	37,8	9,52	14,9	20,8	5,60	6,78
Rb	38,9	72,2	26,9	14,2	14,0	3,23	150	103	88,6	65,9
Sr	465	389	886	559	424	1254	67,2	119	295	338
Y	31,6	34,2	41,7	36,3	26,9	36,7	35,4	39,6	37,3	35,6
Zr	335	358	321	284	201	400	596	423	395	386
Nb	128	142	102	88,9	64,4	146	255	105	150	143
Be	3,29	3,70	3,30	2,94	2,16	4,19	13,7	5,42	5,08	4,07
Sc	8,18	7,71	16,3	24,6	24,4	6,60	10,6	21,0	8,01	7,35
Mn	1858	1580	1897	2327	1550	1417	548	1274	1043	1560
Mo	3,12	5,28	2,49	1,96	1,98	2,03	1,26	1,54	5,56	3,52
Ba	220	528	588	418	452	169	399	379	703	496
La	70,8	78,5	76,1	57,8	45,8	89,8	84,3	68,1	86,6	79,8
Ce	132	147	134	111	84,4	164	162	128	152	144
Pr	14,9	16,7	15,9	13,4	10,2	18,6	17,0	15,4	17,2	16,2
Nd	58,7	63,7	66,0	56,6	43,6	71,2	60,6	63,5	66,8	63,3
Sm	10,4	11,4	12,8	11,6	8,6	12,2	10,6	12,4	11,8	11,2
Eu	3,59	3,68	3,88	3,64	2,84	3,72	2,46	3,29	3,27	3,43
Gd	8,48	8,98	11,0	9,74	7,50	9,74	8,39	10,5	9,58	8,84
Tb	1,12	1,26	1,49	1,31	1,04	1,32	1,10	1,46	1,28	1,18
Dy	6,55	7,46	9,06	7,98	6,11	7,96	6,73	8,51	7,81	7,42
Ho	1,25	1,36	1,66	1,48	1,14	1,43	1,27	1,55	1,44	1,35
Er	3,23	3,57	4,35	3,75	2,77	3,89	3,51	3,96	3,84	3,70
Tm	0,45	0,49	0,56	0,53	0,38	0,54	0,50	0,54	0,57	0,53
Yb	3,04	3,41	3,71	3,40	2,52	3,67	3,62	3,46	3,64	3,34
Lu	0,41	0,50	0,54	0,47	0,35	0,51	0,53	0,47	0,55	0,48
Hf	7,41	8,04	7,96	7,42	5,19	9,40	13,3	9,38	8,96	8,24
Ta	7,09	8,03	6,12	5,61	4,20	8,86	9,46	6,07	8,82	8,00
Pb	4,40	4,74	2,63	6,74	2,57	2,34	6,85	3,76	4,02	4,24
Th	9,03	10,1	8,82	7,58	5,25	11,3	18,3	7,53	11,1	10,4
U	2,20	2,47	2,09	1,78	1,32	3,18	1,61	1,09	2,65	2,38

[1] = Goll (2014), [2]= Klopf (2014), [3] = Helmprobst (2014), [4] = Haaf (2014); na = nicht analysiert; Ordov = Ordovozium

Anhang 1: Chemische Zusammensetzung der mafischen Vulkanite der Vogtland Synklinale (2/10)

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	AG11[1]	AG12[1]	AG13[1]	AG14[1]	AG15[1]	AG16[1]	AG17[1]	AG18[1]	AG19[1]	AG20[1]
Lokalität	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Altersstellung	Ordov	Ordov	Ordov	Ordov	Ordov	Ordov	Ordov	Ordov	Ordov	Ordov
SiO_2	53,25	50,57	49,11	49,26	51,93	50,59	52,73	48,57	49,40	44,38
TiO_2	1,78	2,07	2,08	2,15	1,86	2,03	1,22	3,26	3,03	3,49
Al_2O_3	18,00	16,89	16,19	16,83	17,37	16,11	17,37	14,61	15,67	15,52
Fe_2O_3	8,60	9,90	9,77	10,13	9,03	8,52	7,53	11,56	12,00	12,71
MgO	2,60	2,79	2,69	2,82	2,50	2,27	2,24	3,47	3,41	4,95
CaO	3,30	4,52	6,41	5,10	4,56	6,88	5,06	6,62	4,25	10,77
MnO	0,14	0,21	0,21	0,21	0,17	0,21	0,19	0,23	0,22	0,19
Na_2O	5,23	5,96	4,02	5,21	6,49	4,66	4,83	4,76	4,79	2,83
K_2O	2,55	1,98	2,35	2,41	1,47	2,07	3,12	2,12	2,62	1,16
P_2O_5	0,69	0,91	0,95	0,96	0,93	0,97	0,61	0,68	0,82	0,32
LOI	4,44	4,21	6,81	4,17	3,67	6,67	6,06	3,59	2,94	3,03
Summe	100,58	100,01	100,59	99,25	99,98	100,98	100,96	99,47	99,15	99,35
Spurenelemente in ppm										
V	57,2	92,8	87,2	97,2	90,0	86,8	35,5	180	181	410
Cr	9,92	11,4	23,6	5,96	10,7	6,55	5,92	31,3	23,5	63,5
Co	16,3	22,5	21,5	21,4	23,5	20,3	16,1	27,8	28,3	42,5
Ni	5,33	5,95	10,7	3,25	4,89	3,34	2,95	13,3	9,89	34,4
Rb	86,5	36,0	65,3	45,5	40,1	75,2	77,2	36,8	36,5	23,0
Sr	285	627	454	706	479	344	412	980	714	2043
Y	38,4	36,6	37,0	34,7	38,0	37,7	49,4	40,1	41,3	24,7
Zr	420	330	351	312	396	374	697	325	321	185
Nb	154	128	131	119	139	138	218	102	103	52,6
Be	4,36	2,71	4,55	3,33	3,24	3,81	4,05	3,47	3,81	2,07
Sc	8,14	7,22	7,96	7,24	6,13	7,93	6,76	14,4	13,5	27,5
Mn	1176	1768	1799	1780	1390	1774	1518	1901	1804	1529
Mo	4,71	3,54	5,76	2,94	5,33	5,11	2,90	3,73	5,81	2,03
Ba	494	887	478	667	426	327	765	709	851	495
La	83,5	83,5	83,7	76,9	84,4	86,2	115	67,6	68,7	39,0
Ce	157	155	156	146	157	161	207	126	132	73,2
Pr	17,8	18,0	17,7	16,9	17,8	18,3	22,7	14,6	15,2	8,91
Nd	67,9	71,3	71,4	67,8	70,0	71,9	84,0	61,2	62,8	37,3
Sm	11,7	12,6	12,5	12,2	11,9	12,7	14,3	11,9	12,6	7,69
Eu	3,34	3,79	3,66	3,82	3,42	3,65	3,57	3,56	3,56	2,44
Gd	9,17	9,88	9,61	9,60	9,59	10,1	10,9	10,2	10,2	6,50
Tb	1,28	1,32	1,31	1,20	1,30	1,36	1,49	1,36	1,47	0,86
Dy	7,69	7,93	7,67	7,39	7,51	8,16	9,57	8,20	8,78	5,28
Ho	1,48	1,47	1,39	1,40	1,42	1,51	1,80	1,58	1,61	0,92
Er	3,93	3,58	3,70	3,38	3,70	3,77	4,89	4,03	4,05	2,48
Tm	0,57	0,50	0,51	0,47	0,52	0,54	0,76	0,52	0,55	0,33
Yb	3,54	3,34	3,31	3,23	3,46	3,52	5,13	3,43	3,69	2,12
Lu	0,50	0,48	0,50	0,45	0,51	0,48	0,75	0,46	0,49	0,28
Hf	8,95	7,72	7,92	6,78	8,18	8,27	15,1	7,33	7,69	4,45
Ta	8,56	7,66	7,43	6,64	7,84	7,58	12,1	5,79	6,25	3,18
Pb	3,99	4,05	4,34	4,98	6,50	5,95	4,40	3,29	4,07	3,93
Th	10,7	8,89	9,43	8,67	10,2	10,1	18,3	8,56	8,91	4,61
U	2,63	2,19	2,27	2,14	2,55	2,24	4,27	2,04	2,35	1,01

[1] = Goll (2014), [2]= Klopf (2014), [3] = Helmprobst (2014), [4] = Haaf (2014); na = nicht analysiert; Ordov = Ordovozium

Anhang 1: Chemische Zusammensetzung der mafischen Vulkanite der Vogtland Synklinale (3/10)

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	LK6-1[2]	LK6-2[2]	LK6-3[2]	LK6-4[2]	LK6-5[2]	LK6-6[2]	LK6-7[2]	LK6-8[2]	LK11-1[2]	LK11-2[2]
Lokalität	2	2	2	2	2	2	2	2	3	3
Altersstellung	Ordov	Ordov	Ordov	Ordov	Ordov	Ordov	Ordov	Ordov	Silur	Silur
SiO_2	41,34	41,40	43,31	39,68	44,86	44,12	40,37	40,89	41,10	42,39
TiO_2	2,06	2,08	2,39	2,03	2,46	2,16	3,13	2,83	3,60	3,77
Al_2O_3	12,86	12,96	13,72	12,70	14,44	13,96	14,38	14,74	14,31	14,72
Fe_2O_3	11,40	11,90	11,26	12,19	11,33	12,39	13,45	13,28	13,51	15,09
MgO	9,03	9,29	8,90	9,89	8,17	9,52	10,86	11,92	5,86	5,85
CaO	11,02	10,17	8,63	10,74	7,26	7,08	8,58	5,34	9,07	6,41
MnO	0,18	0,18	0,15	0,21	0,14	0,15	0,19	0,19	0,24	0,20
Na_2O	3,01	2,80	3,48	2,61	4,01	3,17	1,29	2,28	3,62	3,66
K_2O	0,06	0,06	0,06	0,05	0,08	0,08	1,61	0,75	0,27	0,19
P_2O_5	0,24	0,23	0,29	0,20	0,29	0,20	0,35	0,26	0,57	0,57
LOI	10,97	10,54	9,12	11,31	7,92	8,10	5,65	7,20	9,99	8,09
Summe	102,17	101,61	101,31	101,61	100,96	100,93	99,86	99,68	102,14	100,94
Spurenelemente in ppm										
V	251	262	272	252	282	264	319	294	275	292
Cr	684	659	349	764	426	601	334	352	472	494
Co	61,0	62,6	57,1	62,3	51,6	61,7	52,5	48,2	64,8	60,4
Ni	315	320	207	322	207	296	183	184	253	282
Cu	37,0	35,4	37,4	36,1	50,5	30,7	22,7	15,1	17,1	18,0
Zn	67,0	98,0	60,3	64,9	60,8	64,9	54,5	78,7	49,5	48,2
Rb	3,68	3,72	3,17	3,53	2,91	3,89	14,8	7,82	2,52	1,82
Sr	491	490	640	474	636	452	822	280	495	301
Y	19,1	18,9	24,4	19,0	22,2	18,2	22,4	18,5	28,8	30,4
Zr	137	135	167	128	160	138	169	140	245	270
Nb	37,2	35,0	44,6	32,5	43,8	36,1	51,1	43,3	75,3	80,9
Be	4,52	4,94	4,09	3,44	3,62	5,13	1,45	6,49	2,37	2,55
P	1152	1160	1423	1095	1396	1175	1641	1524	2539	2655
Sc	37,4	37,8	34,6	40,4	35,5	37,2	32,9	31,2	30,0	32,7
Mn	1734	1749	1455	1953	1306	1349	1694	1583	2138	1874
As	2,34	1,90	1,52	1,17	1,20	2,16	0,54	0,85	0,91	0,39
Mo	0,93	0,83	0,87	0,69	0,78	0,77	1,07	0,97	16,03	2,18
Sb	0,34	0,23	0,24	0,15	0,16	0,28	0,23	0,34	0,23	0,13
Ba	48,4	44,1	47,6	32,6	51,2	49,3	3567	954	89,0	83,7
La	22,5	21,8	26,9	26,4	27,3	21,1	33,1	33,3	45,2	46,2
Ce	50,3	47,5	59,4	53,2	59,5	45,8	69,6	57,9	89,4	86,7
Pr	6,49	6,05	7,70	6,61	7,47	5,87	8,17	6,85	10,7	10,5
Nd	28,1	26,5	33,3	28,9	31,9	25,7	33,7	29,2	43,3	44,4
Sm	6,03	5,61	7,88	6,16	6,82	5,62	6,62	5,58	8,58	9,19
Eu	2,24	2,13	2,72	1,89	2,29	2,20	2,43	1,88	2,68	2,73
Gd	4,92	4,88	7,03	5,62	5,84	4,92	5,88	4,85	7,67	8,08
Tb	0,70	0,68	0,95	0,76	0,85	0,69	0,83	0,68	1,04	1,11
Dy	4,12	4,20	5,52	4,40	4,80	3,97	4,69	4,05	6,14	6,64
Ho	0,73	0,71	0,91	0,76	0,84	0,70	0,83	0,74	1,12	1,21
Er	1,77	1,71	2,25	1,89	2,19	1,72	2,07	1,83	2,86	3,04
Tm	0,22	0,23	0,28	0,23	0,28	0,23	0,28	0,25	0,36	0,39
Yb	1,53	1,45	1,84	1,49	1,77	1,47	1,85	1,62	2,46	2,59
Lu	0,21	0,19	0,25	0,21	0,24	0,20	0,25	0,21	0,33	0,36
Hf	3,23	3,26	3,88	3,13	3,99	3,40	3,90	3,38	5,99	6,62
Ta	2,03	2,07	2,63	2,01	2,68	2,15	2,92	2,61	4,63	5,14
Pb	2,24	2,08	1,83	1,54	1,72	2,04	1,80	2,12	1,90	1,45
Th	2,69	2,69	3,41	2,57	3,32	2,81	3,70	3,16	5,46	6,21
U	0,83	0,76	0,96	0,88	1,27	0,79	0,93	3,73	1,42	1,50

[1] = Goll (2014), [2]= Klopf (2014), [3] = Helmprobst (2014), [4] = Haaf (2014); na = nicht analysiert; Ordov = Ordovozium

Anhang 1: Chemische Zusammensetzung der mafischen Vulkanite der Vogtland Synklinale (4/10)

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	LK11-3[2]	LK11-5[2]	LK11-6[2]	LK11-7[2]	LK11-8[2]	LK11-9[2]	LK12-1[2]	LK12-2[2]	LK12-3[2]	LK12-5[2]
Lokalität	3	3	3	3	3	3	4	4	4	4
Altersstellung	Silur	Silur	Silur	Silur	Silur	Silur	Silur	Silur	Silur	Silur
SiO_2	44,55	41,71	45,59	40,16	39,12	42,06	49,32	46,73	47,34	45,43
TiO_2	3,80	3,30	3,55	4,05	2,56	3,03	3,08	3,05	2,81	2,88
Al_2O_3	14,77	12,45	13,51	15,78	10,61	12,16	17,56	17,07	16,00	16,42
Fe_2O_3	14,22	12,09	11,65	16,14	9,94	12,47	10,46	10,87	9,82	10,14
MgO	5,91	9,67	11,35	6,28	9,24	11,90	6,19	6,81	6,61	6,18
CaO	5,59	8,23	3,92	5,36	14,60	7,08	2,06	3,38	4,59	5,15
MnO	0,18	0,16	0,11	0,23	0,22	0,14	0,07	0,08	0,13	0,11
Na_2O	3,63	2,91	2,51	3,69	0,05	0,00	4,77	3,91	4,65	4,33
K_2O	0,31	0,20	0,25	0,34	1,56	1,53	1,75	2,43	1,44	1,87
P_2O_5	0,57	0,50	0,53	0,57	0,50	0,46	0,88	0,85	0,80	0,84
LOI	7,46	10,50	7,85	7,46	15,06	10,52	4,36	5,45	6,26	6,72
Summe	100,99	101,72	100,82	100,06	103,46	101,35	100,50	100,63	100,45	100,07
Spurenelemente in ppm										
V	298	249	269	330	228	274	168	183	145	164
Cr	466	619	588	742	375	482	69,8	64,6	59,7	62,0
Co	109	50,1	60,2	77,0	45,6	53,0	48,8	42,4	39,9	38,0
Ni	315	280	357	346	219	261	95,9	95,6	78,4	83,0
Cu	22,0	19,2	22,0	28,3	24,0	22,3	16,8	17,7	23,1	23,5
Zn	51,6	41,1	63,5	95,7	58,6	55,0	86,1	70,6	68,0	62,8
Rb	3,42	2,34	3,15	2,75	46,4	36,0	30,4	29,9	15,8	25,6
Sr	350	1125	588	561	661	272	228	562	498	760
Y	30,5	27,2	27,2	35,9	21,1	25,5	30,1	29,6	26,5	28,6
Zr	280	232	237	311	176	221	379	336	335	339
Nb	84,2	64,9	72,6	91,2	49,4	62,5	113	106	98,8	101
Be	2,79	2,16	2,25	3,42	1,96	2,37	3,13	3,54	2,91	2,90
P	2694	2217	2692	2852	2159	2100	4075	3885	3728	3842
Sc	31,9	32,7	28,8	37,1	22,3	28,4	17,2	16,2	15,4	16,0
Mn	1574	1468	1072	2226	2134	1438	592	818	1291	1138
As	0,61	2,35	1,29	0,36	4,03	2,46	1,47	1,38	5,28	0,86
Mo	0,91	0,66	0,84	0,71	0,85	0,99	0,61	0,70	0,67	0,73
Sb	0,12	0,21	0,24	0,15	0,73	0,61	0,42	0,22	0,23	0,29
Ba	141	125	119	260	707	165	474	883	682	664
La	51,0	43,7	39,8	55,1	33,5	37,0	61,0	70,0	69,9	69,2
Ce	98,9	83,8	86,3	109	70,0	78,7	119	135	124	126
Pr	11,6	10,1	10,0	12,8	8,26	9,23	13,3	14,4	13,3	14,0
Nd	48,0	41,7	41,5	52,9	32,8	39,0	52,1	54,8	51,2	54,1
Sm	9,41	8,56	8,34	10,8	6,49	8,23	9,43	9,87	8,85	9,43
Eu	2,85	2,76	2,60	3,32	2,28	2,70	3,01	3,01	2,90	3,08
Gd	8,20	7,53	7,79	9,85	5,51	7,37	8,62	8,14	7,59	7,63
Tb	1,10	1,01	1,06	1,34	0,82	1,02	1,19	1,07	0,99	1,04
Dy	6,53	5,91	6,15	7,85	4,54	5,86	6,50	6,36	5,61	6,29
Ho	1,14	1,00	1,15	1,41	0,83	1,04	1,18	1,12	1,01	1,09
Er	2,91	2,48	2,86	3,63	2,10	2,64	2,90	2,89	2,58	2,83
Tm	0,38	0,34	0,37	0,49	0,26	0,33	0,40	0,39	0,35	0,39
Yb	2,37	2,21	2,26	2,96	1,70	2,25	2,73	2,52	2,40	2,37
Lu	0,33	0,27	0,33	0,41	0,25	0,27	0,38	0,32	0,31	0,34
Hf	6,32	5,57	5,98	7,81	4,27	5,50	8,18	7,10	7,07	7,61
Ta	5,14	3,97	4,51	5,85	3,08	3,94	7,16	6,33	6,22	6,34
Pb	1,83	1,55	1,80	2,03	3,26	2,57	2,95	3,11	5,26	4,55
Th	6,05	4,61	5,06	6,58	3,72	4,65	9,58	8,48	8,44	8,83
U	1,63	1,09	1,37	1,65	1,10	1,15	3,10	2,62	2,54	2,74

[1] = Goll (2014), [2]= Klopf (2014), [3] = Helmprobst (2014), [4] = Haaf (2014); na = nicht analysiert; Ordov = Ordovozium

Anhang 1: Chemische Zusammensetzung der mafischen Vulkanite der Vogtland Synklinale (5/10)

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	LK12-7[2]	LK12-8[2]	LK12-9[2]	LK12-10[2]	LK13-1[2]	LK13-3[2]	LK13-4[2]	LK13-5[2]	LK13-6[2]	LK15a-1[2]
Lokalität	4	4	4	4	5	5	5	5	5	6
Altersstellung	Silur	Silur	Silur	Silur	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon
SiO_2	45,98	45,96	45,47	45,81	47,40	48,50	48,09	46,58	47,84	46,25
TiO_2	2,99	3,04	3,01	3,08	2,88	3,02	4,01	3,51	3,10	3,54
Al_2O_3	16,81	16,43	16,62	16,63	12,49	13,35	14,24	15,37	13,53	15,90
Fe_2O_3	10,35	9,40	10,57	10,81	14,37	13,88	12,52	13,49	14,80	13,05
MgO	6,39	6,60	6,86	7,69	8,13	7,42	6,38	6,71	8,00	4,29
CaO	4,20	4,94	4,14	2,98	6,92	5,34	6,02	4,54	4,41	5,06
MnO	0,09	0,13	0,12	0,10	0,15	0,15	0,14	0,11	0,12	0,11
Na_2O	4,35	4,22	4,05	3,23	3,45	3,29	4,52	4,50	3,00	4,60
K_2O	1,93	2,07	1,98	2,71	0,43	0,83	0,54	0,34	0,68	0,47
P_2O_5	0,85	0,85	0,83	0,82	0,27	0,25	0,45	0,36	0,27	0,64
LOI	6,00	6,58	6,07	5,52	3,92	4,83	3,63	4,61	4,59	6
Summe	99,94	100,22	99,72	99,38	100,41	100,86	100,54	100,12	100,34	99,91
Spurenelemente in ppm										
V	177	170	163	175	270	270	307	328	277	288
Cr	62,8	60,8	65,1	60,7	337	327	87,0	265	312	59,3
Co	44,7	40,5	43,5	35,6	51,8	48,1	42,8	46,6	48,2	33,2
Ni	90,7	89,6	92,6	89,3	208	173	72,2	149	157	38,2
Cu	21,6	23,0	20,4	19,7	23,9	18,7	28,8	31,8	18,5	25,0
Zn	66,6	62,5	68,6	73,6	70,9	76,4	81,2	73,6	71,9	77,5
Rb	26,0	25,7	21,5	35,3	12,2	15,4	13,0	8,08	9,76	5,30
Sr	382	790	491	761	203	232	360	206	159	249
Y	27,5	27,2	25,1	28,2	28,8	30,5	27,7	30,7	30,1	34,3
Zr	344	327	324	348	190	197	240	219	204	234
Nb	102	99,3	95,1	104	28,0	27,6	35,1	34,4	29,0	42,1
Be	3,23	3,03	3,40	3,24	1,89	33	1,73	1,75	1,80	1,49
P	3786	3928	3964	3724	1480	1454	2032	1786	1441	2992
Sc	16,0	16,5	15,9	15,9	26,3	27,6	24,5	26,7	27,2	24,1
Mn	922	1200	1148	983	1420	1423	1293	1101	1057	1059
As	1,24	0,96	0,87	0,93	0,59	1,54	0,55	0,52	2,08	2,07
Mo	0,64	0,68	0,62	0,70	1,30	1,17	1,23	1,17	1,26	1,60
Sb	0,25	0,21	0,18	0,25	0,24	0,35	0,32	0,15	0,19	0,21
Ba	609	717	720	1273	69,6	190	103	94,9	136	133
La	64,2	63,2	68,0	70,8	20,9	22,2	20,4	21,1	20,7	26,9
Ce	124	124	123	126	46,0	49,2	49,7	47,7	47,5	61,4
Pr	13,7	13,9	13,1	13,6	6,18	6,44	6,88	6,28	6,27	8,17
Nd	52,9	53,0	49,7	51,3	27,8	29,9	32,1	30,4	28,6	37,7
Sm	9,41	9,50	8,96	9,23	7,32	7,74	8,73	8,09	7,36	9,42
Eu	3,08	2,93	2,85	2,85	2,54	2,63	2,91	2,96	2,57	2,77
Gd	7,88	7,71	7,17	7,40	7,63	8,17	8,47	8,69	7,75	9,03
Tb	1,06	1,06	0,99	1,05	1,07	1,20	1,18	1,23	1,14	1,29
Dy	6,23	6,15	5,57	5,77	6,38	7,27	6,84	7,41	7,07	7,80
Ho	1,12	1,10	0,95	1,00	1,16	1,23	1,17	1,30	1,24	1,37
Er	2,77	2,57	2,51	2,69	2,84	3,07	2,75	3,00	2,97	3,26
Tm	0,37	0,40	0,35	0,37	0,34	0,36	0,34	0,38	0,41	0,39
Yb	2,50	2,33	2,27	2,44	2,10	2,27	2,00	2,28	2,37	2,49
Lu	0,36	0,33	0,31	0,32	0,26	0,33	0,25	0,28	0,31	0,34
Hf	7,59	7,06	6,99	7,35	5,05	5,30	6,26	5,59	5,37	5,81
Ta	6,46	6,04	6,01	6,34	1,84	1,82	2,11	2,07	1,90	2,67
Pb	2,81	3,33	2,48	3,16	1,27	2,09	1,42	1,15	2,07	2,06
Th	9,04	8,34	8,40	8,57	1,89	2,66	2,36	2,19	2,84	2,30
U	2,79	2,58	2,64	2,61	0,49	0,74	0,66	0,50	0,76	0,71

[1] = Goll (2014), [2]= Klopf (2014), [3] = Helmprobst (2014), [4] = Haaf (2014); na = nicht analysiert; Ordov = Ordovozium

Anhang 1: Chemische Zusammensetzung der mafischen Vulkanite der Vogtland Synklinale (6/10)

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	LK15a-5[2]	LK15b-1[2]	LK15b-2[2]	LK15b-3[2]	LK15b-4[2]	LK15c-1[2]	LK15c-2[2]	LK15c-3[2]	LK15c-5[2]	LK19a-1[2]
Lokalität	6	6	6	6	6	6	6	6	6	7
Altersstellung	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon
SiO_2	45,54	44,37	46,30	44,49	45,26	43,46	44,46	46,59	48,81	45,85
TiO_2	3,45	2,74	2,59	2,94	2,66	4,91	4,07	4,02	3,40	3,97
Al_2O_3	15,80	13,61	13,08	14,56	13,87	15,78	14,24	14,04	14,59	14,59
Fe_2O_3	12,21	12,10	12,35	13,86	11,52	16,01	15,20	13,78	12,90	12,60
MgO	5,06	6,44	7,11	5,11	5,65	5,91	9,52	8,55	7,21	6,67
CaO	6,52	8,94	6,81	5,77	7,48	3,54	3,00	3,76	3,55	8,01
MnO	0,11	0,12	0,12	0,09	0,11	0,08	0,12	0,13	0,10	0,15
Na_2O	4,59	3,49	2,94	4,00	4,61	3,95	2,76	3,10	3,91	3,14
K_2O	0,44	0,70	0,37	0,78	0,32	0,24	0,18	0,11	0,29	1,40
P_2O_5	0,33	0,34	0,29	0,35	0,32	0,52	0,45	0,44	0,38	0,42
LOI	6,07	8,85	9,50	9,21	10,29	5,86	5,67	5,38	5,42	3,20
Summe	100,12	101,70	101,46	101,16	102,09	100,26	99,67	99,90	100,56	100,00
Spurenelemente in ppm										
V	291	269	245	297	241	281	292	292	293	301
Cr	101	358	333	315	375	66,7	66,6	80,9	242	227
Co	38,7	48,3	44,5	41,4	54,9	47,2	49,6	55,6	43,3	41,1
Ni	58,9	125	114	75,0	149	88,3	75,8	88,6	78,4	89,9
Cu	28,0	17,3	15,8	13,6	17,7	14,3	14,8	14,8	21,4	29,2
Zn	71,0	68,2	63,1	68,4	72,9	60,5	62,9	62,5	65,9	56,3
Rb	7,44	8,24	4,87	12,1	4,41	3,10	2,29	1,82	4,19	21,2
Sr	887	344	209	209	210	195	257	258	183	226
Y	25,5	26,6	23,2	26,1	23,5	36,5	34,4	36,1	30,5	31,0
Zr	216	198	186	207	185	319	305	307	261	227
Nb	37,4	28,5	27,0	32,0	27,3	51,3	44,7	44,7	44,3	29,2
Be	25,00	1,77	1,28	1,56	1,36	2,56	2,37	2,44	1,95	1,30
P	1700	1517	1280	1533	1402	2193	2022	2024	1783	1660
Sc	27,3	25,7	22,4	25,4	23,4	22,6	26,7	26,7	27,0	28,4
Mn	1118	1234	1135	901	1022	806	1060	1281	941	1472
As	1,21	2,66	2,47	1,87	1,16	7,07	4,43	16,60	30,73	1,79
Mo	0,96	1,28	1,18	0,79	0,83	1,32	0,65	1,06	0,72	1,18
Sb	0,28	0,81	0,45	1,13	0,76	0,67	1,10	1,27	0,99	0,26
Ba	589	320	147	146	91,2	121	170	126	135	320
La	41,9	23,8	21,0	22,9	19,8	27,3	30,0	31,1	27,6	20,4
Ce	52,6	51,1	46,2	51,3	44,9	63,8	65,6	70,0	61,0	49,2
Pr	6,90	6,68	5,98	6,51	5,99	8,72	8,76	9,30	7,70	6,86
Nd	31,6	29,3	26,8	29,6	27,0	41,0	40,2	42,4	34,9	32,7
Sm	7,63	6,86	6,53	7,02	6,40	10,1	9,93	10,3	8,73	8,83
Eu	2,81	2,32	1,98	2,25	2,12	2,85	3,04	3,52	2,81	3,02
Gd	7,33	6,87	6,06	6,68	6,25	9,73	9,25	9,75	8,73	8,32
Tb	1,05	0,99	0,89	0,99	0,90	1,40	1,36	1,40	1,30	1,23
Dy	6,14	5,82	5,00	6,00	5,48	8,37	7,94	7,95	7,39	7,36
Ho	1,04	1,06	0,93	1,10	0,99	1,43	1,42	1,40	1,26	1,30
Er	2,53	2,59	2,34	2,66	2,41	3,69	3,48	3,49	3,00	3,02
Tm	0,33	0,34	0,30	0,34	0,31	0,50	0,46	0,46	0,38	0,38
Yb	2,05	2,20	1,73	2,09	1,81	3,10	2,76	2,79	2,17	2,40
Lu	0,25	0,28	0,22	0,28	0,23	0,42	0,39	0,35	0,28	0,31
Hf	5,50	5,34	4,69	5,35	4,93	7,88	7,63	7,46	6,36	5,67
Ta	2,43	1,94	1,81	2,09	1,85	3,40	2,90	2,83	2,82	1,86
Pb	1,97	5,14	2,63	2,05	3,17	1,71	3,09	2,98	3,11	1,14
Th	2,04	3,48	2,92	3,34	3,03	2,66	2,93	2,91	4,07	1,65
U	0,61	1,24	0,98	1,10	1,08	0,93	0,76	0,83	1,36	0,54

[1] = Goll (2014), [2]= Klopf (2014), [3] = Helmprobst (2014), [4] = Haaf (2014); na = nicht analysiert; Ordov = Ordovozium

Anhang 1: Chemische Zusammensetzung der mafischen Vulkanite der Vogtland Synklinale (7/10)

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	LK19a-2[2]	LK19a-4[2]	LK19a-5[2]	LK19a-6[2]	LK19b-4[2]	LK19b-5[2]	LK19c-2[2]	LK24-1[2]	LK24-2[2]	LK24-4[2]
Lokalität	7	7	7	7	7	7	7	8	8	8
Altersstellung	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon
SiO_2	46,46	46,36	45,30	44,92	44,08	44,04	49,72	49,75	50,60	47,53
TiO_2	3,82	3,72	4,04	3,48	4,51	4,79	3,34	3,06	2,83	4,10
Al_2O_3	13,96	13,24	14,37	13,13	13,44	13,03	12,14	15,14	15,43	13,82
Fe_2O_3	13,02	12,62	13,23	13,17	15,00	14,98	11,71	10,83	10,21	14,32
MgO	6,73	6,90	6,62	7,25	7,12	7,34	7,35	5,49	5,66	6,29
CaO	7,95	8,65	8,15	8,77	7,38	7,62	7,95	8,27	6,79	6,11
MnO	0,14	0,16	0,16	0,15	0,18	0,18	0,15	0,14	0,13	0,22
Na_2O	3,68	3,65	2,93	3,74	3,69	3,64	2,79	4,61	4,67	4,77
K_2O	0,65	0,57	1,42	0,14	0,24	0,25	0,46	0,77	1,12	0,10
P_2O_5	0,41	0,39	0,44	0,37	0,41	0,46	0,40	0,36	0,36	0,37
LOI	3,45	4,26	3,19	4,99	3,34	3,2	3,88	1,91	2,15	2,6
Summe	100,27	100,52	99,85	100,11	99,39	99,53	99,89	100,33	99,95	100,23
Spurenelemente in ppm										
V	291	283	310	270	340	338	239	268	245	311
Cr	222	273	217	280	111	75,6	304	168	229	113
Co	40,3	43,4	43,8	55,1	41,3	39,4	49,9	41,3	37,2	48,1
Ni	95,6	142	91,8	166	92,7	77,8	214	72,5	82,1	77,5
Cu	31,0	28,9	31,8	29,0	25,4	20,7	25,9	26,2	24,9	19,5
Zn	65,6	64,3	61,3	55,4	80,3	60,7	58,3	58,4	56,8	54,6
Rb	9,75	6,45	25,0	2,59	8,33	8,09	5,02	12,9	14,8	1,97
Sr	207	476	267	185	146	149	661	299	445	201
Y	27,4	29,8	33,9	27,4	31,2	33,5	29,0	28,2	27,3	33,4
Zr	237	231	266	219	287	293	253	206	212	274
Nb	28,9	28,0	32,2	26,3	35,2	35,0	27,3	29,7	29,6	39,8
Be	1,20	1,35	1,52	1,54	2,63	2,33	1,81	1,50	1,63	2,24
P	1697	1632	1774	1508	1762	1881	1702	1636	1556	1770
Sc	29,4	28,7	30,4	27,3	30,8	30,9	23,9	27,9	24,9	27,8
Mn	1394	1550	1596	1404	1736	1704	1453	1290	1234	2067
As	1,89	2,49	1,82	5,17	0,51	0,50	2,47	0,77	0,50	1,09
Mo	0,71	1,40	1,01	1,44	1,10	1,22	2,19	1,75	0,91	1,15
Sb	0,26	0,60	0,37	0,40	0,14	0,15	0,23	0,14	0,10	0,09
Ba	92,2	422	388	72,3	93,7	80,4	313	627	1226	162
La	17,6	18,5	21,9	18,4	20,7	20,7	26,2	22,0	22,4	26,8
Ce	45,0	45,4	52,2	43,7	49,1	50,1	60,9	50,4	50,7	59,1
Pr	6,57	6,46	7,15	6,25	6,98	7,33	8,16	6,68	6,48	8,02
Nd	31,8	31,1	36,4	30,7	35,2	35,7	37,8	30,8	29,9	36,8
Sm	8,43	8,19	9,58	7,91	9,23	9,89	9,04	7,69	7,31	9,16
Eu	3,03	2,92	3,33	2,63	3,51	3,58	3,10	2,65	2,44	2,84
Gd	8,37	8,19	9,54	7,75	9,10	10,1	8,92	7,48	6,90	8,80
Tb	1,19	1,17	1,32	1,02	1,28	1,38	1,23	1,10	0,94	1,23
Dy	6,63	6,79	7,62	6,35	7,14	8,09	7,07	6,43	5,84	7,25
Ho	1,10	1,24	1,35	1,17	1,21	1,47	1,18	1,15	1,05	1,29
Er	2,74	2,91	3,33	2,76	2,91	3,44	2,97	2,90	2,55	3,16
Tm	0,34	0,36	0,42	0,37	0,35	0,42	0,36	0,39	0,35	0,41
Yb	2,08	2,17	2,54	2,36	2,12	2,67	2,17	2,31	2,10	2,61
Lu	0,27	0,30	0,32	0,30	0,29	0,35	0,31	0,33	0,28	0,34
Hf	5,99	5,75	6,70	5,73	7,36	7,60	6,31	5,33	5,04	6,95
Ta	2,01	1,85	2,14	1,84	2,28	2,46	1,75	1,98	1,79	2,56
Pb	1,09	1,43	1,23	1,45	2,64	1,17	2,24	3,23	1,82	2,08
Th	1,72	1,60	1,79	1,52	2,12	2,34	3,01	2,60	2,38	2,67
U	0,53	0,52	0,60	0,52	0,29	0,32	0,85	0,71	0,76	0,81

[1] = Goll (2014), [2]= Klopf (2014), [3] = Helmprobst (2014), [4] = Haaf (2014); na = nicht analysiert; Ordov = Ordovozium

Anhang 1: Chemische Zusammensetzung der mafischen Vulkanite der Vogtland Synklinale (8/10)

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	LK24-5[2]	LK24-6[2]	BB5[3]	BB8[3]	BB10[3]	BB11[3]	BB12[3]	BB14[3]	BB15[3]	BB20[3]
Lokalität	8	8	9	9	9	9	9	9	9	9
Altersstellung	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon
SiO_2	45,99	46,78	41,72	42,91	45,20	44,54	42,04	44,21	44,62	44,52
TiO_2	4,25	3,74	4,84	4,34	4,03	3,45	3,71	4,20	5,08	3,50
Al_2O_3	12,97	14,65	14,36	13,47	14,17	13,95	14,47	13,21	14,74	13,93
Fe_2O_3	14,67	13,51	14,32	16,23	13,59	14,79	15,27	15,06	14,35	14,18
MgO	6,56	6,74	5,45	6,25	5,38	7,92	7,79	5,54	6,27	7,63
CaO	7,31	6,51	7,76	7,67	8,30	7,20	7,41	8,75	4,64	8,62
MnO	0,18	0,14	0,13	0,15	0,13	0,14	0,15	0,14	0,13	0,14
Na_2O	4,16	3,59	2,21	3,19	3,72	2,39	2,65	3,87	2,32	2,59
K_2O	0,05	0,61	2,73	0,61	0,46	0,55	0,75	0,23	2,78	0,83
P_2O_5	0,44	0,41	0,57	0,58	0,42	0,33	0,32	0,62	0,48	0,38
LOI	3,39	3,41	5,57	4,18	4,36	5,22	5,30	4,27	3,87	3,31
Summe	99,97	100,09	99,66	99,58	99,76	100,48	99,86	100,10	99,28	99,63
Spurenelemente in ppm										
V	323	274	236	332	319	289	313	318	239	292
Cr	97,1	27,1	20,1	16,5	97,6	104	80,3	13,6	19,7	84,1
Co	47,4	46,1	na	na	na	na	na	na	na	na
Ni	67,8	48,3	46,7	30,4	71,8	85,7	57,2	36,2	49,2	101
Cu	21,8	10,4	na	na	na	na	na	na	na	na
Zn	62,6	60,2	na	na	na	na	na	na	na	na
Rb	1,29	5,85	18,8	8,88	5,02	6,78	9,48	7,52	20,2	11,5
Sr	174	780	511	342	553	319	317	272	247	321
Y	34,7	30,1	36,5	38,0	29,7	30,5	30,5	36,5	34,8	29,6
Zr	279	262	348	317	226	229	241	318	331	228
Nb	41,3	39,2	58,6	50,4	38,5	37,1	38,9	49,7	57,4	37,1
Be	1,76	2,13	2,38	2,28	1,89	4,05	4,49	1,91	3,16	1,89
P	1816	1811	2545	2936	2123	1759	1800	2912	2556	1779
Sc	29,8	23,7	18,4	29,9	28,0	29,3	32,8	27,5	18,6	29,5
Mn	1705	1311	921	1089	966	1030	1046	1084	970	1015
As	1,12	0,78	0,49	0,73	1,49	16,55	6,59	0,46	0,64	0,88
Mo	1,83	1,82	1,60	1,07	1,22	1,71	0,74	1,29	1,24	1,47
Sb	0,15	0,38	0,12	0,14	0,97	0,38	0,43	0,13	0,13	0,33
Ba	91,3	283	376	206	86,6	71,8	104	66,2	179	145
La	29,0	28,4	44,3	39,0	25,3	24,2	20,5	32,3	37,9	24,0
Ce	64,3	65,2	76,9	74,0	54,9	51,5	47,6	72,2	80,1	51,7
Pr	8,48	8,38	10,5	10,2	7,47	6,89	6,86	10,11	10,7	7,00
Nd	40,0	37,4	48,8	48,7	35,1	33,0	31,9	47,7	49,6	33,8
Sm	9,68	8,92	11,5	11,7	8,44	8,39	8,34	11,5	11,9	8,30
Eu	3,31	3,01	3,83	3,97	3,19	2,72	2,91	4,04	4,14	2,93
Gd	9,52	7,87	10,8	11,6	8,31	8,03	8,26	11,3	11,7	8,13
Tb	1,29	1,15	1,46	1,58	1,16	1,15	1,13	1,51	1,54	1,13
Dy	7,69	6,50	8,39	9,13	6,65	7,02	7,01	8,93	8,76	6,89
Ho	1,38	1,18	1,41	1,59	1,17	1,21	1,18	1,52	1,45	1,21
Er	3,33	2,89	3,33	3,89	2,77	3,04	3,15	3,65	3,47	3,04
Tm	0,43	0,37	0,45	0,49	0,38	0,41	0,40	0,46	0,42	0,37
Yb	2,72	2,31	2,54	3,01	2,15	2,66	2,44	2,80	2,49	2,22
Lu	0,37	0,30	0,34	0,38	0,31	0,33	0,32	0,37	0,31	0,32
Hf	6,96	6,40	8,46	7,99	5,71	5,94	6,29	7,77	8,44	5,91
Ta	2,69	2,43	3,78	3,32	2,63	2,42	2,72	3,28	3,86	2,51
Pb	2,37	2,62	1,15	1,42	1,14	3,08	2,24	1,56	1,06	1,15
Th	2,80	2,88	3,17	3,11	2,20	2,29	2,46	3,21	3,28	2,36
U	0,81	0,80	0,83	0,91	0,85	0,69	0,73	0,96	0,90	0,70

[1] = Goll (2014), [2]= Klopf (2014), [3] = Helmprobst (2014), [4] = Haaf (2014); na = nicht analysiert; Ordov = Ordovozium

Anhang 1: Chemische Zusammensetzung der mafischen Vulkanite der Vogtland Synklinale (9/10)

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	Nai-1[4]	Nai-24[4]	Nai-3[4]	Nai-5[4]	Nai-6[4]	Nai-8[4]	Nai-10[4]	Nai-11[4]	Nai-14[4]	Nai-15[4]
Lokalität	10	10	10	10	10	11	11	11	12	12
Altersstellung	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon
SiO_2	49,97	50,58	53,00	52,91	47,17	46,90	46,90	46,53	47,23	44,04
TiO_2	1,62	1,63	2,18	2,02	1,96	3,83	3,84	2,83	4,38	5,21
Al_2O_3	14,41	14,80	13,55	13,71	17,03	12,46	12,30	12,26	13,26	13,78
Fe_2O_3	11,21	11,11	12,99	12,14	11,87	13,49	13,21	13,42	14,56	10,00
MgO	7,11	6,57	4,54	5,62	8,14	7,46	7,52	8,25	5,66	6,12
CaO	9,67	8,87	6,34	4,93	2,62	8,39	8,33	7,69	7,85	6,52
MnO	0,11	0,12	0,15	0,13	0,09	0,15	0,14	0,14	0,18	0,21
Na_2O	2,26	2,66	3,48	3,63	4,49	2,56	2,06	2,34	3,00	3,77
K_2O	0,19	0,80	1,13	1,67	0,50	1,76	2,40	0,47	0,49	0,35
P_2O_5	0,00	0,13	0,13	0,01	0,09	0,47	0,50	0,36	0,63	0,47
LOI	3,74	3,53	3,00	3,52	5,62	2,88	2,83	7,23	2,47	2,85
Summe	100,29	100,80	100,49	100,29	99,58	100,35	100,03	101,52	99,71	99,81
Spurenelemente in ppm										
V	234	227	309	270	262	254	250	250	308	345
Cr	305	346	102	77,5	301	207	205	400	33,4	69,3
Ni	94,2	109	53,9	30,8	78,5	173	164	212	63,6	84,3
Rb	7,70	26,6	23,4	30,1	9,16	22,9	26,7	5,00	7,76	4,62
Sr	141	245	219	144	839	720	517	229	713	479
Y	21,0	22,1	33,6	29,5	29,5	33,1	30,0	26,6	56,1	45,3
Zr	114	119	168	162	147	298	270	203	422	376
Nb	15,5	17,4	22,5	19,9	19,5	45,9	41,1	38,0	50,9	50,1
Be	1,51	1,45	2,28	2,16	1,69	2,76	2,78	2,72	2,90	2,25
P	956	969	1155	1183	1106	2357	2344	1925	2854	2362
Sc	26,0	26,2	30,4	29,6	31,3	21,7	21,4	25,1	29,3	30,0
Mn	854	917	1161	961	720	1199	1057	1054	1403	1599
As	0,99	0,77	3,48	0,85	9,05	0,55	0,67	2,64	6,45	4,83
Mo	1,49	2,20	3,08	1,30	0,70	1,30	1,35	1,25	1,36	1,67
Sb	1,42	1,15	4,25	3,37	1,43	0,69	0,58	1,40	1,14	0,52
Ba	57,5	228	255	287	267	528	853	117	1696	870
La	18,0	18,2	24,0	22,7	20,6	39,1	34,1	31,9	46,1	37,6
Ce	29,4	30,5	40,8	39,1	35,9	73,3	65,6	57,5	89,9	71,6
Pr	3,83	3,94	5,41	5,03	4,52	9,69	8,77	7,23	12,2	9,89
Nd	17,1	17,3	24,3	23,1	20,3	44,2	39,4	32,1	57,9	47,8
Sm	4,34	4,44	6,40	5,86	5,24	11,1	9,57	7,53	14,2	11,7
Eu	1,44	1,42	1,97	1,86	1,50	3,66	3,20	2,58	4,39	3,84
Gd	4,55	4,88	6,71	6,35	5,89	10,8	9,25	7,47	14,2	11,8
Tb	0,68	0,72	1,07	0,95	0,96	1,49	1,27	1,05	2,07	1,68
Dy	4,35	4,42	6,88	6,15	6,03	8,44	7,34	6,05	12,5	10,0
Ho	0,82	0,80	1,28	1,12	1,13	1,35	1,21	1,00	2,27	1,84
Er	2,08	2,19	3,46	2,88	2,87	3,10	2,63	2,48	5,56	4,61
Tm	0,27	0,29	0,47	0,41	0,38	0,37	0,32	0,30	0,73	0,60
Yb	1,72	1,90	3,08	2,57	2,39	2,06	1,82	1,83	4,46	3,71
Lu	0,24	0,26	0,41	0,37	0,37	0,26	0,23	0,24	0,60	0,53
Hf	2,72	3,04	4,33	4,08	3,70	7,50	6,63	4,89	10,2	8,87
Ta	0,95	0,95	1,25	1,22	1,26	2,99	2,66	2,24	3,35	3,17
Pb	1,79	4,34	4,55	2,79	3,24	1,90	2,05	7,27	2,41	1,91
Th	2,41	2,49	3,91	3,80	3,25	3,75	3,57	3,41	3,99	3,08
U	0,73	0,75	1,10	1,14	1,04	0,94	0,95	0,67	0,88	0,70

[1] = Goll (2014), [2]= Klopf (2014), [3] = Helmprobst (2014), [4] = Haaf (2014); na = nicht analysiert; Ordov = Ordovozium

Anhang 1: Chemische Zusammensetzung der mafischen Vulkanite der Vogtland Synklinale (10/10)

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	Nai-16[4]	Nai-18[4]	Nai-19[4]	Nai-20[4]	Nai-21[4]	Nai-23[4]
Lokalität	12	13	13	13	13	13
Altersstellung	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon
SiO_2	43,62	48,12	46,39	42,76	46,45	45,15
TiO_2	5,28	2,41	3,92	6,44	2,04	5,31
Al_2O_3	13,78	15,61	15,06	12,02	15,47	13,08
Fe_2O_3	16,80	10,36	10,97	14,27	9,21	13,33
MgO	6,06	4,56	4,58	5,81	5,28	4,68
CaO	7,68	9,50	7,40	8,41	9,17	7,84
MnO	0,17	0,15	0,12	0,18	0,12	0,15
Na_2O	2,82	2,54	2,61	2,13	2,53	2,35
K_2O	0,16	0,77	1,36	0,36	1,28	0,54
P_2O_5	0,44	0,25	0,23	0,11	0,24	0,25
LOI	3,17	6,98	7,50	7,97	8,17	7,92
Summe	99,98	101,25	100,14	100,46	99,96	100,60
Spurenelemente in ppm						
V	352	220	282	403	211	350
Cr	123	123	102	52,6	342	21,0
Ni	104	55,9	61,8	72,4	85,9	45,1
Rb	3,31	21,9	37,4	6,95	41,2	13,6
Sr	458	716	336	449	477	411
Y	40,0	22,2	23,0	21,6	23,1	31,5
Zr	329	151	156	147	146	222
Nb	43,9	29,0	31,7	32,0	27,1	44,2
Be	2,56	2,10	2,05	1,43	2,02	1,94
P	2198	1327	1182	839	1330	1442
Sc	27,8	26,5	29,7	45,8	30,3	33,1
Mn	1255	1092	940	1358	905	1165
As	6,38	1,27	1,49	0,64	0,77	0,67
Mo	1,74	1,67	1,80	1,34	1,70	1,89
Sb	0,85	2,40	3,18	2,03	1,36	3,40
Ba	312	413	487	334	423	359
La	35,3	23,8	23,1	18,7	28,3	30,7
Ce	63,1	39,7	37,9	30,1	40,2	52,3
Pr	8,68	5,00	4,94	4,02	5,11	6,81
Nd	41,5	22,1	22,0	19,3	23,3	31,4
Sm	10,0	5,39	5,56	4,84	5,94	7,65
Eu	3,21	2,00	1,87	1,78	2,11	2,51
Gd	10,5	5,43	5,58	5,32	5,68	7,76
Tb	1,42	0,81	0,81	0,75	0,84	1,14
Dy	8,63	4,84	5,12	4,65	5,20	6,83
Ho	1,55	0,90	0,90	0,85	0,89	1,26
Er	4,01	2,21	2,27	2,20	2,25	3,26
Tm	0,55	0,29	0,30	0,31	0,31	0,42
Yb	3,44	1,90	1,81	1,70	1,74	2,61
Lu	0,45	0,24	0,24	0,23	0,24	0,35
Hf	7,91	3,87	3,93	3,85	3,55	5,64
Ta	2,91	1,84	1,99	2,23	1,61	3,08
Pb	3,11	2,24	2,08	1,85	2,25	1,69
Th	2,92	2,40	2,17	1,80	2,26	3,17
U	0,64	0,66	0,58	0,46	0,63	0,81

[1] = Goll (2014), [2]= Klopf (2014), [3] = Helmprobst (2014), [4] = Haaf (2014); na = nicht analysiert; Ordov = Ordovozium

Anhang 2: Chemische Zusammensetzung der felsischen Vulkanite der Vogtland Synklinale (1/4)

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	**TOR-1**[1]	**TOR-3**[1]	**TOR-7**[1]	**TOR-9**[1]	**TOR-10**[1]	**NEU-1**[1]
Lokalität	14	14	14	14	14	15
Altersstellung	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon
SiO_2	64,54	65,10	64,94	64,84	63,22	63,53
TiO_2	0,54	0,56	0,68	0,47	0,49	0,43
Al_2O_3	18,52	18,95	18,69	18,35	18,42	18,83
Fe_2O_3	2,76	2,25	2,15	3,33	3,17	4,34
MgO	0,26	0,23	0,18	0,16	0,23	0,23
CaO	0,61	0,23	0,26	0,16	0,95	0,09
MnO	0,03	0,02	0,03	0,05	0,08	0,04
Na_2O	7,22	6,81	5,26	6,36	6,55	5,59
K_2O	4,53	5,39	7,42	5,36	5,55	6,88
P_2O_5	0,12	0,14	0,25	0,07	0,09	0,03
LOI	1,39	1,47	1,10	1,18	1,55	1,51
Summe	**100,52**	**101,15**	**100,96**	**100,33**	**100,30**	**101,50**
Spurenelemente in ppm						
Be	3,01	3,99	3,42	2,90	4,82	2,47
P	540	616	967	462	475	363
Sc	2,23	2,28	3,46	2,08	2,14	2,37
Ti	4508	4767	5649	3977	4124	3687
V	14,7	15,3	30,2	19,3	14,3	21,2
Cr	79,9	6,04	21,1	80,7	12,2	6,84
Mn	472	171	222	382	581	355
Ni	31,9	4,21	10,5	36,7	7,52	9,86
Ga	22,0	20,6	21,9	20,6	23,1	27,3
As	0,67	0,81	0,74	1,48	1,33	2,61
Rb	48,5	86,1	111	88,3	107	93,9
Sr	139	114	61,8	75,3	123	69,2
Y	37,7	34,4	48,1	42,8	40,8	45,2
Zr	893	818	987	977	956	1000
Nb	197	185	219	228	219	215
Mo	2,23	0,44	0,87	2,01	1,34	0,48
Sb	0,19	0,14	0,16	0,27	0,24	0,19
Ba	311	370	347	380	385	639
La	104	92,1	108	105	117	145
Ce	169	153	172	171	190	229
Pr	18,2	16,1	18,3	17,7	19,8	25,6
Nd	61,3	55,1	63,7	60,6	66,3	89,4
Sm	9,76	8,55	10,4	10,3	10,5	14,0
Eu	1,97	1,78	1,86	1,80	1,86	2,13
Gd	7,68	6,68	8,21	8,44	8,00	10,1
Tb	1,13	0,98	1,23	1,19	1,22	1,48
Dy	6,99	6,16	8,12	7,71	7,58	8,76
Ho	1,32	1,18	1,61	1,51	1,50	1,64
Er	3,73	3,39	4,67	4,52	4,36	4,61
Tm	0,58	0,52	0,73	0,67	0,67	0,70
Yb	4,18	3,64	5,22	4,80	4,51	4,65
Lu	0,57	0,55	0,80	0,70	0,73	0,70
Hf	17,7	15,9	21,7	21,2	20,6	21,7
Ta	12,4	11,2	13,8	14,4	14,3	14,6
Pb	2,48	3,25	2,61	2,93	4,60	5,55
Th	20,6	18,8	22,5	24,5	25,0	21,6
U	6,29	3,19	3,27	4,86	4,27	0,69

1 = Seubert (2014), 2 = Müller (2014), <nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 2: Chemische Zusammensetzung der felsischen Vulkanite der Vogtland Synklinale (2/4)

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	**NEU-2**[1]	**NEU-3**[1]	**Ho-1**[2]	**Ho-2**[2]	**Ho-3**[2]	**Ho-4**[2]
Lokalität	15	15	16	16	16	16
Altersstellung	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon	Devon
SiO_2	66,95	65,25	66,60	69,54	71,38	70,46
TiO_2	0,41	0,41	0,50	0,51	0,48	0,49
Al_2O_3	17,40	18,28	15,09	15,14	13,97	14,29
Fe_2O_3	3,03	3,73	2,24	0,31	0,24	0,34
MgO	0,29	0,18	0,31	0,13	0,14	0,09
CaO	0,08	0,19	0,05	0,04	0,04	0,04
MnO	0,05	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00
Na_2O	5,49	5,51	0,37	0,50	0,56	0,41
K_2O	6,11	6,71	11,63	12,69	12,10	12,33
P_2O_5	0,05	0,10	0,18	0,10	0,25	0,19
LOI	1,10	1,00	1,23	0,66	0,44	0,64
Summe	**100,96**	**101,39**	**98,21**	**99,62**	**99,60**	**99,28**
Spurenelemente in ppm						
Be	2,21	2,55	2,97	2,78	2,75	2,67
P	374	686	179	191	190	184
Sc	2,78	2,33	6,81	6,58	6,90	6,55
Ti	3538	3382	4204	4215	4180	4251
V	29,5	23,3	15,6	16,2	16,9	16,6
Cr	62,4	13,6	25,3	23,3	6,00	158
Mn	393	253	109	9,34	8,57	13,8
Ni	26,8	8,64	12,7	7,62	4,67	49,2
Ga	24,2	22,3	32,7	23,2	14,1	18,6
As	0,70	0,72	1,70	1,19	0,92	0,90
Rb	64,3	79,6	97,8	92,9	98,9	100
Sr	61,5	141	11,1	6,66	8,73	7,27
Y	44,0	39,8	87,5	86,7	99,4	91,2
Zr	918	779	1117	1048	1066	1066
Nb	241	205	155	146	144	152
Mo	1,79	0,61	5,22	3,18	0,99	8,08
Sb	0,10	0,12	0,31	0,22	0,11	0,14
Ba	463	993	701	540	713	642
La	120	113	95,9	97,5	93,8	86,5
Ce	208	186	182	192	177	169
Pr	21,2	20,0	21,7	22,2	21,5	19,5
Nd	76,0	71,4	81,8	85,3	84,4	76,9
Sm	12,4	11,4	15,9	15,6	16,7	15,2
Eu	1,82	1,76	2,44	2,23	2,58	2,40
Gd	9,55	8,79	14,7	13,3	14,5	14,0
Tb	1,39	1,23	2,33	2,19	2,43	2,28
Dy	8,86	7,90	15,9	15,0	16,5	16,1
Ho	1,74	1,51	3,18	3,27	3,62	3,33
Er	4,73	4,29	9,36	9,65	10,8	9,74
Tm	0,66	0,62	1,45	1,52	1,63	1,48
Yb	4,44	4,18	9,81	10,3	11,3	10,2
Lu	0,65	0,66	1,49	1,62	1,68	1,52
Hf	20,4	18,1	23,0	23,6	23,4	22,7
Ta	15,1	12,6	9,38	9,85	9,58	9,34
Pb	3,75	4,88	4,50	4,49	3,31	4,21
Th	21,4	18,5	10,6	12,5	11,4	11,7
U	1,38	1,55	4,27	5,30	4,72	4,97

1 = Seubert (2014), 2 = Müller (2014), <nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 2: Chemische Zusammensetzung der felsischen Vulkanite der Vogtland Synklinale (3/4)

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	**Ho-6**[2]	**HEI-1**[2]	**HEI-2**[2]	**STK-1**[1]	**STK-2**[1]	**STK-3**[1]
Lokalität	16	17	17	18	18	18
Altersstellung	Devon	Kambrium	Kambrium	Kambrium	Kambrium	Kambrium
SiO_2	72,56	67,33	68,43	77,25	78,97	81,59
TiO_2	0,45	0,46	0,45	0,11	0,11	0,09
Al_2O_3	13,40	15,51	15,23	11,20	10,38	9,04
Fe_2O_3	0,24	5,16	4,60	1,05	1,14	1,28
MgO	0,10	0,60	0,43	0,20	0,32	0,33
CaO	0,04	0,16	0,16	0,06	0,05	0,06
MnO	0,00	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01
Na_2O	0,52	6,29	6,18	1,52	1,43	2,33
K_2O	11,63	1,89	2,25	7,61	6,12	3,78
P_2O_5	0,12	<nwg	0,01	<nwg	0,00	<nwg
LOI	0,58	2,67	2,03	0,73	1,12	0,82
Summe	**99,64**	**100,10**	**99,79**	**99,74**	**99,66**	**99,33**
Spurenelemente in ppm						
Be	2,30	1,59	1,75	1,52	1,41	1,60
P	175	401	420	151	219	177
Sc	6,16	12,2	12,9	6,56	12,0	6,83
Ti	3769	3946	3868	609	640	601
V	16,7	40,2	39,8	21,3	24,1	23,0
Cr	169	19,1	13,9	304	16,3	7,70
Mn	15,9	186	179	79,6	117	89,1
Ni	36,3	14,3	10,8	91,2	11,3	9,30
Ga	12,4	16,2	17,1	12,9	14,0	12,0
As	1,00	1,39	1,12	0,92	0,72	0,82
Rb	94	21,0	33,7	119	110	65,6
Sr	8,15	49,9	66,5	28,0	33,9	46,7
Y	94,0	28,1	31,4	30,0	65,3	53,3
Zr	956	184	208	82,5	112	90,5
Nb	143	7,73	8,16	20,9	7,96	7,26
Mo	4,53	0,62	0,56	6,48	0,70	0,36
Sb	0,17	0,16	0,17	<nwg	<nwg	<nwg
Ba	697	527	668	654	771	689
La	86,6	23,3	30,6	30,1	34,5	22,0
Ce	166	36,5	49,3	53,0	61,1	51,4
Pr	19,9	4,22	5,61	6,54	7,43	4,69
Nd	78,6	16,7	22,5	25,2	30,2	19,7
Sm	15,7	3,60	4,41	5,54	7,19	4,99
Eu	2,53	0,656	0,824	0,233	0,377	0,251
Gd	15,4	3,82	4,43	5,45	8,85	6,47
Tb	2,42	0,626	0,700	0,844	1,59	1,21
Dy	16,4	4,28	4,91	5,51	11,0	8,39
Ho	3,36	0,945	1,08	1,08	2,29	1,73
Er	9,66	2,86	3,34	2,98	6,11	5,51
Tm	1,54	0,42	0,52	0,45	0,90	0,79
Yb	10,0	3,05	3,59	2,86	5,86	5,35
Lu	1,48	0,50	0,58	0,46	0,87	0,81
Hf	21,1	5,05	5,67	3,31	3,64	3,06
Ta	8,58	0,755	0,795	1,13	0,945	0,854
Pb	3,29	4,84	3,62	6,05	3,80	11,9
Th	10,9	8,2	9,5	16,4	15,1	13,7
U	4,34	1,69	1,87	1,62	1,67	1,67

1 = Seubert (2014), 2 = Müller (2014), <nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 2: Chemische Zusammensetzung der felsischen Vulkanite der Vogtland Synklinale (4/4)

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	**STK-5**[1]	**STK-81**[1]	**WU-1**[1]	**WU-2**[1]
Lokalität	18	18	19	19
Altersstellung	Kambrium	Kambrium	Kambrium	Kambrium
SiO_2	80,51	75,76	76,43	76,97
TiO_2	0,12	0,11	0,12	0,12
Al_2O_3	10,11	11,74	12,84	12,02
Fe_2O_3	0,67	1,70	0,98	0,93
MgO	0,28	0,31	0,23	0,21
CaO	0,04	0,08	0,18	0,38
MnO	0,01	0,03	0,01	0,01
Na_2O	1,70	1,10	2,52	2,24
K_2O	5,04	7,90	6,73	6,77
P_2O_5	0,03	0,00	<nwg	<nwg
LOI	1,07	1,12	1,02	1,03
Summe	**99,58**	**99,85**	**101,06**	**100,68**
Spurenelemente in ppm				
Be	1,68	2,39	3,52	2,58
P	113	203	139	121
Sc	6,45	11,6	4,15	4,31
Ti	641	542	901	871
V	21,1	22,5	17,3	17,3
Cr	16,0	246	12,7	11,6
Mn	41,3	229	59,6	92,2
Ni	12,2	76,8	7,31	6,16
Ga	12,2	15,1	15,7	13,6
As	0,77	0,77	2,08	1,03
Rb	88,9	133	188	177
Sr	35,5	30,0	34,5	33,5
Y	28,2	34,2	34,1	35,8
Zr	80,1	103	86,6	86,8
Nb	7,17	18,6	8,92	8,98
Mo	0,68	5,42	0,54	0,59
Sb	<nwg	<nwg	0,51	0,46
Ba	824	898	448	411
La	32,0	27,9	32,2	32,7
Ce	57,3	51,7	54,8	56,9
Pr	7,01	5,70	6,62	6,70
Nd	29,0	22,8	24,6	24,8
Sm	5,88	5,28	5,07	5,02
Eu	0,271	0,294	0,181	0,166
Gd	5,63	5,42	4,79	4,98
Tb	0,797	0,829	0,826	0,868
Dy	4,89	5,99	5,65	6,04
Ho	0,972	1,17	1,18	1,23
Er	2,62	3,62	3,46	3,62
Tm	0,41	0,55	0,52	0,55
Yb	2,98	3,88	3,37	3,44
Lu	0,40	0,56	0,50	0,50
Hf	3,01	3,62	3,32	3,24
Ta	0,898	1,05	1,14	1,12
Pb	4,11	10,6	23,4	10,2
Th	13,7	15,4	19,7	19,9
U	1,15	1,52	2,63	2,42

1 = Seubert (2014), 2 = Müller (2014), <nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 3: Chemische Zusammensetzung der rhyolitischen Tuffe aus der Randschiefer Formation (1/2)

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	TS-SR1	TS-SR2	TS-SR3	TS-SR4	TS-NM1	TS-NM2	TS-NM3	TS-NM4
Lokalität	28	28	28	28	29	29	29	29
SiO_2	69,6	78,0	70,3	71,3	74,9	74,1	74,1	77,1
TiO_2	0,27	0,14	0,26	0,23	0,30	0,26	0,28	0,27
Al_2O_3	16,6	10,5	15,8	15,0	12,5	13,3	13,5	11,5
Fe_2O_3	2,08	1,25	2,09	1,99	1,96	1,92	2,14	1,68
MgO	0,92	0,40	0,88	0,64	0,76	0,93	0,87	0,65
CaO	0,13	1,01	0,15	0,19	0,13	0,14	0,13	0,12
MnO	0,05	0,03	0,05	0,04	0,02	0,02	0,03	0,02
Na_2O	3,03	4,26	2,58	3,70	2,46	2,67	2,32	2,48
K_2O	4,04	0,99	4,23	3,18	3,17	3,04	3,33	2,69
P_2O_5	0,00	0,61	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00
LOI	2,25	0,96	2,09	1,91	1,80	2,02	2,16	1,59
Summe	99,0	98,1	98,4	98,2	98,1	98,4	98,9	98,1
Spurenelemente in ppm								
Be	4,01	2,31	3,73	3,67	3,93	3,04	3,38	3,55
P	260	3278	260	386	249	326	297	263
Sc	5,38	4,03	5,48	4,72	6,83	7,54	7,41	6,28
Ti	2022	1251	2001	1753	2488	2108	2300	2194
V	20,9	18,6	20,3	18,7	32,5	31,3	32,8	30,2
Cr	14,0	40,7	16,6	11,7	22,1	25,0	22,0	23,5
Mn	351	198	415	310	170	149	182	161
Ni	6,19	17,70	7,39	4,92	7,87	9,93	7,87	8,00
Ga	22,5	13,1	22,6	19,6	17,4	17,4	18,1	15,9
As	1,65	7,03	2,48	2,22	1,50	1,29	1,48	1,20
Rb	158	45	166	126	142	136	155	122
Sr	138,5	136,8	133,8	163,8	67,3	76,4	70,6	63,1
Y	34,5	64,7	30,3	32,3	23,9	30,7	28,6	21,1
Zr	206	108	200	190	185	130	149	154
Nb	21,6	14,4	22,1	18,7	17,7	15,0	16,1	15,2
Mo	0,64	1,47	1,12	0,58	0,24	0,42	0,21	0,43
Sb	0,72	0,25	0,74	0,64	0,69	0,47	0,55	0,40
Ba	615	186	711	539	328	428	371	272
La	25,8	26,2	26,8	19,1	23,7	21,4	21,0	19,5
Ce	51,0	55,9	54,2	38,5	43,9	41,5	39,3	37,2
Pr	6,35	7,19	6,52	4,74	5,40	5,15	5,18	4,74
Nd	24,4	29,9	24,4	18,8	21,1	19,8	20,0	18,6
Sm	5,51	7,68	5,59	4,59	4,62	4,40	4,37	4,12
Eu	0,43	0,62	0,38	0,41	0,48	0,47	0,50	0,45
Gd	5,26	8,66	4,94	4,87	4,32	4,50	4,29	4,25
Tb	0,97	1,56	0,92	0,88	0,73	0,82	0,77	0,71
Dy	6,69	11,30	6,39	6,01	4,45	5,67	5,07	4,36
Ho	1,30	2,29	1,20	1,17	0,88	1,18	1,03	0,81
Er	3,47	6,52	3,44	3,24	2,22	3,31	2,83	2,11
Tm	0,50	0,96	0,48	0,45	0,32	0,48	0,42	0,28
Yb	2,86	6,29	3,17	2,63	1,99	3,14	2,61	1,87
Lu	0,40	0,86	0,44	0,36	0,28	0,46	0,39	0,25
Hf	6,45	3,47	6,38	5,79	5,94	3,95	4,51	5,11
Ta	2,29	1,22	2,35	1,93	1,72	1,60	1,64	1,57
Pb	9,6	12,0	11,3	12,9	8,2	11,7	11,8	10,9
Th	18,2	10,2	18,3	15,9	15,2	13,0	13,0	13,3
U	4,53	11,53	5,48	6,44	2,69	4,01	3,41	2,63

Anhang 3: Chemische Zusammensetzung der rhyolitischen Tuffe aus der Randschiefer Formation (2/2)

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	TS2-1	TS-NF1	TS-NF2	TS4-1	TS4-2	TS4-3	TS6	SG7-1
Lokalität	30	31	31	32	32	32	33	20
SiO_2	72,9	68,6	71,3	70,2	73,2	72,4	78,0	74,6
TiO_2	0,30	0,35	0,31	0,35	0,32	0,33	0,25	0,21
Al_2O_3	13,3	15,7	14,5	15,1	13,4	13,9	10,7	13,5
Fe_2O_3	2,71	3,17	2,75	3,11	2,72	2,65	2,03	1,57
MgO	0,66	0,80	0,72	1,10	1,09	1,08	0,55	0,50
CaO	0,52	0,58	0,53	0,47	0,47	0,39	0,28	0,19
MnO	0,03	0,04	0,04	0,06	0,09	0,07	0,03	0,03
Na_2O	2,19	2,19	2,35	2,82	2,26	2,32	2,04	4,36
K_2O	3,64	4,68	4,06	3,11	2,81	2,92	2,74	2,13
P_2O_5	0,15	0,18	0,25	0,24	0,06	0,25	0,06	0,02
LOI	1,89	2,34	2,01	2,11	2,18	2,04	1,58	1,50
Summe	98,3	98,6	98,8	98,7	98,6	98,3	98,2	98,6
Spurenelemente in ppm								
Li	12,30	14,36	13,04	18,76	18,34	18,66	8,71	18,49
Sc	4,69	5,43	5,07	5,47	4,77	4,93	3,62	5,49
V	21,9	26,5	24,2	24,2	22,0	22,9	18,0	24,3
Cr	16,6	20,0	18,0	23,1	16,0	16,3	14,0	21,9
Co	31,6	18,7	21,4	20,4	32,0	26,9	29,6	21,0
Ni	8,26	8,95	7,70	12,37	7,83	8,04	6,96	11,98
Cu	9,9	15,1	12,4	11,8	10,6	10,5	7,9	13,5
Zn	74,6	83,1	126,9	114,7	86,3	56,9	52,6	68,9
Rb	182	232	205	152	134	143	153	153
Sr	66,2	65,1	66,0	44,0	41,8	36,4	51,0	43,0
Y	27,8	33,2	29,8	43,4	29,9	32,4	16,9	44,4
Zr	90	100	92	127	115	116	81	125
Nb	13,7	16,0	14,8	13,0	11,2	12,1	10,9	13,0
Ba	315	342	311	578	475	454	221	585
La	22,3	26,8	23,9	28,3	29,0	23,6	15,3	28,2
Ce	47,0	55,5	49,4	61,8	61,0	51,6	29,8	61,1
Pr	5,50	6,42	5,76	7,35	7,11	6,22	3,61	7,43
Nd	20,5	23,8	21,0	29,6	26,6	24,7	13,4	29,1
Sm	4,64	5,34	4,82	7,07	5,44	5,83	2,94	6,93
Eu	0,56	0,66	0,61	0,82	0,60	0,67	0,39	0,76
Gd	4,98	5,94	5,42	7,59	5,18	6,16	2,85	7,70
Tb	0,88	1,06	0,95	1,24	0,81	0,99	0,47	1,24
Dy	5,65	6,61	5,88	7,93	5,35	5,86	3,05	7,91
Ho	0,96	1,18	1,05	1,53	1,04	1,14	0,58	1,51
Er	2,71	3,14	2,82	4,26	2,95	3,31	1,70	4,29
Tm	0,36	0,42	0,38	0,57	0,43	0,46	0,23	0,58
Yb	2,18	2,52	2,28	3,60	2,54	2,93	1,42	3,62
Lu	0,28	0,34	0,31	0,52	0,37	0,42	0,21	0,53
Hf	3,05	3,47	3,17	3,49	3,16	3,20	2,32	3,43
Ta	1,29	1,43	1,28	1,02	0,88	0,96	0,86	1,00
Pb	13,0	11,6	12,3	19,6	19,1	12,1	5,9	18,6
Th	12,3	13,4	11,9	12,0	10,7	11,1	7,7	11,6
U	5,51	6,33	5,91	5,86	2,59	4,86	2,40	5,64

Anhang 4: Chemische Zusammensetzung des Prasinits aus der Prasinit-Phyllit Formation

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	PPS1[1]	PPS3[1]	PPS8[1]	PPS9[1]	PPS10[1]	PPS21[1]	PPS22[1]	PPS23[1]
Lokalität	26	26	26	26	26	26	26	26
SiO_2	50,02	49,66	43,23	46,23	48,92	49,64	45,75	46,03
TiO_2	1,48	1,15	0,75	0,64	0,85	1,02	1,30	1,19
Al_2O_3	15,08	16,00	15,66	15,03	16,01	15,40	16,87	15,09
Fe_2O_3	10,66	10,05	7,23	6,56	7,48	8,65	10,31	9,14
MgO	8,01	7,26	3,34	4,19	7,13	9,37	5,50	7,68
CaO	6,28	7,47	18,05	18,26	11,00	6,66	12,06	12,98
MnO	0,12	0,14	0,12	0,11	0,10	0,12	0,14	0,15
Na_2O	3,34	4,11	2,96	1,87	3,71	4,33	2,79	2,55
K_2O	0,75	0,48	0,77	0,14	0,60	0,34	0,51	0,26
P_2O_5	0,15	0,14	0,31	0,31	0,26	0,06	0,30	0,25
LOI	3,30	2,75	10,16	8,69	4,00	3,90	3,74	5,73
Summe	99,19	99,21	102,58	102,03	100,06	99,49	99,27	101,05
Be	0,92	1,12	0,64	0,69	1,00	0,75	0,90	0,97
P	1136	1087	809	615	1013	660	1359	1159
Sc	37,4	36,8	35,8	32,6	34,6	37,4	38,2	33,9
V	361	305	152	229	233	267	290	265
Cr	50	38,4	391	364	415	305	496	431
Mn	702	832	787	676	660	776	813	891
Co	40,4	40,1	41,5	31,9	37,8	37,8	42,8	40,9
Ni	53,2	38,7	98,2	136	169	87,4	143	160
Cu	38,1	32	17,6	19,5	59,7	47,9	26,1	36,5
Zn	108	90	71	57	70	93	80	83
As	0,94	0,87	1,11	0,82	0,77	1,13	1,14	1,41
Rb	13,40	8,28	11,90	2,25	8,62	5,35	8,92	5,00
Sr	498	464	588	326	520	336	377	283
Y	29,9	24,3	20,7	16,9	20,1	20,6	26,6	23,6
Zr	104,0	81,0	69,3	73,9	91,5	64,8	87,9	83,0
Nb	4,68	2,98	2,98	2,87	6,35	2,26	3,62	3,00
Mo	1,01	0,59	0,54	0,70	2,44	0,55	0,85	0,68
Sb	0,22	0,22	0,17	0,17	0,16	0,19	0,17	0,16
Ba	304	127	208	44,7	137	135	62,6	39,1
La	12,1	13,2	12,2	14,8	24,4	6,6	12,4	11,2
Ce	29,0	31,1	24,0	26,4	49,8	14,0	26,6	25,5
Pr	4,04	3,98	3,52	3,44	6,56	1,95	3,63	3,43
Nd	18,5	17,6	15,7	14,8	29,0	9,2	16,6	15,4
Sm	4,61	4,13	3,52	3,29	5,64	2,61	4,11	3,73
Eu	1,66	1,43	1,26	1,16	1,74	0,94	1,44	1,34
Gd	5,11	4,60	3,64	3,23	4,74	3,33	4,31	4,16
Tb	0,81	0,70	0,57	0,49	0,63	0,57	0,69	0,65
Dy	5,67	4,67	3,69	3,14	3,90	3,88	4,61	4,43
Ho	1,17	0,95	0,77	0,65	0,77	0,79	0,98	0,94
Er	3,34	2,66	2,22	1,84	2,08	2,22	2,82	2,55
Tm	0,51	0,40	0,31	0,26	0,32	0,33	0,40	0,37
Yb	3,37	2,81	2,21	1,88	2,09	2,44	2,81	2,68
Lu	0,50	0,42	0,31	0,26	0,31	0,32	0,43	0,38
Hf	2,87	2,20	1,69	2,00	2,49	1,79	2,20	2,08
Ta	0,28	0,19	0,21	0,24	0,19	0,18	0,23	0,23
Pb	7,33	3,90	2,07	2,41	3,00	4,75	1,78	1,82
Th	1,67	1,80	1,14	1,91	2,42	0,68	0,91	0,83
U	0,56	0,62	0,17	0,29	0,59	0,40	0,18	0,21

[1] = Rüttiger (2014)

Anhang 5: Chemische Zusammensetzung der Sedimentgesteine der Randschiefer Formation (1/4)

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	SG1-1	SG1-2	SG1-3	SG2-1	SG2-2	SG2-3	SG3-1
Lokalität	27	27	27	27	27	27	27
SiO_2	75,70	73,42	75,77	62,37	69,51	62,79	52,63
TiO_2	0,43	0,41	0,42	0,73	0,70	0,70	0,97
Al_2O_3	13,37	13,68	13,36	19,10	16,09	18,63	24,63
Fe_2O_3	3,02	3,45	3,55	6,72	5,10	6,97	8,26
MgO	1,10	1,43	1,46	1,32	1,15	1,15	2,11
CaO	0,60	0,22	0,19	0,12	0,15	0,13	0,28
MnO	0,06	0,05	0,06	0,05	0,06	0,09	0,10
Na2O	0,43	0,44	0,48	0,38	0,32	0,43	0,61
K_2O	2,69	2,53	2,53	4,41	3,68	4,06	5,09
P_2O_5	0,06	0,08	0,04	<nwg	0,06	0,05	0,08
LOI	2,90	3,00	2,80	4,26	3,38	4,23	
Summe	100,36	98,71	100,66	99,46	100,20	99,23	94,76
Spurenelemente in ppm							
Li	20,7	26,4	24,6	29,9	22,3	29,2	34,9
Sc	5,86	5,56	5,16	12,00	9,50	11,35	15,15
V	33,4	29,6	29,1	139,4	84,8	131,2	135,2
Cr	33,4	24,4	21,9	102,8	66,2	97,5	117,1
Co	17,5	15,8	22,0	9,4	14,2	14,9	20,7
Ni	24,1	21,5	18,1	38,3	36,7	42,4	60,1
Cu	12,7	19,6	17,6	27,5	21,3	24,1	44,7
Zn	104	136	89	239	93	104	153
Rb	111	104	102	141	156	131	131
Sr	71,3	66,7	64,9	57,7	66,4	59,1	62,8
Y	40,2	36,2	29,5	17,2	20,0	19,2	17,7
Zr	113	129	137	155	146	156	109
Nb	14,2	13,4	13,0	14,0	20,6	13,4	18,7
Ba	387	374	350	546	506	519	322
La	39,0	36,0	37,3	31,8	42,0	33,1	37,4
Ce	78,4	77,7	78,6	83,4	85,2	81,6	94,0
Pr	9,48	9,08	9,06	7,17	9,79	7,84	8,64
Nd	36,4	34,5	34,3	25,8	36,0	28,7	31,1
Sm	7,85	7,30	7,25	4,52	6,46	5,24	5,29
Eu	1,09	0,93	0,89	0,84	1,12	0,98	1,05
Tb	1,21	1,20	1,05	0,51	0,67	0,61	0,65
Gd	7,75	7,58	6,88	3,36	4,65	3,96	4,40
Dy	7,59	7,23	6,17	3,26	4,03	3,75	3,98
Ho	1,45	1,38	1,14	0,67	0,78	0,75	0,75
Er	4,12	3,92	3,24	2,05	2,18	2,15	2,16
Tm	0,57	0,53	0,46	0,31	0,32	0,34	0,31
Yb	3,42	3,49	3,04	2,11	2,01	2,20	2,02
Lu	0,49	0,50	0,45	0,31	0,32	0,34	0,30
Hf	3,89	4,36	4,48	4,10	4,10	4,18	3,07
Ta	1,11	1,10	1,04	1,01	1,43	1,08	1,38
Pb	9,1	9,0	11,8	13,2	8,7	22,5	6,1
Th	13,9	14,1	14,2	12,4	13,2	12,9	14,5
U	0,91	1,63	1,86	2,37	1,73	2,85	2,28

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 5: Chemische Zusammensetzung der Sedimentgesteine der Randschiefer Formation (2/4)

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	SG4-1	SG4-2	SG4-3	SG5	SG6-1	SG6-2	SG6-3
Lokalität	27	27	27	27	27	27	27
SiO_2	48,24	50,48	53,12	61,21	73,75	72,84	64,64
TiO_2	0,91	0,93	0,89	0,86	0,24	0,25	0,79
Al_2O_3	24,54	24,45	23,70	17,85	13,64	14,22	17,31
Fe_2O_3	11,77	10,36	9,63	6,70	2,46	2,45	6,32
MgO	2,36	2,27	2,09	3,01	2,21	2,24	1,53
CaO	0,38	0,27	0,30	0,43	0,14	0,20	0,13
MnO	0,16	0,14	0,14	0,06	0,03	0,04	0,30
Na2O	0,62	0,65	0,60	1,59	0,75	0,47	1,23
K_2O	4,75	4,78	4,68	3,97	4,26	4,54	4,54
P_2O_5	<nwg	0,01	0,01	0,26	0,03	0,10	<nwg
LOI	5,85	5,52	5,24	3,98	2,74	3,08	3,62
Summe	99,58	99,86	100,40	99,92	100,25	100,43	100,41
Spurenelemente in ppm							
Li	49,4	45,6	46,4	33,7	20,9	21,3	21,4
Sc	17,38	16,45	16,09	17,48	4,17	4,42	14,29
V	137,6	138,2	130,2	139,8	17,4	17,8	94,9
Cr	120,3	117,3	114,5	96,6	11,9	13,2	73,5
Co	25,6	27,2	24,7	20,7	6,7	6,5	22,5
Ni	66,3	61,1	60,2	67,7	11,9	6,4	47,6
Cu	41,3	47,1	45,3	102,5	11,5	12,9	45,8
Zn	174	149	130	119	77	69	98
Rb	164	159	151	134	176	198	179
Sr	79,2	73,1	75,1	62,9	21,2	19,9	40,0
Y	20,6	18,1	18,5	38,0	19,8	26,5	20,1
Zr	96	97	92	155	87	88	136
Nb	17,6	17,8	17,2	19,9	9,9	10,2	14,3
Ba	417	400	438	559	268	281	595
La	46,1	45,6	43,8	47,3	14,1	13,4	35,0
Ce	106,4	110,6	103,6	104,4	34,5	31,2	75,7
Pr	10,17	10,08	9,67	11,31	3,60	3,51	8,39
Nd	36,0	35,1	33,7	42,3	12,8	12,8	31,1
Sm	6,07	5,82	5,77	8,00	2,84	3,02	5,57
Eu	1,31	1,25	1,25	1,70	0,32	0,37	1,14
Tb	0,73	0,68	0,68	1,15	0,54	0,71	0,69
Gd	4,93	4,59	4,46	8,08	2,97	3,49	4,72
Dy	4,35	3,91	3,98	6,92	3,74	4,85	4,08
Ho	0,82	0,74	0,76	1,36	0,76	0,97	0,82
Er	2,31	2,08	2,16	3,97	2,28	2,92	2,38
Tm	0,32	0,30	0,31	0,58	0,33	0,44	0,37
Yb	2,11	1,93	1,96	3,75	2,11	2,70	2,34
Lu	0,30	0,28	0,29	0,56	0,29	0,38	0,37
Hf	2,64	2,74	2,53	4,31	2,83	2,84	3,76
Ta	1,28	1,28	1,21	1,26	0,96	0,97	1,16
Pb	5,9	7,1	7,7	19,9	14,5	10,6	17,7
Th	16,2	15,8	15,2	14,2	10,7	11,1	11,6
U	2,04	2,01	2,03	4,58	3,92	4,64	2,31

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 5: Chemische Zusammensetzung der Sedimentgesteine der Randschiefer Formation (3/4)

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	SG6-4	SG8-1	SG8-2	SG8-3	SG8-4	SG8-5	SG8-6
Lokalität	27	27	27	27	27	27	27
SiO_2	73,24	67,47	73,43	67,56	68,89	67,64	70,84
TiO_2	0,25	0,72	0,61	0,72	0,68	0,67	0,63
Al_2O_3	13,82	15,74	12,60	17,34	16,05	16,45	15,99
Fe_2O_3	2,38	5,50	4,65	5,88	5,82	6,14	5,01
MgO	2,18	1,03	0,79	0,83	0,74	0,85	0,71
CaO	0,17	0,19	0,12	0,05	0,06	0,05	0,05
MnO	0,04	0,04	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02
Na2O	0,67	1,66	1,21	0,37	0,37	0,27	0,31
K_2O	4,44	3,35	2,54	4,67	4,47	4,62	4,28
P_2O_5	0,04	<nwg	0,06	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
LOI	2,81	3,16	2,85	3,44			3,13
Summe	100,04	98,86	98,88	100,89	97,11	96,72	100,97
Spurenelemente in ppm							
Li	21,4	32,9	30,0	8,3	6,9	7,5	7,5
Sc	4,27	9,41	7,70	11,96	9,24	8,58	7,90
V	17,3	67,0	54,4	70,6	75,3	70,3	60,1
Cr	11,6	58,4	48,4	73,8	86,5	66,0	59,9
Co	7,2	21,6	18,3	14,4	17,6	12,1	11,7
Ni	5,6	29,4	25,2	25,6	24,7	23,1	20,2
Cu	8,2	26,6	24,3	15,0	14,7	14,9	14,5
Zn	65	110	81	151	69	73	105
Rb	193	118	94	170	163	160	138
Sr	20,3	44,2	38,1	26,8	26,4	23,4	33,2
Y	26,6	22,2	21,8	15,6	12,8	13,6	15,6
Zr	87	167	146	112	109	109	110
Nb	10,0	16,7	14,0	13,8	13,1	13,4	12,8
Ba	345	641	376	350	295	299	294
La	18,5	36,8	28,9	36,5	32,8	34,6	33,3
Ce	41,4	75,3	59,4	80,5	74,4	79,2	73,6
Pr	4,81	8,49	7,14	8,56	7,71	8,29	7,49
Nd	17,6	31,3	27,1	31,2	27,9	29,8	27,2
Sm	4,04	5,51	5,18	5,29	4,70	5,33	4,83
Eu	0,41	1,13	0,98	1,10	0,94	0,98	0,97
Tb	0,77	0,75	0,67	0,55	0,45	0,54	0,51
Gd	4,10	5,08	4,45	3,79	3,36	3,67	3,67
Dy	5,17	4,49	4,27	3,08	2,68	2,96	3,14
Ho	1,03	0,87	0,80	0,63	0,50	0,58	0,64
Er	3,03	2,50	2,43	1,83	1,45	1,62	1,72
Tm	0,44	0,36	0,35	0,26	0,21	0,28	0,27
Yb	2,86	2,51	2,39	1,78	1,51	1,68	1,69
Lu	0,41	0,39	0,35	0,26	0,22	0,27	0,26
Hf	2,97	4,71	4,24	3,04	2,96	3,14	3,16
Ta	1,03	1,23	1,03	0,98	0,92	1,15	1,06
Pb	14,6	16,4	29,3	8,4	7,9	9,9	6,2
Th	11,9	13,6	11,3	11,6	10,0	11,3	11,5
U	5,42	3,02	2,60	1,25	1,21	1,43	1,27

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 5: Chemische Zusammensetzung der Sedimentgesteine der Randschiefer Formation (4/4)

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	KBB2-4	KBB5-2	KBB6	KBB7	KBB17	KBB18
Lokalität	28	28	28	28	28	28
SiO_2	41,30	53,36	65,43	64,86	68,39	75,95
TiO_2	3,27	0,86	0,61	0,70	0,31	0,19
Al_2O_3	27,81	22,93	15,79	15,98	13,98	11,73
Fe_2O_3	11,01	8,34	6,42	7,14	5,51	2,17
MgO	2,57	2,71	1,63	1,83	1,83	0,87
CaO	0,72	0,38	0,62	0,28	0,39	0,34
MnO	0,05	0,05	0,06	0,06	0,05	0,02
Na2O	1,08	0,31	0,94	0,46	1,82	3,05
K_2O	5,50	6,02	4,00	3,84	2,66	2,03
P_2O_5	0,19	<nwg	0,18	<nwg	0,07	0,16
LOI	5,54	4,78	3,19	3,65	2,79	1,60
Summe	99,04	99,74	98,87	98,80	97,80	98,11
Spurenelemente in ppm						
Li	52,3	36,8	24,0	32,0	27,2	13,1
Sc	75,53	14,59	12,74	11,10	7,38	2,99
V	575,3	121,6	82,6	79,2	41,8	14,2
Cr	380,2	90,6	71,8	66,1	42,3	9,2
Co	41,5	16,1	18,4	29,8	17,2	41,6
Ni	70,7	42,3	31,7	35,4	26,5	5,8
Cu	141,7	41,5	14,4	266,8	6,1	4,7
Zn	650	347	151	507	103	29
Rb	166	185	188	147	138	103
Sr	49,0	54,8	47,1	34,6	50,2	38,5
Y	43,2	17,7	26,6	28,5	20,3	30,4
Zr	187	134	141	135	74	106
Nb	7,2	17,7	18,3	15,8	12,2	7,9
Ba	446	468	550	472	363	190
La	5,8	42,3	42,7	35,7	16,8	18,7
Ce	19,1	103,9	83,5	81,3	35,5	40,9
Pr	3,00	9,52	10,08	9,26	3,82	4,81
Nd	15,4	34,5	38,3	35,3	13,6	18,2
Sm	5,93	6,17	7,16	6,93	3,03	4,24
Eu	1,97	1,10	1,59	1,87	0,41	0,48
Tb	1,58	0,61	0,94	0,99	0,57	0,86
Gd	9,63	4,46	6,74	6,78	3,17	4,75
Dy	9,77	3,50	5,51	5,62	4,04	5,51
Ho	1,89	0,68	1,01	1,08	0,82	1,12
Er	5,27	2,11	2,96	3,09	2,60	3,26
Tm	0,70	0,32	0,41	0,45	0,38	0,47
Yb	4,43	2,20	2,70	2,89	2,55	2,98
Lu	0,65	0,32	0,40	0,43	0,39	0,42
Hf	5,18	3,81	4,40	3,88	2,66	2,73
Ta	0,79	1,38	1,22	1,18	1,21	0,83
Pb	6,0	4,9	12,0	12,0	3,1	1,6
Th	0,5	12,6	11,8	12,4	10,4	9,3
U	1,91	3,56	1,60	2,88	1,46	5,84

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 6: Chemische Zusammensetzung (RFA-Ergebnisse) der Sedimentgesteine der Randschiefer Formation

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	WS1	WS2	WS3	WS4	WS5	WS6	WS7	WS8
Lokalität	29	29	29	29	29	29	29	29
SiO_2	71,21	73,01	71,79	73,21	76,86	74,67	74,92	66,73
TiO_2	0,33	0,55	0,33	0,32	0,24	0,39	0,41	0,41
Al_2O_3	14,86	11,28	14,88	13,95	11,62	13,35	13,29	18,15
Fe_2O_3	2,93	5,65	2,59	3,03	2,95	2,41	2,38	2,87
MgO	1,69	1,02	1,31	1,16	0,84	0,93	0,94	1,27
CaO	0,09	0,14	0,17	0,49	0,17	0,23	0,24	0,13
MnO	0,02	0,13	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02
Na2O	0,24	0,25	0,27	0,62	0,59	0,16	0,11	0,53
K_2O	4,68	3,19	4,60	4,07	3,57	4,57	4,53	6,25
P_2O_5	0,00	0,06	0,10	0,30	0,07	0,08	0,09	<nwg
LOI	2,90	2,95	2,87	2,71	1,97	2,29	2,28	2,90
Summe	98,95	98,23	98,93	99,88	98,91	99,09	99,20	99,26

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	WS9	WS10	WS11	WS12	WS13	UB1	UB2	UB3
Lokalität	29	29	29	29	29	30	30	30
SiO_2	73,56	54,70	55,65	54,09	55,14	70,61	78,10	76,36
TiO_2	0,50	0,97	1,01	1,08	1,10	0,65	0,56	0,55
Al_2O_3	12,62	21,44	21,50	22,77	23,20	14,38	11,00	11,47
Fe_2O_3	3,95	8,20	7,33	7,17	6,11	4,30	2,50	3,61
MgO	1,30	2,08	1,90	1,95	1,66	0,78	0,67	0,65
CaO	0,04	0,19	0,13	0,14	0,09	0,12	0,08	0,11
MnO	0,04	0,10	0,12	0,09	0,05	0,02	0,01	0,02
Na2O	0,22	0,19	0,21	0,20	0,24	0,04	0,02	<nwg
K_2O	3,68	5,21	5,37	5,77	5,83	4,37	3,28	3,34
P_2O_5	<nwg	0,14	0,15	0,07	0,13	<nwg	<nwg	<nwg
LOI	2,77	5,19	5,10	5,26	5,43	3,06	2,40	2,61
Summe	98,68	98,41	98,47	98,59	98,98	98,33	98,62	98,72

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 7: Chemische Zusammensetzung verschiedener Chertvorkommen der Vogtland Synklinale (1/3)

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	TR1	TR2	TR3	TR4	TR5	TR6
Lokalität	31	31	31	31	31	31
SiO_2	95,26	95,25	94,55	94,96	96,09	95,33
TiO_2	0,02	0,02	0,03	0,04	0,03	0,04
Al_2O_3	0,33	0,25	0,44	0,46	0,30	0,67
Fe_2O_3	0,19	0,13	0,67	0,42	0,44	0,17
MgO	0,13	0,08	0,12	0,10	0,08	0,12
CaO	0,05	0,04	0,04	0,21	0,04	0,03
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
K2O	0,10	0,09	0,13	0,14	0,09	0,17
P_2O_5	<nwg	<nwg	0,02	0,13	<nwg	0,00
LOI	1,17	1,19	1,06	1,44	0,76	1,18
Summe	97,25	97,05	97,06	97,90	97,83	97,71
Spurenelemente in ppm						
Li	31,2	13,5	11,5	241,9	6,8	4,9
Sc	0,447	0,379	0,728	0,715	0,435	1,016
V	209	277	202	182	128	179
Cr	11,7	10,0	11,3	42,9	12,0	10,5
Co	198	242	163	118	119	143
Ni	18,0	20,6	13,9	223,1	24,8	40,0
Cu	27,2	35,2	29,9	27,7	20,5	26,2
Zn	103,8	89,4	84,2	47,9	60,8	108,3
Rb	4,00	3,78	4,76	5,21	3,59	5,37
Sr	5,13	4,91	6,62	10,54	6,29	9,19
Y	1,15	2,38	2,83	6,48	4,98	5,90
Zr	6,2	5,7	7,4	11,4	13,6	13,9
Nb	0,417	0,364	0,573	1,588	0,535	0,720
Ba	42,3	58,0	92,3	70,3	107,7	78,8
La	0,998	0,998	4,715	4,897	3,337	2,934
Ce	1,289	1,604	4,279	5,950	3,121	4,241
Pr	0,225	0,304	1,044	1,122	0,801	0,786
Nd	0,896	1,447	4,471	4,626	3,436	3,464
Sm	0,143	0,282	0,565	0,890	0,464	0,645
Eu	0,030	0,054	0,092	0,197	0,088	0,138
Tb	0,024	0,041	0,060	0,155	0,084	0,110
Gd	0,155	0,297	0,418	1,038	0,520	0,692
Dy	0,161	0,285	0,411	0,996	0,627	0,786
Ho	0,036	0,067	0,093	0,207	0,156	0,184
Er	0,113	0,209	0,289	0,592	0,533	0,587
Tm	0,018	0,034	0,047	0,083	0,091	0,092
Yb	0,133	0,239	0,334	0,532	0,669	0,669
Lu	0,024	0,042	0,058	0,088	0,118	0,118
Hf	0,117	0,114	0,148	0,191	0,194	0,263
Ta	0,107	0,087	0,098	0,101	0,060	0,096
Pb	3,345	1,255	6,202	5,137	3,293	3,645
Th	0,190	0,219	0,396	0,484	0,310	0,576
U	0,833	1,871	1,538	3,181	2,169	4,343

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 7: Chemische Zusammensetzung verschiedener Chertvorkommen der Vogtland Synklinale (2/3)

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	PS1	PS2	PS3	PS4	PS5	MB 1-2	MB 1-3
Lokalität	32	32	32	32	32	33	33
SiO_2	95,43	95,80	95,81	95,33	95,82	96,15	96,70
TiO_2	0,03	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03
Al_2O_3	0,43	0,36	0,34	0,41	0,27	0,21	0,43
Fe_2O_3	0,17	0,29	0,15	0,28	0,20	0,20	0,17
MgO	0,11	0,11	0,09	0,12	0,09	0,09	0,09
CaO	0,04	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04	0,06
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
K2O	0,12	0,11	0,09	0,11	0,07	0,08	0,13
P_2O_5	<nwg	0,02	<nwg	<nwg	<nwg	0,27	0,05
LOI	1,18	1,14	1,18	1,06	0,94	1,61	1,59
Summe	97,51	97,90	97,72	97,38	97,44	98,67	99,25
Spurenelemente in ppm							
Li	4,7	3,8	3,7	6,0	5,2	2,1	4,6
Sc	0,557	0,574	0,443	0,809	0,545	0,24	0,51
V	353	203	198	223	192	106	276
Cr	28,6	14,6	32,5	24,8	9,9	19,8	15,9
Co	154	121	155	124	204	189	136
Ni	25,0	21,4	27,5	13,6	15,9	53,6	20,8
Cu	54,0	51,2	66,0	62,4	32,6	24,4	33,4
Zn	73,1	87,5	22,3	35,0	41,0	30,1	184,9
Rb	3,62	2,83	2,38	3,41	2,54	4,28	7,22
Sr	5,97	5,92	5,48	5,70	5,89	6,18	9,18
Y	9,17	10,13	16,24	10,12	7,57	1,23	2,28
Zr	10,1	7,0	9,8	7,9	6,4	6,9	9,0
Nb	0,962	0,582	1,035	0,556	0,338	0,39	0,52
Ba	95,5	45,3	49,9	54,3	41,9	26,2	39,5
La	1,924	2,044	1,143	1,066	1,300	0,52	1,32
Ce	2,955	3,621	1,902	1,457	2,090	0,86	1,68
Pr	0,616	0,615	0,423	0,306	0,402	0,14	0,34
Nd	2,962	3,051	2,448	1,510	1,754	0,62	1,53
Sm	0,751	0,841	0,768	0,389	0,344	0,14	0,31
Eu	0,186	0,234	0,210	0,106	0,094	0,03	0,06
Tb	0,151	0,177	0,195	0,112	0,091	0,02	0,04
Gd	1,055	1,204	1,370	0,712	0,595	0,15	0,32
Dy	1,012	1,170	1,305	0,821	0,632	0,16	0,31
Ho	0,234	0,266	0,327	0,209	0,158	0,04	0,07
Er	0,716	0,789	0,982	0,676	0,483	0,14	0,24
Tm	0,104	0,114	0,135	0,101	0,069	0,02	0,04
Yb	0,683	0,724	0,800	0,645	0,444	0,18	0,30
Lu	0,120	0,123	0,143	0,115	0,078	0,03	0,05
Hf	0,186	0,140	0,138	0,166	0,132	0,13	0,15
Ta	0,100	0,067	0,069	0,071	0,061	0,10	0,10
Pb	2,507	3,215	1,742	4,497	1,025	4,19	2,98
Th	0,364	0,301	0,255	0,224	0,161	0,25	0,39
U	9,047	5,678	3,018	1,666	1,676	1,44	2,43

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 7: Chemische Zusammensetzung verschiedener Chertvorkommen der Vogtland Synklinale (3/3)

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	MB 2-1	MB 2-2	MB 2-3	HR 2-1	HR 2-2	HR 3-1	HR 3-2	MB 1-1
Lokalität	33	33	33	34	34	34	34	34
SiO_2	96,97	95,32	97,40	96,15	94,99	95,97	95,91	94,95
TiO_2	0,02	0,03	0,01	0,02	0,02	0,04	0,02	0,03
Al_2O_3	0,19	0,34	0,15	0,31	0,18	0,51	0,16	0,42
Fe_2O_3	0,40	0,58	0,13	0,17	0,19	0,31	0,13	0,21
MgO	0,05	0,09	0,07	0,06	0,07	0,10	0,08	0,10
CaO	0,09	0,14	0,04	0,06	0,04	0,06	0,05	0,04
MnO	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na2O	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
K2O	0,07	0,12	0,04	0,10	0,06	0,17	0,06	0,14
P_2O_5	0,08	0,11	0,00	<nwg	<nwg	0,05	<nwg	0,16
LOI	1,34	1,51	1,01	1,57	2,44	1,66	1,33	2,23
Summe	99,21	98,24	98,86	98,44	97,99	98,87	97,74	98,28
Spurenelemente in ppm								
Li	2,7	3,3	6,3	6,1	4,2	1,6	3,1	4,4
Sc	0,28	0,37	0,13	0,54	0,27	0,57	0,26	0,57
V	101	137	100	172	154	122	170	291
Cr	18,0	91,4	12,6	22,5	20,7	43,2	8,1	27,6
Co	156	144	141	155	184	152	195	161
Ni	14,0	64,9	10,9	11,5	24,0	25,1	12,6	37,1
Cu	28,9	28,3	16,7	16,6	21,4	17,6	16,9	29,2
Zn	28,2	30,0	4,1	20,5	20,4	12,8	12,6	137,5
Rb	4,17	6,00	2,64	5,83	4,14	8,84	3,98	7,64
Sr	12,33	19,92	5,62	4,50	5,58	10,31	6,21	7,88
Y	2,55	5,99	2,16	1,78	1,62	4,85	3,23	2,65
Zr	5,9	13,7	5,7	14,3	8,9	10,8	6,8	8,2
Nb	0,35	2,73	0,35	0,53	0,44	1,07	0,37	0,98
Ba	18,7	37,4	18,1	41,2	24,3	42,6	22,5	40,1
La	1,35	2,21	0,74	1,12	0,68	3,56	1,10	1,51
Ce	1,55	2,62	1,05	1,29	0,84	3,29	1,49	2,06
Pr	0,35	0,60	0,23	0,29	0,22	0,91	0,35	0,38
Nd	1,60	2,79	1,19	1,25	1,08	3,96	1,85	1,69
Sm	0,36	0,65	0,29	0,18	0,25	0,72	0,51	0,35
Eu	0,08	0,15	0,06	0,03	0,04	0,11	0,12	0,06
Tb	0,06	0,11	0,04	0,03	0,04	0,11	0,08	0,05
Gd	0,39	0,76	0,34	0,17	0,26	0,74	0,62	0,36
Dy	0,38	0,81	0,27	0,24	0,24	0,73	0,48	0,38
Ho	0,08	0,18	0,06	0,06	0,05	0,15	0,10	0,08
Er	0,26	0,59	0,20	0,22	0,18	0,52	0,30	0,28
Tm	0,04	0,09	0,03	0,04	0,03	0,08	0,04	0,04
Yb	0,25	0,59	0,20	0,26	0,18	0,54	0,28	0,32
Lu	0,04	0,10	0,04	0,05	0,03	0,09	0,05	0,06
Hf	0,11	0,18	0,08	0,20	0,13	0,17	0,12	0,15
Ta	0,09	0,11	0,09	0,09	0,09	0,10	0,11	0,10
Pb	5,50	10,12	2,31	3,29	4,47	4,51	2,28	2,79
Th	0,27	0,39	0,13	0,36	0,19	0,53	0,18	0,41
U	2,49	5,07	1,11	2,42	1,30	2,88	2,08	3,65

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 8: Chemische Zusammensetzung der Verkieselungen in der Randschiefer Formation

Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%

Probe	Si 1-1	Si 1-2	Si 2-1	Si 2-2	Si 3-2	Si 3-3	Si 3-4	Si 4-1	Si 4-2	Si 4-4
Lokalität	35	35	36	36	37	37	37	38	38	38
SiO_2	92,02	89,97	91,76	91,37	91,59	82,60	91,62	92,11	92,03	87,32
TiO_2	0,02	0,37	0,02	0,02	0,03	0,25	0,01	0,02	0,03	0,13
Al_2O_3	<nwg	1,71	<nwg	<nwg	<nwg	4,47	<nwg	<nwg	<nwg	2,91
Fe_2O_3	0,34	0,85	0,32	0,30	0,32	2,50	0,30	0,27	0,30	1,85
MgO	0,12	0,21	0,16	0,14	0,20	1,11	0,19	0,13	0,16	0,71
CaO	0,14	0,08	0,09	0,08	0,64	1,26	0,83	0,43	0,13	0,10
MnO	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,04	0,00	0,00	0,01	0,03
Na_2O	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,04	<nwg	<nwg	<nwg	0,77
K2O	0,11	0,54	0,08	0,10	0,16	1,42	0,07	0,09	0,19	0,46
P_2O_5	0,18	0,07	<nwg	<nwg	0,37	0,88	0,53	0,25	0,05	<nwg
LOI	0,79	1,16	1,02	1,18	0,77	2,56	0,84	0,71	0,97	1,05
Summe	93,73	94,96	93,46	93,19	94,09	97,13	94,39	94,01	93,87	95,33
Spurenelemente in ppm										
Li	24,9	12,4	15,7	13,2	5,3	13,0	7,5	6,3	11,2	12,9
Sc	0,55	<nwg	0,59	1,06	0,98	5,24	0,56	0,62	1,05	3,47
V	60	24	77	93	126	103	113	38	164	22
Cr	154,2	39,1	34,7	42,1	56,3	69,2	14,1	62,5	48,5	53,2
Co	106	67	106	177	144	46	94	133	159	64
Ni	83,6	40,1	31,7	38,7	22,8	39,6	8,1	54,2	21,7	46,4
Cu	7,6	4,6	6,6	13,0	5,9	57,4	1,6	2,7	6,3	10,4
Zn	23,0	42,9	15,4	10,9	8,9	37,8	9,7	9,8	9,0	24,3
Rb	7,22	20,81	5,22	6,28	9,35	55,49	5,39	5,60	9,02	19,78
Sr	8,97	24,56	5,57	6,30	46,19	80,32	48,74	22,44	6,83	15,95
Y	4,03	11,95	4,52	9,84	10,63	16,64	8,29	4,35	10,84	5,31
Zr	7,9	317,6	8,1	10,1	10,5	56,6	6,1	6,2	9,1	27,5
Nb	4,08	6,80	0,85	1,17	0,99	6,11	0,47	1,23	1,45	3,85
Ba	29,7	79,2	30,5	40,0	41,9	228,3	30,8	36,5	47,1	101,8
La	1,50	27,03	2,01	3,34	3,84	19,03	2,32	1,78	3,47	6,79
Ce	2,08	57,37	2,95	4,10	5,43	36,15	3,23	2,56	4,06	16,41
Pr	0,42	6,17	0,50	0,87	1,17	4,39	0,69	0,48	0,82	1,63
Nd	1,87	23,55	2,10	3,92	5,54	17,52	3,40	2,04	3,74	6,33
Sm	0,62	4,05	0,68	1,03	1,53	3,35	1,03	0,48	1,02	1,22
Eu	0,20	0,58	0,22	0,30	0,48	0,73	0,35	0,14	0,26	0,24
Tb	0,15	0,40	0,18	0,28	0,31	0,46	0,19	0,09	0,21	0,16
Gd	0,96	2,73	1,07	1,70	1,93	3,14	1,35	0,55	1,35	1,08
Dy	0,76	2,26	0,95	1,62	1,78	2,82	1,21	0,60	1,38	1,00
Ho	0,14	0,46	0,17	0,33	0,35	0,58	0,25	0,14	0,31	0,21
Er	0,37	1,29	0,41	0,91	0,91	1,67	0,68	0,39	0,87	0,61
Tm	0,05	0,20	0,05	0,12	0,12	0,25	0,09	0,06	0,12	0,10
Yb	0,31	1,34	0,31	0,69	0,70	1,65	0,54	0,39	0,70	0,61
Lu	0,05	0,23	0,05	0,11	0,11	0,28	0,09	0,07	0,11	0,10
Hf	0,16	7,75	0,14	0,20	0,22	1,50	0,13	0,14	0,18	0,74
Ta	0,10	0,40	0,09	0,17	0,10	0,42	0,07	0,08	0,09	0,19
Pb	2,98	6,45	5,03	5,05	8,75	12,02	2,98	1,16	5,80	3,76
Th	0,51	9,53	0,41	0,46	0,72	4,26	0,32	0,43	0,55	1,81
U	1,00	1,65	0,90	1,13	1,64	3,00	1,46	0,82	1,19	0,46

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 9: Chemische Zusammensetzung des Chlorits aus verschiedenen Sulfidlinsen der Kupferberger Lagerstätte (1/8)

Messung	Cl2	Cl3	Ku4a_Cl3	Ku4a_Cl4	Ku4a_Cl5	Ku4a_Cl7	Ku4a_Cl8	KU4_Cl9	KU4_Cl15	KU4_Cl16	KU4_Cl25	KU4_Cl26
Erzlinse	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%												
SiO_2	25,8	24,8	24,9	25,3	23,4	25,1	26,6	25,3	27,6	26,4	27,5	27,3
TiO_2	0,03	0,00	0,02	0,04	0,01	0,01	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01
Al_2O_3	22,6	23,0	21,7	23,1	22,6	22,4	21,2	22,5	21,5	20,4	21,7	21,3
FeO	26,1	29,4	32,1	30,8	30,4	24,8	22,2	26,5	21,8	22,9	20,2	20,2
MnO	0,07	0,13	0,08	0,08	0,10	0,08	0,13	0,03	0,15	0,19	0,12	0,10
MgO	13,4	11,2	10,1	9,9	10,0	14,0	17,1	12,3	18,1	17,1	18,4	18,5
CaO	0,08	0,08	0,04	0,10	0,10	0,07	0,07	0,01	0,32	0,08	0,04	0,04
Na_2O	0,00	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
K_2O	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Cr_2O_3	0,02	0,01	0,05	0,00	0,00	0,03	0,00	0,05	0,01	0,00	0,02	0,03
Summe	88,10	88,70	89,08	89,37	86,70	86,54	87,40	86,75	89,56	87,08	88,03	87,60
X_{Fe}	0,52	0,60	0,64	0,64	0,63	0,50	0,42	0,55	0,40	0,43	0,38	0,38
Elementhäufigkeit normiert auf 28 Sauerstoffe												
Si	5,40	5,28	5,35	5,36	5,15	5,35	5,52	5,40	5,56	5,52	5,58	5,58
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	5,59	5,75	5,50	5,75	5,85	5,61	5,19	5,68	5,11	5,02	5,19	5,14
Fe	4,57	5,22	5,76	5,46	5,59	4,42	3,85	4,74	3,67	4,02	3,42	3,45
Mn	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,03	0,03	0,02	0,02
Mg	4,20	3,55	3,24	3,13	3,28	4,44	5,28	3,92	5,43	5,34	5,58	5,63
Ca	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,00	0,07	0,02	0,01	0,01
Na	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
Summe	19,80	19,85	19,90	19,76	19,93	19,85	19,88	19,76	19,88	19,97	19,82	19,85

GF = Goldener Falke

Anhang 9: Chemische Zusammensetzung des Chlorits aus verschiedenen Sulfidlinsen der Kupferberger Lagerstätte (2/8)

Messung	KU4_Cl27	KU4_Cl28	KU4_Cl29	KU4_Cl30	KU4_Cl31	KU4_Cl32	KU4_Cl33	BM33E_Cl2	BM33E_Cl7	BM33E_Cl10	BM33E_Cl18	BM33E_Cl19
Erzlinse	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%												
SiO_2	26,5	24,3	24,4	23,0	24,6	24,0	23,4	26,1	27,9	25,5	25,8	26,3
TiO_2	0,00	0,04	0,00	0,01	0,02	0,02	0,11	0,04	0,09	0,03	0,08	0,07
Al_2O_3	20,2	23,3	24,0	24,0	22,1	21,6	23,0	22,5	23,3	22,3	21,1	22,1
FeO	24,9	28,6	31,2	33,9	31,8	31,5	31,6	20,9	20,0	21,0	20,9	21,3
MnO	0,18	0,24	0,14	0,12	0,19	0,17	0,14	0,26	0,25	0,25	0,24	0,33
MgO	16,4	9,8	8,6	6,2	10,0	9,8	9,2	17,8	17,0	18,1	18,5	18,4
CaO	0,17	0,03	0,00	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,00	0,01	0,04
Na_2O	0,01	0,02	0,02	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,04	0,04
K_2O	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,50	0,02	0,05	0,05
Cr_2O_3	0,04	0,11	0,15	0,01	0,06	0,06	0,05	0,02	0,03	0,00	0,02	0,01
Summe	88,37	86,52	88,48	87,22	88,80	87,21	87,47	87,61	89,01	87,14	86,77	88,62
X_{Fe}	0,46	0,62	0,67	0,75	0,64	0,64	0,66	0,40	0,40	0,39	0,39	0,39
Elementhäufigkeit normiert auf 28 Sauerstoffe												
Si	5,52	5,27	5,23	5,11	5,29	5,27	5,11	5,36	5,60	5,28	5,38	5,36
Ti	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Al	4,97	5,98	6,08	6,27	5,60	5,59	5,93	5,44	5,50	5,44	5,17	5,30
Fe	4,33	5,21	5,61	6,30	5,73	5,80	5,79	3,60	3,35	3,63	3,64	3,63
Mn	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06
Mg	5,09	3,19	2,75	2,05	3,21	3,22	3,00	5,45	5,07	5,60	5,75	5,60
Ca	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Na	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,13	0,01	0,01	0,01
Cr	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe	19,99	19,73	19,72	19,76	19,90	19,93	19,90	19,92	19,71	20,01	20,03	19,99

GF = Goldener Falke

Anhang 9: Chemische Zusammensetzung des Chlorits aus verschiedenen Sulfidlinsen der Kupferberger Lagerstätte (3/8)

Messung	BM33E_Cl20	BM33E_Cl22	BM33E_Cl24	BM33E_Cl25	BM33E_Cl27	BM33E_Cl32	BM33E_Cl33	BM33E_Cl41	BM33E_Cl42	BM33E_Cl43	BM33E_Cl44
Erzlinse	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%											
SiO_2	25,7	25,6	28,0	25,8	25,7	26,2	25,5	25,5	25,5	26,9	25,8
TiO_2	0,06	0,02	0,06	0,05	0,05	0,09	0,06	0,06	0,07	0,07	0,04
Al_2O_3	21,2	21,9	20,7	22,1	21,8	22,3	22,2	22,1	21,6	21,2	21,9
FeO	21,0	21,5	20,4	21,1	21,6	21,1	21,2	21,0	21,1	21,1	21,0
MnO	0,28	0,28	0,20	0,21	0,21	0,24	0,26	0,25	0,28	0,28	0,19
MgO	18,4	18,0	18,7	17,7	18,2	18,4	18,5	18,5	18,6	18,0	18,5
CaO	0,05	0,02	0,10	0,05	0,03	0,00	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01
Na_2O	0,04	0,01	0,07	0,03	0,03	0,01	0,00	0,02	0,02	0,03	0,02
K_2O	0,06	0,02	0,07	0,05	0,26	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,02
Cr_2O_3	0,03	0,02	0,00	0,01	0,03	0,06	0,01	0,00	0,04	0,02	0,01
Summe	86,79	87,37	88,26	87,04	87,92	88,39	87,77	87,36	87,21	87,72	87,54
X_{Fe}	0,39	0,40	0,38	0,40	0,40	0,39	0,39	0,39	0,39	0,40	0,39
Elementhäufigkeit normiert auf 28 Sauerstoffe											
Si	5,35	5,31	5,68	5,34	5,31	5,34	5,26	5,27	5,30	5,52	5,32
Ti	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	5,21	5,34	4,96	5,40	5,29	5,37	5,38	5,38	5,28	5,14	5,33
Fe	3,65	3,72	3,45	3,66	3,73	3,59	3,65	3,63	3,65	3,63	3,62
Mn	0,05	0,05	0,03	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,03
Mg	5,73	5,57	5,65	5,46	5,60	5,59	5,69	5,70	5,75	5,52	5,68
Ca	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Na	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,01	0,00	0,02	0,01	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Summe	20,05	20,01	19,85	19,96	20,07	19,96	20,04	20,03	20,05	19,91	20,01

GF = Goldener Falke

Anhang 9: Chemische Zusammensetzung des Chlorits aus verschiedenen Sulfidlinsen der Kupferberger Lagerstätte (4/8)

Messung	BM33E_Cl45	BM33E_Cl46	BM33E_Cl49	BM33E_Cl51	BM33E_Cl52	BM33E_Cl54	GF11_Cl2	GF11_Cl13	GF11_Cl16	GF11_Cl21
Erzlinse	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	GF	GF	GF	GF
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%										
SiO_2	25,8	25,6	25,4	26,0	25,8	25,7	25,58	25,85	25,56	25,94
TiO_2	0,02	0,07	0,08	0,07	0,06	0,03	0,08	0,04	0,05	0,08
Al_2O_3	22,3	21,6	21,5	21,4	21,4	21,8	22,09	21,26	21,71	22,04
FeO	20,5	20,9	20,6	20,3	20,5	20,6	21,43	20,71	21,65	21,13
MnO	0,20	0,21	0,31	0,25	0,31	0,28	0,41	0,41	0,34	0,34
MgO	18,2	18,1	18,6	19,0	18,6	18,4	18,24	18,14	17,47	18,69
CaO	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,11	0,00	0,00	0,03
Na_2O	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,02	0,12	0,02	0,01	0,02
K_2O	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,03	0,01
Cr_2O_3	0,00	0,02	0,03	0,02	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Summe	87,00	86,54	86,58	87,06	86,79	86,81	88,06	86,45	86,81	88,28
X_{Fe}	0,39	0,39	0,38	0,38	0,38	0,38	0,54	0,53	0,55	0,53
Elementhäufigkeit normiert auf 28 Sauerstoffe										
Si	5,33	5,33	5,30	5,38	5,36	5,33	5,27	5,40	5,34	5,31
Ti	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	5,43	5,32	5,28	5,21	5,25	5,33	5,36	5,23	5,35	5,31
Fe	3,54	3,65	3,60	3,52	3,57	3,57	3,69	3,62	3,78	3,62
Mn	0,03	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05	0,07	0,07	0,06	0,06
Mg	5,60	5,64	5,79	5,84	5,76	5,71	5,60	5,65	5,44	5,70
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01
Na	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01
K	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe	19,96	20,00	20,05	20,01	20,01	20,00	20,07	19,99	19,99	20,03

GF = Goldener Falke

Anhang 9: Chemische Zusammensetzung des Chlorits aus verschiedenen Sulfidlinsen der Kupferberger Lagerstätte (5/8)

Messung	GF11_Cl23	GF11_Cl30	GF11_Cl39	GF11_Cl45	GF11_Cl46	GF11_Cl47	GF11_Cl51	GF11_Cl54	GF11_Cl61	GF11_Cl66
Erzlinse	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%										
SiO_2	25,81	25,31	26,41	26,25	25,52	25,11	25,11	25,36	25,36	25,30
TiO_2	0,06	0,51	0,07	0,08	0,05	0,05	0,07	0,05	0,10	0,09
Al_2O_3	22,33	21,98	21,93	22,29	22,58	22,12	22,21	22,29	22,25	21,60
FeO	20,99	21,41	20,42	21,91	21,60	22,23	21,46	21,59	21,82	21,91
MnO	0,33	0,40	0,37	0,32	0,36	0,38	0,43	0,38	0,41	0,37
MgO	18,39	17,49	17,36	18,19	17,95	17,80	17,67	17,65	17,58	17,58
CaO	0,00	0,03	0,01	0,02	0,03	0,04	0,01	0,01	0,05	0,01
Na_2O	0,00	0,05	0,02	0,03	0,05	0,07	0,03	0,02	0,05	0,02
K_2O	0,05	0,13	0,79	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,04	0,02
Cr_2O_3	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
Summe	87,97	87,33	87,36	89,08	88,16	87,80	87,00	87,38	87,66	86,90
X_{Fe}	0,53	0,55	0,54	0,55	0,55	0,56	0,55	0,55	0,55	0,55
Elementhäufigkeit normiert auf 28 Sauerstoffe										
Si	5,30	5,26	5,46	5,33	5,24	5,21	5,24	5,26	5,25	5,30
Ti	0,01	0,08	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Al	5,40	5,38	5,34	5,34	5,47	5,41	5,46	5,45	5,43	5,33
Fe	3,60	3,72	3,53	3,72	3,71	3,86	3,74	3,75	3,78	3,83
Mn	0,06	0,07	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07
Mg	5,62	5,42	5,35	5,51	5,50	5,51	5,49	5,46	5,43	5,48
Ca	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Na	0,00	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01
K	0,01	0,03	0,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe	20,00	19,99	19,97	19,99	20,02	20,09	20,03	20,01	20,03	20,03

GF = Goldener Falke

Anhang 9: Chemische Zusammensetzung des Chlorits aus verschiedenen Sulfidlinsen der Kupferberger Lagerstätte (6/8)

Messung	GF11_Cl68	GF11_Cl70	GF07_Cl1	GF07_Cl15	GF07_Cl21	GF07_Cl24	GF07_Cl32	GF07_Cl35	GF07_Cl36	GF07_Cl38
Erzlinse	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%										
SiO_2	26,57	25,00	25,79	24,87	26,77	25,39	26,94	25,60	27,23	25,60
TiO_2	0,07	0,09	0,03	0,05	0,05	0,08	0,06	0,19	0,01	0,03
Al_2O_3	22,18	22,95	20,79	22,17	21,74	21,99	21,76	21,77	20,71	21,24
FeO	21,02	22,27	21,04	21,26	21,22	21,01	21,05	21,02	23,67	21,30
MnO	0,37	0,36	0,22	0,24	0,29	0,18	0,22	0,24	0,27	0,27
MgO	18,29	17,74	18,96	17,97	18,95	18,02	19,28	18,50	17,25	18,79
CaO	0,06	0,04	0,02	0,00	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03	0,02
Na_2O	0,09	0,06	0,01	0,03	0,06	0,03	0,04	0,00	0,02	0,03
K_2O	0,02	0,05	0,01	0,02	0,07	0,05	0,06	0,00	0,00	0,00
Cr_2O_3	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05
Summe	88,66	88,56	86,88	86,63	89,17	86,76	89,43	87,34	89,19	87,33
X_{Fe}	0,53	0,56	0,53	0,54	0,53	0,54	0,52	0,53	0,58	0,53
Elementhäufigkeit normiert auf 28 Sauerstoffe										
Si	5,40	5,14	5,37	5,20	5,41	5,29	5,42	5,30	5,57	5,31
Ti	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,00	0,01
Al	5,31	5,56	5,10	5,47	5,18	5,40	5,16	5,31	4,99	5,19
Fe	3,57	3,83	3,66	3,72	3,59	3,66	3,54	3,64	4,05	3,70
Mn	0,06	0,06	0,04	0,04	0,05	0,03	0,04	0,04	0,05	0,05
Mg	5,54	5,44	5,88	5,60	5,71	5,59	5,79	5,70	5,26	5,81
Ca	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Na	0,04	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,01
K	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Summe	19,95	20,09	20,08	20,06	20,01	20,01	20,00	20,02	19,94	20,09

GF = Goldener Falke

Anhang 9: Chemische Zusammensetzung des Chlorits aus verschiedenen Sulfidlinsen der Kupferberger Lagerstätte (7/8)

Messung	GF07_Cl41	GF07_Cl42	GF07_Cl43	GF07_Cl45	GF07_Cl46	GF07_Cl47	GF07_Cl48	GF07_Cl50	GF07_Cl52	GF07_Cl53
Erzlinse	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%										
SiO_2	27,98	26,12	26,97	26,70	26,95	26,24	26,77	25,27	25,69	26,05
TiO_2	0,01	0,03	0,06	0,05	0,08	0,06	0,09	0,05	0,01	0,05
Al_2O_3	20,21	20,94	22,00	21,95	21,72	21,59	22,02	21,56	22,05	22,19
FeO	20,42	20,94	20,65	21,13	21,31	20,91	20,93	21,25	21,04	21,21
MnO	0,29	0,24	0,27	0,26	0,26	0,23	0,25	0,26	0,27	0,24
MgO	20,34	18,64	19,70	19,46	18,50	18,48	18,69	17,79	18,44	18,68
CaO	0,01	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,03	0,08	0,00	0,02
Na_2O	0,01	0,03	0,02	0,00	0,03	0,02	0,03	0,06	0,01	0,02
K_2O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,03	0,28	0,00	0,02
Cr_2O_3	0,01	0,00	0,00	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02
Summe	89,29	86,97	89,71	89,61	88,88	87,58	88,85	86,58	87,54	88,52
X_{Fe}	0,50	0,53	0,51	0,52	0,54	0,53	0,53	0,54	0,53	0,53
Elementhäufigkeit normiert auf 28 Sauerstoffe										
Si	5,62	5,42	5,40	5,37	5,46	5,40	5,42	5,30	5,30	5,31
Ti	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Al	4,79	5,12	5,19	5,20	5,19	5,24	5,26	5,33	5,36	5,33
Fe	3,43	3,64	3,46	3,55	3,61	3,60	3,54	3,73	3,63	3,62
Mn	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04
Mg	6,09	5,77	5,88	5,83	5,59	5,67	5,64	5,56	5,67	5,68
Ca	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,00
Na	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,08	0,00	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe	19,99	20,02	20,00	20,02	19,94	19,98	19,95	20,08	20,02	20,02

GF = Goldener Falke

Anhang 9: Chemische Zusammensetzung des Chlorits aus verschiedenen Sulfidlinsen der Kupferberger Lagerstätte (8/8)

Messung	GF07_Cl54	GF07_Cl55	GF07_Cl57	GF07_Cl58	GF07_Cl59	GF07_Cl65	GF07_Cl68
Erzlinse	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%							
SiO_2	26,84	26,41	25,05	25,74	25,14	25,58	26,37
TiO_2	0,05	0,07	0,12	0,05	0,07	0,09	0,06
Al_2O_3	22,20	21,76	21,72	21,72	21,40	21,73	22,43
FeO	21,33	21,20	21,01	21,02	21,68	20,55	20,26
MnO	0,20	0,23	0,29	0,22	0,27	0,22	0,30
MgO	18,81	19,32	18,96	19,10	17,89	18,32	18,76
CaO	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04	0,00
Na_2O	0,04	0,03	0,00	0,03	0,01	0,03	0,00
K_2O	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,01
Cr_2O_3	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Summe	89,51	89,07	87,19	87,93	86,51	86,56	88,19
X_{Fe}	0,53	0,52	0,53	0,52	0,55	0,53	0,52
Elementhäufigkeit normiert auf 28 Sauerstoffe							
Si	5,40	5,35	5,20	5,29	5,28	5,33	5,36
Ti	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	5,26	5,20	5,32	5,26	5,30	5,33	5,38
Fe	3,59	3,59	3,65	3,61	3,81	3,58	3,45
Mn	0,03	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05
Mg	5,64	5,84	5,87	5,85	5,60	5,69	5,69
Ca	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Na	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe	19,97	20,05	20,12	20,08	20,06	20,00	19,94

GF = Goldener Falke

Anhang 10: Chemische Zusammensetzung des Chlorits aus den Wirtsformationen der Cu-Zn-Lagerstätte Kupferberg (1/7)

Messung	Ph-WS2-7	Ph-WS2-13	Ph-WS2-25	Ph-WS2-28	Ph-WS2-30	Ph-WS2-31	Ph-WS2-37	Ph-WS2-38	Ph-WS2-39	Ph-WS3-2	Ph-WS3-4
Herkunft	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%											
SiO_2	25,7	25,9	26,8	25,6	24,4	25,6	25,0	24,8	26,8	25,0	25,9
TiO_2	0,05	0,07	0,03	0,07	0,09	0,06	0,06	0,01	0,09	0,03	0,06
Al_2O_3	21,7	21,0	18,6	22,4	21,6	21,9	22,0	21,9	21,2	21,8	20,9
FeO	28,3	28,5	33,3	28,8	28,9	28,2	28,5	28,6	27,9	26,8	26,6
MnO	0,37	0,35	0,24	0,44	0,37	0,32	0,40	0,41	0,36	0,21	0,25
MgO	11,6	11,3	7,3	11,6	12,0	11,2	11,8	11,8	10,1	13,5	13,1
CaO	0,04	0,03	0,06	0,02	0,02	0,03	0,03	0,06	0,20	0,00	0,03
Na_2O	0,09	0,06	0,13	0,06	0,02	0,15	0,02	0,02	0,27	0,00	0,08
K_2O	0,04	0,05	0,08	0,09	0,00	0,19	0,03	0,02	0,16	0,01	0,08
Cr_2O_3	0,00	0,02	0,02	0,01	0,03	0,03	0,00	0,06	0,00	0,01	0,01
Summe	87,8	87,3	86,5	89,1	87,4	87,7	87,8	87,7	87,1	87,4	87,1
X_{Fe}	0,71	0,72	0,82	0,71	0,71	0,72	0,71	0,71	0,73	0,66	0,67
Elementhäufigkeit normiert auf 28 Sauerstoffe											
Si	5,49	5,56	5,97	5,39	5,28	5,48	5,35	5,32	5,75	5,33	5,53
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Al	5,45	5,33	4,88	5,56	5,51	5,51	5,55	5,55	5,36	5,48	5,26
Fe	5,06	5,13	6,21	5,09	5,21	5,05	5,11	5,14	5,00	4,77	4,76
Mn	0,07	0,06	0,04	0,08	0,07	0,06	0,07	0,07	0,06	0,04	0,04
Mg	3,68	3,64	2,42	3,66	3,85	3,58	3,76	3,77	3,23	4,30	4,18
Ca	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,05	0,00	0,01
Na	0,04	0,03	0,05	0,02	0,01	0,06	0,01	0,01	0,11	0,00	0,03
K	0,01	0,01	0,02	0,02	0,00	0,05	0,01	0,00	0,04	0,00	0,02
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Summe	19,80	19,78	19,62	19,84	19,96	19,81	19,87	19,90	19,63	19,93	19,85

PPF = Prasinit-Phyllit Formation

RF = Randschiefer Formation

Anhang 10: Chemische Zusammensetzung des Chlorits aus den Wirtsformationen der Cu-Zn-Lagerstätte Kupferberg (2/7)

Messung	Ph-WS3-8	Ph-WS3-13	Ph-WS3-14	Ph-WS3-15	Ph-WS3-16	Ph-WS3-18	Ph-WS3-19	Ph-WS3-21	Ph-WS3-23	Ph-WS3-25	Ph-WS3-26
Herkunft	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%											
SiO_2	26,3	25,7	25,8	25,8	26,8	25,1	25,3	26,3	25,1	27,2	26,1
TiO_2	0,10	0,11	0,08	0,04	0,06	0,10	0,38	0,06	0,08	0,11	0,27
Al_2O_3	21,3	21,4	21,6	22,4	21,1	21,7	21,5	22,2	21,5	20,8	21,1
FeO	26,4	26,7	25,9	26,6	26,3	26,3	27,3	25,3	26,2	26,6	27,0
MnO	0,18	0,23	0,29	0,22	0,20	0,27	0,24	0,18	0,27	0,17	0,21
MgO	13,4	13,5	13,4	14,1	13,7	13,9	13,2	12,4	13,5	12,5	13,4
CaO	0,03	0,03	0,03	0,01	0,03	0,01	0,03	0,04	0,01	0,04	0,11
Na_2O	0,09	0,10	0,03	0,03	0,08	0,02	0,04	0,05	0,03	0,11	0,01
K_2O	0,25	0,17	0,03	0,01	0,02	0,01	0,13	0,03	0,00	0,49	0,04
Cr_2O_3	0,03	0,01	0,02	0,05	0,06	0,00	0,07	0,04	0,03	0,06	0,02
Summe	88,1	87,8	87,3	89,3	88,4	87,5	88,2	86,6	86,7	88,1	88,2
X_{Fe}	0,66	0,66	0,66	0,65	0,66	0,65	0,67	0,67	0,66	0,68	0,67
Elementhäufigkeit normiert auf 28 Sauerstoffe											
Si	5,53	5,44	5,48	5,35	5,61	5,34	5,36	5,58	5,38	5,74	5,50
Ti	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,06	0,01	0,01	0,02	0,04
Al	5,29	5,34	5,41	5,48	5,20	5,43	5,38	5,56	5,42	5,17	5,24
Fe	4,65	4,73	4,60	4,62	4,60	4,67	4,84	4,50	4,70	4,69	4,76
Mn	0,03	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,04	0,03	0,05	0,03	0,04
Mg	4,22	4,26	4,25	4,38	4,28	4,41	4,16	3,91	4,31	3,91	4,23
Ca	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02
Na	0,04	0,04	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	0,02	0,01	0,05	0,00
K	0,07	0,04	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04	0,01	0,00	0,13	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Summe	19,85	19,92	19,82	19,90	19,79	19,93	19,91	19,64	19,90	19,75	19,84

PPF = Prasinit-Phyllit Formation

RF = Randschiefer Formation

Anhang 10: Chemische Zusammensetzung des Chlorits aus den Wirtsformationen der Cu-Zn-Lagerstätte Kupferberg (3/7)

Messung	Ph-WS3-27	Ph-WS3-28	Ph-WS3-29	Ph-WS3-30	Ph-WS3-35	Ph-WS3-36	Ph-WS3-37	Ph-WS3-38	Ph-WS3-39	Ph-WS3-40	Ph-WS3-41
Herkunft	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%											
SiO_2	26,0	25,7	25,9	25,5	25,2	25,3	25,2	25,6	25,3	26,5	25,4
TiO_2	0,06	0,08	0,12	0,08	0,02	0,06	0,10	0,08	0,09	0,06	0,03
Al_2O_3	21,8	22,2	21,9	21,5	21,4	21,9	21,7	21,8	21,3	20,9	21,6
FeO	26,5	26,5	26,9	27,0	27,2	27,2	26,5	26,7	26,6	27,2	26,9
MnO	0,26	0,24	0,23	0,29	0,28	0,27	0,19	0,18	0,17	0,19	0,25
MgO	13,9	13,8	13,2	13,3	13,4	13,6	13,5	13,4	13,2	14,0	13,5
CaO	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,01	0,01
Na_2O	0,05	0,06	0,06	0,05	0,07	0,04	0,06	0,33	0,05	0,04	0,03
K_2O	0,03	0,22	0,08	0,09	0,02	0,04	0,09	0,04	0,02	0,06	0,04
Cr_2O_3	0,04	0,00	0,02	0,01	0,04	0,02	0,00	0,02	0,04	0,00	0,04
Summe	88,7	88,8	88,5	87,9	87,7	88,4	87,3	88,2	86,7	89,0	87,9
X_{Fe}	0,66	0,66	0,67	0,67	0,67	0,67	0,66	0,67	0,67	0,66	0,67
Elementhäufigkeit normiert auf 28 Sauerstoffe											
Si	5,44	5,38	5,43	5,42	5,37	5,34	5,36	5,40	5,43	5,54	5,38
Ti	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	5,38	5,46	5,43	5,38	5,37	5,44	5,45	5,42	5,38	5,14	5,41
Fe	4,63	4,64	4,73	4,79	4,86	4,80	4,72	4,70	4,77	4,76	4,77
Mn	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,05	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05
Mg	4,33	4,30	4,14	4,20	4,25	4,27	4,28	4,22	4,21	4,37	4,27
Ca	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
Na	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,13	0,02	0,02	0,01
K	0,01	0,06	0,02	0,03	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Summe	19,87	19,91	19,85	19,90	19,95	19,94	19,92	19,94	19,87	19,89	19,91

PPF = Prasinit-Phyllit Formation

RF = Randschiefer Formation

Anhang 10: Chemische Zusammensetzung des Chlorits aus den Wirtsformationen der Cu-Zn-Lagerstätte Kupferberg (4/7)

Messung	Ph_WS1_2	Ph_WS1_7	Ph_WS1_12	Ph_WS1_15	Ph_WS1_17	Ph_WS1_19	Ph_WS1_21	Ph_WS1_23	Ph_WS1_26	Ph_WS1_29	Ph_WS1_33
Herkunft	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%											
SiO_2	25,6	25,2	25,1	25,8	25,9	25,1	24,9	25,0	26,7	25,0	25,2
TiO_2	0,10	0,07	0,09	0,11	0,09	0,07	0,09	0,05	0,05	0,06	0,09
Al_2O_3	22,4	21,9	21,9	22,5	22,2	22,5	22,2	21,9	20,7	21,7	20,9
FeO	27,2	25,9	26,7	26,6	26,8	26,1	26,5	26,8	27,6	26,4	27,1
MnO	0,31	0,23	0,28	0,31	0,25	0,36	0,31	0,33	0,22	0,33	0,28
MgO	14,0	13,8	13,4	14,1	13,4	13,5	14,0	13,4	13,5	13,5	13,4
CaO	0,00	0,01	0,00	0,02	0,03	0,01	0,03	0,02	0,05	0,02	0,06
Na_2O	0,00	0,01	0,01	0,00	0,06	0,01	0,02	0,12	0,06	0,02	0,04
K_2O	0,02	0,02	0,00	0,04	0,06	0,16	0,03	0,04	0,08	0,02	0,02
Cr_2O_3	0,02	0,00	0,00	0,00	0,04	0,08	0,01	0,06	0,04	0,03	0,03
Summe	89,7	87,2	87,5	89,6	88,9	87,9	88,2	87,7	89,0	87,0	87,0
X_{Fe}	0,66	0,65	0,67	0,65	0,67	0,66	0,65	0,67	0,67	0,66	0,67
Elementhäufigkeit normiert auf 28 Sauerstoffe											
Si	5,32	5,36	5,34	5,34	5,42	5,31	5,26	5,32	5,59	5,34	5,41
Ti	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	5,48	5,48	5,50	5,49	5,47	5,59	5,53	5,48	5,10	5,46	5,28
Fe	4,71	4,61	4,74	4,61	4,69	4,62	4,68	4,76	4,84	4,72	4,86
Mn	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,07	0,05	0,06	0,04	0,06	0,05
Mg	4,33	4,38	4,25	4,36	4,17	4,25	4,40	4,26	4,22	4,32	4,28
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,05	0,02	0,01	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,04	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01
Summe	19,92	19,89	19,90	19,90	19,85	19,90	19,97	19,96	19,87	19,92	19,94

PPF = Prasinit-Phyllit Formation

RF = Randschiefer Formation

Anhang 10: Chemische Zusammensetzung des Chlorits aus den Wirtsformationen der Cu-Zn-Lagerstätte Kupferberg (5/7)

Messung	Ph_WS1_34	Ph_WS1_38	Ph_WS1_39	Ph_WS1_43	Ph_WS1_47	Ph_WS1_49	Ph_WS1_50	GF2_Chl1	GF2_Chl3	GF2_Chl11	GF2_Chl17
Herkunft	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF	PPF
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%											
SiO_2	25,9	27,9	23,9	25,6	25,3	25,4	26,0	30,9	27,4	27,0	27,2
TiO_2	0,07	0,09	0,15	0,11	0,42	0,05	0,03	0,071	0,084	0,045	0,078
Al_2O_3	22,1	20,7	21,0	22,0	21,6	21,5	22,3	20,6	21,0	21,2	21,3
FeO	27,3	26,9	31,1	26,9	26,8	26,4	26,7	14,8	16,2	16,5	16,1
MnO	0,34	0,19	0,20	0,26	0,28	0,30	0,30	0,144	0,198	0,172	0,146
MgO	13,5	12,6	12,4	13,4	13,4	13,1	14,0	20,6	22,0	21,8	21,5
CaO	0,03	0,05	0,10	0,03	0,00	0,01	0,01	0,337	0,034	0,053	0,034
Na_2O	0,05	0,09	0,14	0,11	0,03	0,01	0,11	0,337	0,032	0,033	0,009
K_2O	0,06	0,06	0,06	0,07	0,13	0,04	0,01	1,621	0,014	0,002	0,01
Cr_2O_3	0,04	0,00	0,04	0,02	0,01	0,06	0,00	0,114	0,116	0,047	0,098
Summe	89,3	88,5	89,1	88,6	88,1	86,8	89,4	89,6	87,2	86,9	86,5
X_{Fe}	0,67	0,68	0,71	0,67	0,67	0,67	0,66	0,42	0,42	0,43	0,43
Elementhäufigkeit normiert auf 28 Sauerstoffe											
Si	5,39	5,83	5,14	5,38	5,37	5,44	5,40	6,03	5,53	5,48	5,51
Ti	0,01	0,01	0,02	0,02	0,07	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	5,44	5,09	5,33	5,46	5,39	5,42	5,45	4,74	5,00	5,07	5,09
Fe	4,75	4,69	5,59	4,73	4,75	4,73	4,63	2,42	2,73	2,79	2,74
Mn	0,06	0,03	0,04	0,05	0,05	0,06	0,05	0,02	0,03	0,03	0,03
Mg	4,19	3,91	3,98	4,20	4,22	4,18	4,31	6,00	6,62	6,58	6,51
Ca	0,01	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,07	0,01	0,01	0,01
Na	0,02	0,04	0,06	0,04	0,01	0,00	0,04	0,13	0,01	0,01	0,00
K	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,00	0,40	0,00	0,00	0,00
Cr	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02
Summe	19,89	19,64	20,20	19,90	19,89	19,85	19,90	19,84	19,96	19,98	19,92

PPF = Prasinit-Phyllit Formation

RF = Randschiefer Formation

Anhang 10: Chemische Zusammensetzung des Chlorits aus den Wirtsformationen der Cu-Zn-Lagerstätte Kupferberg (6/7)

Messung	GF2_Chl19	KBB28_CHl2	KBB28_CHl3	KBB28_CHl4	KBB28_CHl7	KBB28_CHl8	KBB28_CHl13	KBB28_CHl15
Herkunft	PPF	RF	RF	RF	RF	RF	RF	RF
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%								
SiO_2	26,9	25,8	27,0	26,6	25,8	25,8	26,3	25,5
TiO_2	0,038	0,011	0,063	0,031	0,025	0,027	0,036	0,054
Al_2O_3	21,1	19,3	19,7	18,8	19,1	19,2	19,1	19,1
FeO	16,5	32,0	31,8	32,0	32,1	31,3	31,5	32,2
MnO	0,206	0,514	0,588	0,54	0,497	0,464	0,565	0,661
MgO	21,7	9,6	9,7	9,6	9,7	9,5	10,2	9,7
CaO	0,025	0,041	0,061	0,026	0,025	0,059	0,051	0,043
Na_2O	0,021	0,067	0,112	0,065	0,043	0,099	0,064	0,082
K_2O	0,011	0,077	0,121	0,045	0,103	0,093	0,112	0,06
Cr_2O_3	0,082	0	0,012	0,032	0,056	0,012	0	0,003
Summe	86,5	87,5	89,1	87,6	87,5	86,6	87,8	87,4
X_{Fe}	0,43	0,77	0,77	0,77	0,77	0,77	0,76	0,77
Elementhäufigkeit normiert auf 28 Sauerstoffe								
Si	5,47	5,67	5,79	5,81	5,68	5,71	5,72	5,62
Ti	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
Al	5,06	4,99	4,96	4,85	4,94	5,00	4,90	4,98
Fe	2,80	5,88	5,69	5,85	5,91	5,80	5,74	5,94
Mn	0,04	0,10	0,11	0,10	0,09	0,09	0,10	0,12
Mg	6,59	3,15	3,11	3,11	3,18	3,13	3,31	3,18
Ca	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Na	0,01	0,03	0,05	0,03	0,02	0,04	0,03	0,04
K	0,00	0,02	0,03	0,01	0,03	0,03	0,03	0,02
Cr	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Summe	19,99	19,86	19,76	19,78	19,86	19,82	19,85	19,91

PPF = Prasinit-Phyllit Formation

RF = Randschiefer Formation

Anhang 10: Chemische Zusammensetzung des Chlorits aus den Wirtsformationen der Cu-Zn-Lagerstätte Kupferberg (7/7)

Messung	KBB28_Chl16	KBB28_Chl20	KBB28_Chl22	KBB28_Chl26	KBB28_Chl27
Herkunft	RF	RF	RF	RF	RF
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%					
SiO_2	25,7	26,1	25,0	27,6	25,7
TiO_2	0,032	0,005	0,013	0,038	0,022
Al_2O_3	19,3	19,5	19,2	19,7	19,1
FeO	31,3	30,4	32,3	29,6	32,2
MnO	0,574	0,557	0,534	0,44	0,495
MgO	9,7	10,4	9,4	9,1	9,3
CaO	0,071	0,052	0,047	0,106	0,034
Na_2O	0,074	0,077	0,016	0,185	0,048
K_2O	0,096	0,047	0,007	0,344	0,049
Cr_2O_3	0	0,013	0,05	0	0,021
Summe	86,8	87,2	86,5	87,1	86,9
X_{Fe}	0,76	0,75	0,77	0,77	0,78
Elementhäufigkeit normiert auf 28 Sauerstoffe					
Si	5,68	5,69	5,58	5,97	5,69
Ti	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Al	5,01	5,03	5,04	5,03	4,99
Fe	5,78	5,55	6,02	5,37	5,96
Mn	0,11	0,10	0,10	0,08	0,09
Mg	3,18	3,38	3,14	2,94	3,05
Ca	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
Na	0,03	0,03	0,01	0,08	0,02
K	0,03	0,01	0,00	0,10	0,01
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Summe	19,84	19,82	19,90	19,59	19,83

PPF = Prasinit-Phyllit Formation

RF = Randschiefer Formation

Anhang 11: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen der verschiedenen Pyrit-Typen aus der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (1/18)

Nummer	16	17	28	29	39	40	41	43	80	81	82	83
Erzlinse	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits
Pyrit-Typ	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%												
Fe	47,18	47,86	46,80	47,77	46,76	47,37	47,29	47,26	47,47	47,28	47,42	47,06
S	52,64	52,42	52,10	52,34	51,43	51,24	51,69	51,92	51,96	51,93	51,98	51,84
Gesamtsumme	99,82	100,28	98,90	100,11	98,19	98,60	98,97	99,18	99,43	99,21	99,40	98,89
Spurenelementkonzentrationen in ppm												
Co	13	5	<nwg	<nwg	43	<nwg	14	15	<nwg	<nwg	4	17
Ni	<nwg	<nwg	21	17	10	12	<nwg	<nwg	9	<nwg	4	3
As	23	45	52	14	41	27	17	14	21	21	41	18
Pb	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg

Anhang 11: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen der verschiedenen Pyrit-Typen aus der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (2/18)

Nummer	85	86	177	178	179	180	181	206	207	209	210	211
Erzlinse	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits
Pyrit-Typ	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%												
Fe	47,13	46,78	47,49	46,99	47,08	47,28	47,37	46,86	47,22	47,20	45,01	47,15
S	51,00	52,06	52,45	51,94	51,87	51,67	52,00	51,60	51,72	52,05	51,85	52,24
Gesamtsumme	98,13	98,84	99,93	98,93	98,94	98,96	99,37	98,46	98,94	99,25	96,86	99,39
Spurenelementkonzentrationen in ppm												
Co	11	<nwg	45	5	<nwg	<nwg	6	113	55	31	41	56
Ni	9	12	12	7	<nwg	<nwg	14	6	<nwg	5	12	<nwg
As	36	9	18	18	18	10	10	25	21	11	24	16
Pb	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 11: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen der verschiedenen Pyrit-Typen aus der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (3/18)

Nummer	212	213	214	264	265	266	267	268	269	270	271	272
Erzlinse	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits
Pyrit-Typ	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%												
Fe	47,13	46,27	46,73	47,33	47,45	46,79	47,53	47,71	46,57	46,61	46,64	47,04
S	52,15	51,54	52,22	52,29	52,46	52,15	51,78	51,50	52,38	51,98	52,16	52,19
Gesamtsumme	99,28	97,81	98,95	99,62	99,92	98,94	99,31	99,21	98,95	98,59	98,80	99,23
Spurenelementkonzentrationen in ppm												
Co	59	63	70	49	6	7	69	25	30	20	10	<nwg
Ni	<nwg	34	9	21	<nwg	14	20	<nwg	11	37	3	18
As	13	33	30	28	12	275	32	23	16	28	25	15
Pb	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg

Anhang 11: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen der verschiedenen Pyrit-Typen aus der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (4/18)

Nummer	273	274	275	276	277	278	279	332	333	334	335	336
Erzlinse	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits
Pyrit-Typ	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%												
Fe	47,09	47,26	46,84	46,93	47,21	47,41	47,34	47,06	47,15	47,67	47,48	46,66
S	52,47	51,99	51,50	51,79	52,10	52,14	51,89	52,40	52,42	52,47	52,72	52,21
Gesamtsumme	99,57	99,24	98,34	98,73	99,31	99,54	99,23	99,47	99,57	100,14	100,19	98,87
Spurenelementkonzentrationen in ppm												
Co	32	34	23	43	42	6	20	<nwg	<nwg	18	20	2
Ni	<nwg	<nwg	10	22	9	<nwg	3	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	13
As	27	16	22	26	33	18	31	67	138	76	74	143
Pb	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 11: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen der verschiedenen Pyrit-Typen aus der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (5/18)

Nummer	338	339	340	341	342	343	344	345	346	347	348	349
Erzlinse	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits
Pyrit-Typ	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd	K1rd
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%												
Fe	47,55	47,44	47,88	47,29	47,49	46,59	47,49	47,07	47,50	47,39	47,36	47,27
S	52,50	52,38	52,59	52,75	52,16	52,27	52,68	52,55	52,86	52,95	52,60	52,69
Gesamtsumme	100,05	99,82	100,46	100,04	99,65	98,86	100,17	99,62	100,35	100,34	99,96	99,97
Spurenelementkonzentrationen in ppm												
Co	13	10	<nwg	<nwg	78	8	18	<nwg	8	7	<nwg	5
Ni	<nwg	<nwg	<nwg	5	<nwg	2	4	5	9	<nwg	5	<nwg
As	31	19	22	32	283	87	109	140	55	297	148	138
Pb	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg

Anhang 11: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen der verschiedenen Pyrit-Typen aus der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (6/18)

Nummer	15	18	215	216	217	218	219	220	221	222	350	351
Erzlinse	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits
Pyrit-Typ	K1id	K1id	K1id	K1id	K1id	K1id	K1id	K1id	K1id	K1id	K1rd	K1rd
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%												
Fe	46,983	47,395	47,086	47,092	47,112	47,307	47,032	47,485	46,892	46,992	47,62	47,63
S	52,239	52,162	51,934	51,887	52,237	52,168	52,039	52,152	51,624	51,719	52,74	52,30
Gesamtsumme	99,222	99,557	99,02	98,979	99,349	99,475	99,071	99,637	98,516	98,711	100,37	99,93
Spurenelementkonzentrationen in ppm												
Co	12	3	45	57	78	71	43	11	180	52	80	2
Ni	<nwg	8	<nwg	9	<nwg	9	20	37	18	19	12	8
As	12	126	14	26	27	16	13	11	31	22	55	393
Pb	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 11: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen der verschiedenen Pyrit-Typen aus der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (7/18)

Nummer	55	56	57	59	60	62	63	312	313	314	315	316
Erzlinse	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits
Pyrit-Typ	K1kf	K1kf	K1kf	K1kf	K1kf	K1kf	K1kf	K1kf	K1kf	K1kf	K1kf	K1kf
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%												
Fe	46,90	47,13	47,74	47,43	47,69	47,27	47,23	47,61	47,29	47,28	47,15	47,15
S	51,64	51,89	52,14	52,34	52,48	51,84	52,13	53,15	52,86	52,24	52,31	52,36
Gesamtsumme	98,54	99,02	99,88	99,78	100,16	99,11	99,36	100,76	100,15	99,52	99,46	99,51
Spurenelementkonzentrationen in ppm												
Co	2	<nwg	11	<nwg	<nwg	16	3	<nwg	271	185	11	6
Ni	14	7	1	<nwg	<nwg	13	<nwg	<nwg	3	<nwg	10	<nwg
As	26	27	19	15	26	34	44	9	13	26	234	7
Pb	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg

Anhang 11: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen der verschiedenen Pyrit-Typen aus der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (8/18)

Nummer	317	319	320	321	322	323	324	325	326	327	328	329
Erzlinse	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits
Pyrit-Typ	K1kf	K1kf	K1kf	K1kf	K1kf	K1kf	K1kf	K1kf	K1kf	K1kf	K1kf	K1kf
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%												
Fe	47,01	47,20	46,94	47,62	47,25	47,59	47,51	46,64	46,90	47,58	47,27	47,07
S	52,68	52,65	52,56	52,49	52,56	52,58	52,49	52,14	52,23	52,74	52,59	52,40
Gesamtsumme	99,69	99,85	99,50	100,11	99,82	100,17	100,00	98,78	99,14	100,32	99,86	99,47
Spurenelementkonzentrationen in ppm												
Co	8	21	<nwg	9	<nwg	<nwg	<nwg	355	79	<nwg	71	134
Ni	15	1	<nwg	<nwg	<nwg	3	<nwg	<nwg	10	<nwg	8	9
As	23	15	26	26	132	1	20	14	28	15	4	19
Pb	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 11: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen der verschiedenen Pyrit-Typen aus der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (9/18)

Nummer	330	331	64	65	66	68	69	70	71	73	74	75
Erzlinse	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits
Pyrit-Typ	K1kf	K1kf	K2re	K2re	K2re	K2re	K2re	K2re	K2re	K2re	K2re	K2re
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%												
Fe	47,34	47,41	45,82	47,70	47,31	46,89	47,81	47,18	47,31	47,02	46,57	47,07
S	51,89	52,44	51,56	52,10	51,62	51,83	51,53	51,82	51,86	52,05	51,96	52,26
Gesamtsumme	99,23	99,85	97,39	99,80	98,93	98,72	99,34	99,00	99,17	99,07	98,54	99,33
Spurenelementkonzentrationen in ppm												
Co	4	9	5	17	5	<nwg	<nwg	27	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Ni	<nwg	7	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	24	<nwg	19	<nwg	<nwg
As	27	18	344	28	21	46	137	20	14	31	19	35
Pb	<nwg	<nwg	358	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg

Anhang 11: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen der verschiedenen Pyrit-Typen aus der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (10/18)

Nummer	76	77	78	79	173	174	175	176	197	198	199	200
Erzlinse	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits
Pyrit-Typ	K2re	K2re	K2re	K2re	K2re	K2re	K2re	K2re	K2re	K2re	K2re	K2re
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%												
Fe	47,36	47,38	47,43	47,01	47,26	47,46	47,51	47,31	47,00	46,64	47,00	47,23
S	52,13	51,90	51,98	51,65	51,84	51,69	51,66	51,93	52,16	52,11	52,03	51,85
Gesamtsumme	99,49	99,28	99,41	98,67	99,10	99,14	99,17	99,24	99,16	98,75	99,03	99,08
Spurenelementkonzentrationen in ppm												
Co	123	19	<nwg	6	19	<nwg	11	<nwg	27	<nwg	40	3
Ni	20	10	5	6	<nwg	<nwg	2	<nwg	12	17	16	7
As	41	23	20	18	60	57	20	16	25	11	23	35
Pb	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 11: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen der verschiedenen Pyrit-Typen aus der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (11/18)

Nummer	201	202	203	204	205	229	230	231	232	233	234	235
Erzlinse	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits
Pyrit-Typ	K2re	K2re	K2re	K2re	K2re	K2re	K2re	K2re	K2re	K2re	K2re	K2re
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%												
Fe	47,30	47,25	47,05	47,81	47,03	47,05	47,58	47,40	47,50	47,11	47,08	46,80
S	52,65	52,36	52,08	51,76	52,01	52,12	52,22	52,04	52,12	52,22	52,36	51,99
Gesamtsumme	99,95	99,61	99,13	99,57	99,03	99,17	99,80	99,44	99,62	99,32	99,44	98,79
Spurenelementkonzentrationen in ppm												
Co	19	43	37	17	69	17	7	10	29	37	<nwg	<nwg
Ni	12	2	9	6	<nwg	<nwg	<nwg	32	9	5	<nwg	3
As	17	19	27	23	18	23	19	24	26	52	23	35
Pb	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg

Anhang 11: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen der verschiedenen Pyrit-Typen aus der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (12/18)

Nummer	236	237	238	239	240	158	159	160	161	162	163	167
Erzlinse	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits
Pyrit-Typ	K2re	K2re	K2re	K2re	K2re	K2cu	K2cu	K2cu	K2cu	K2cu	K2cu	K2cu
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%												
Fe	47,08	47,07	46,87	47,23	47,40	47,74	47,27	47,47	47,95	47,64	47,56	47,21
S	52,27	52,17	52,27	52,03	51,85	51,51	51,41	51,78	51,78	51,66	51,94	52,25
Gesamtsumme	99,34	99,24	99,14	99,26	99,24	99,25	98,68	99,24	99,73	99,30	99,51	99,45
Spurenelementkonzentrationen in ppm												
Co	<nwg	58	15	<nwg	25	<nwg	5	12	23	8	<nwg	12
Ni	8	12	9	<nwg	13	<nwg	2	11	<nwg	10	<nwg	<nwg
As	18	24	22	22	25	17	16	23	27	33	40	31
Pb	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 11: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen der verschiedenen Pyrit-Typen aus der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (13/18)

Nummer	168	169	170	171	172	352	353	354	355	356	357	358
Erzlinse	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits
Pyrit-Typ	K2cu	K2cu	K2cu	K2cu	K2cu	K2cu	K2cu	K2cu	K2cu	K2cu	K2cu	K2cu
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%												
Fe	47,17	47,05	47,03	47,03	47,32	47,32	46,86	47,36	47,11	47,30	47,70	47,74
S	51,80	51,94	51,92	51,90	52,14	52,57	52,26	52,37	52,52	52,65	52,57	52,36
Gesamtsumme	98,97	98,99	98,95	98,93	99,46	99,89	99,12	99,73	99,62	99,95	100,27	100,10
Spurenelementkonzentrationen in ppm												
Co	<nwg	72	11	<nwg	10	6	57	20	50	<nwg	8	12
Ni	13	<nwg	2	<nwg	<nwg	<nwg	6	<nwg	<nwg	7	<nwg	10
As	113	8	10	10	24	13	31	20	27	28	24	21
Pb	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg

Anhang 11: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen der verschiedenen Pyrit-Typen aus der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (14/18)

Nummer	359	360	361	362	363	364	365	366	30	32	34	35
Erzlinse	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	GF	GF	GF	GF
Pyrit-Typ	K2cu	K2cu	K2cu	K2cu	K2cu	K2cu	K2cu	K2cu	N1k	N1k	N1k	N1k
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%												
Fe	47,10	47,16	47,57	47,38	47,42	47,05	47,28	46,94	47,31	46,88	46,92	47,35
S	52,49	52,81	52,65	52,79	52,77	50,93	52,84	52,43	51,92	52,27	52,23	52,28
Gesamtsumme	99,58	99,98	100,22	100,17	100,19	97,97	100,12	99,37	99,23	99,15	99,15	99,63
Spurenelementkonzentrationen in ppm												
Co	<nwg	<nwg	7	<nwg	<nwg	31	18	2	12	7	42	13
Ni	<nwg	13	7	13	2	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
As	24	24	33	21	22	26	4	12	20	34	6	46
Pb	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg

GF = Goldener Falke

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 11: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen der verschiedenen Pyrit-Typen aus der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (15/18)

Nummer	87	88	91	92	95	96	99	100	101	105	106	107
Erzlinse	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF
Pyrit-Typ	N1k	N1k	N1k	N1k	N1k	N1k	N1k	N1k	N1k	N1k	N1k	N1k
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%												
Fe	46,49	47,59	47,81	46,89	47,88	46,91	47,26	47,06	46,89	47,20	47,31	46,99
S	51,93	51,86	52,22	52,08	52,05	51,90	52,11	52,32	52,23	52,12	51,70	52,17
Gesamtsumme	98,43	99,45	100,03	98,96	99,93	98,81	99,38	99,38	99,12	99,33	99,00	99,16
Spurenelementkonzentrationen in ppm												
Co	63	30	2	2	<nwg	<nwg	18	68	<nwg	13	11	40
Ni	9	10	14	<nwg	<nwg	<nwg	7	9	<nwg	1	<nwg	<nwg
As	27	14	31	47	32	21	12	10	6	26	17	18
Pb	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg

Anhang 11: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen der verschiedenen Pyrit-Typen aus der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (16/18)

Nummer	114	115	119	121	125	126	127	31	33	36	37	89
Erzlinse	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF
Pyrit-Typ	N1k	N1k	N1k	N1k	N1k	N1k	N1k	N1r	N1r	N1r	N1r	N1r
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%												
Fe	47,41	47,13	46,46	47,31	47,32	47,52	47,36	47,017	47,152	47,021	46,963	47,068
S	52,48	52,44	51,97	51,76	51,30	51,92	51,87	51,955	52,333	52,005	52,176	51,814
Gesamtsumme	99,89	99,57	98,43	99,06	98,62	99,43	99,23					
Spurenelementkonzentrationen in ppm												
Co	13	39	337	28	5	<nwg	<nwg	<nwg	41	27	<nwg	28
Ni	2	<nwg	11	13	28	20	<nwg	<nwg	<nwg	19	<nwg	<nwg
As	24	19	32	32	13	16	21	20	25	12	21	24
Pb	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg

GF = Goldener Falke

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 11: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen der verschiedenen Pyrit-Typen aus der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (17/18)

Nummer	90	93	94	97	98	102	103	104	108	109	110	116
Erzlinse	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF
Pyrit-Typ	N1r	N1r	N1r	N1r	N1r	N1r	N1r	N1r	N1r	N1r	N1r	N1r
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%												
Fe	46,71	46,94	46,94	47,42	47,23	47,07	46,82	47,71	47,29	47,31	46,79	47,19
S	52,04	51,83	52,37	51,91	52,11	52,21	52,18	52,23	52,04	51,98	52,08	52,27
Gesamtsumme	98,75	98,76	99,31	99,33	99,34	99,28	99,01	99,93	99,33	99,29	98,87	99,46
Spurenelementkonzentrationen in ppm												
Co	<nwg	17	16	5	34	10	<nwg	<nwg	6	41	28	45
Ni	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	3	11	<nwg	7	<nwg	<nwg
As	38	36	15	11	24	26	19	10	16	13	22	28
Pb	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg

Anhang 11: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen der verschiedenen Pyrit-Typen aus der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (18/18)

Nummer	117	120	122	128	129	130	131
Erzlinse	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF
Pyrit-Typ	N1r	N1r	N1r	N1r	N1r	N1r	N1r
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%							
Fe	47,07	47,18	46,88	47,58	47,67	47,97	47,45
S	52,29	52,20	51,71	51,92	52,06	52,21	51,94
Gesamtsumme	99,35	99,38	98,59	99,51	99,73	100,18	99,39
Spurenelementkonzentrationen in ppm							
Co	21	32	18	12	25	8	26
Ni	3	14	<nwg	<nwg	<nwg	1	<nwg
As	11	25	32	11	24	22	2
Pb	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg

GF = Goldener Falke

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 12: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen des Chalkopyrits in der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (Teil 1/3)

Messung	Ku5b_cpy1	Ku5b_cpy2	Ku5b_cpy4	Ku5b_cpy5	Ku5b_cpy7	Ku5b_cpy9	Ku5b_cpy10	Ku5b_cpy11	Ku5b_cpy12	Ku5b_cpy13
Erzlinse	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits
Cu	33,13	33,057	33,083	33,571	33,646	33,716	33,777	33,705	33,697	33,131
Fe	30,242	30,617	30,379	30,405	30,24	30,404	30,609	30,527	29,837	29,979
S	33,762	33,942	33,966	33,722	33,799	34,326	34,14	34,327	34,11	34,078
Gesamtsumme	97,134	97,616	97,428	97,698	97,685	98,446	98,526	98,559	97,644	97,188

Anhang 12: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen des Chalkopyrits in der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (Teil 2/3)

Messung	Ku5b_cpy14	Ku5b_cpy15	Ku5b_cpy16	Ku5b_cpy17	Ku5b_cpy18	Ku5b_cpy19	Ku5b_cpy20	BM33_cpy_1	BM33_cpy_3	BM33_cpy_4
Erzlinse	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits
Cu	33,362	33,301	33,652	33,765	33,684	33,315	33,572	33,533	33,656	33,543
Fe	30,355	30,571	30,664	30,922	30,57	30,581	30,615	30,523	30,077	30,941
S	33,749	33,94	34,053	33,922	33,722	33,794	33,61	33,765	33,581	33,882
Gesamtsumme	97,466	97,812	98,369	98,609	97,976	97,69	97,797	97,821	97,314	98,366

Anhang 12: Elektronenstrahlmikrosondenanalysen des Chalkopyrits in der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (Teil 3/3)

Messung	BM33_cpy_6	9981A2cpy2	9981A2cpy3
Erzlinse	St. Veits	St. Veits	St. Veits
Cu	33,215	33,508	33,901
Fe	29,779	30,586	30,719
S	33,879	33,861	34,034
Gesamtsumme	96,873	97,955	98,654

Anhang 13: Spurenelementkonzentrationen (in ppm) des Pyrit-Typs K1rd aus der "St. Veits" Erzlinse

Proben-Nr.	1	2	3	4	130	131	132	133	134	135	137	138
Ru	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Rh	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Pd	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Os	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,14	<nwg	<nwg	<nwg
Ir	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,04	<nwg	<nwg	<nwg
Pt	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Au	0,04	0,11	0,08	<nwg	<nwg	0,26	<nwg	0,09	0,06	<nwg	<nwg	<nwg
Re	<nwg	0,08	<nwg	0,04	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Co	51,7	91,7	54,1	21,4	141,0	404,0	2,6	302,0	81,7	16,8	63,1	81,3
Ni	8,1	66,1	65,9	20,4	94,3	225,0	5,2	218,0	104,0	72,2	30,4	68,3
Cu	4.957	221	514	188	154	865	<nwg	823	107	10	<nwg	90
Zn	<nwg	<nwg	116	<nwg	198	<nwg	<nwg	<nwg	3.959	<nwg	<nwg	109
As	463	1.004	1.861	553	499	846	450	1.122	1.339	941	498	345
Cd	0,28	0,49	1,90	0,31	0,40	0,29	0,55	<nwg	6,66	0,46	<nwg	<nwg
Sb	6,08	4,38	1,52	6,61	5,23	5,09	<nwg	3,33	1,39	0,41	0,68	3,86
Pb	116,0	137,0	52,9	134,0	166,0	146,0	0,2	106,0	52,1	4,0	20,4	106,0
Bi	2,42	0,46	0,14	0,34	1,28	6,96	<nwg	3,43	2,37	0,12	0,41	0,55

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 14: Spurenelementkonzentrationen (in ppm) des Pyrit-Typs K1id aus der "St. Veits" Erzlinse

Messung	22	24	25	105	107	154	155	156	157	260	261	263	264
Ru	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Rh	<nwg	0,18	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,05	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Pd	<nwg	<nwg	<nwg	0,20	<nwg	<nwg	0,21	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Os	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Ir	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Pt	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Au	<nwg	0,23	0,09	0,16	0,13	<nwg	<nwg	<nwg	0,20	<nwg	0,31	0,07	0,12
Re	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Co	190,0	244,0	151,0	11,9	13,6	38,9	188,0	174,0	120,0	132,0	286,0	148,0	160,0
Ni	57,2	63,8	12,4	7,2	10,9	31,5	59,5	12,2	48,5	11,6	126,0	37,9	31,8
Cu	199	128	<nwg	1.464	661	3.049	3.185	98	388	160	2.974	299	214
Zn	431	345	133	3.177	2.535	63	1.829	<nwg	7.365	1.640	632	1.367	751
As	631	1.188	196	442	653	293	582	206	1.465	296	991	501	469
Cd	0,81	1,14	<nwg	9,40	6,27	<nwg	6,17	<nwg	24,40	1,37	1,36	2,47	1,72
Sb	3,44	7,12	0,45	5,30	3,24	0,92	2,77	0,64	0,71	1,13	10,20	2,18	1,31
Pb	120,0	313,0	38,6	261,0	178,0	30,0	128,0	23,5	22,7	90,3	210,0	121,0	80,4
Bi	1,59	4,27	2,96	0,05	<nwg	1,23	2,87	1,18	0,23	5,44	11,60	7,02	5,21

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 15: Spurenelementkonzentrationen (in ppm) des Pyrit-Typs K1kf aus der "St. Veits" Erzlinse

Messung	**5**	**7**	**8**	**9**	**10**	**15**	**19**
Ru	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Rh	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,08	<nwg	0,22
Pd	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Os	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Ir	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Pt	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Au	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Re	<nwg	<nwg	0,12	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Co	0,9	63,6	75,2	0,2	85,3	67,8	154,0
Ni	2,2	10,8	58,9	<nwg	21,2	5,6	3,8
Cu	13	81	41	30	343	4.590	3.120
Zn	<nwg	850	<nwg	<nwg	32	38	171
As	662	688	812	817	689	591	1.887
Cd	0,42	1,83	0,49	<nwg	0,48	0,25	0,63
Sb	0,29	2,27	2,29	12,30	7,68	1,30	4,92
Pb	1,0	48,3	57,7	220,0	183,0	35,9	194,0
Bi	<nwg	2,82	1,14	<nwg	2,75	5,51	5,17

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 16: Spurenelementkonzentrationen (in ppm) des Pyrit-Typs K2re aus der "St. Veits" Erzlinse

Messung	29	30	31	32	143	144	145	146	147	150	151	152	153
Ru	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Rh	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Pd	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Os	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Ir	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Pt	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Au	<nwg	0,04	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,04	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,04
Re	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,02	0,01	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Co	0,28	<nwg	<nwg	0,66	7,97	0,53	1,05	0,60	0,50	0,30	0,14	1,30	96,70
Ni	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	30,80	0,49	1,11	2,04	0,39	<nwg	<nwg	0,60	7,74
Cu	0,0	27,9	18,8	0,0	0,0	33,6	89,8	31,6	12,4	0,0	0,0	3,9	3.720
Zn	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
As	260	978	471	26	303	1.517	1.827	478	2.500	27	107	71	148
Cd	0,29	0,21	0,19	0,24	0,36	0,51	0,37	<nwg	0,37	0,23	0,17	0,23	0,22
Sb	<nwg	2,08	2,28	<nwg	<nwg	<nwg	0,74	<nwg	<nwg	<nwg	0,04	<nwg	1,30
Pb	<nwg	40,0	32,8	0,2	<nwg	<nwg	14,4	0,1	0,2	0,1	0,3	0,5	35,0
Bi	0,19	<nwg	<nwg	0,16	0,12	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,56	14,30	3,42	27,20

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 17: Spurenelementkonzentrationen (in ppm) des Pyrit-Typs K2cu aus der "St. Veits" Erzlinse

Messung	**79**	**82**	**88**	**117**	**119**	**120**	**121**	**122**	**123**	**125**	**223**	**225**	**226**	**229**	**235**
Ru	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Rh	<nwg	<nwg	0,04	<nwg	<nwg	0,10	<nwg	0,10	0,13	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Pd	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Os	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Ir	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Pt	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Au	0,23	<nwg	0,14	0,15	0,27	<nwg	<nwg	0,12	0,15	0,10	<nwg	<nwg	0,06	<nwg	<nwg
Re	<nwg	<nwg	<nwg	0,02	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,02	<nwg	<nwg	<nwg
Co	83,7	250,0	555,0	55,5	18,7	129,0	33,3	53,8	106,0	24,5	13,5	21,0	4,9	524,0	326,0
Ni	0,64	3,67	13,00	2,94	1,80	6,52	4,58	2,87	3,21	4,15	2,80	1,05	0,69	5,07	11,30
Cu	144	1.028	4.438	1.646	1.909	7.982	482	6.789	6.991	334	<nwg	421	78	1.089	1.798
Zn	<nwg	<nwg	<nwg	192	5	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	756	394
As	599	4	50	2.485	1.645	32	25	23	89	171	9	5	8	203	120
Cd	<nwg	0,53	0,60	2,60	0,52	<nwg	<nwg	0,65	<nwg	<nwg	0,40	0,33	0,34	4,35	3,08
Sb	7,63	<nwg	1,47	31,80	64,60	4,42	0,44	2,31	1,96	0,43	<nwg	0,16	0,57	2,34	7,32
Pb	29,9	7,1	66,9	52,7	13,2	77,5	10,0	58,9	49,0	7,1	0,2	5,7	5,2	2,8	6,3
Bi	0,74	0,81	5,93	2,62	0,28	3,49	1,11	1,74	2,17	0,16	0,12	0,39	0,09	0,67	0,62

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 18: Spurenelementkonzentrationen (in ppm) der Pyritkerne (N1k) aus der Erzlinse "Goldenen Falken" (1/3)

Messung	36	38	39	46	48	49	57	163	164	165	166	167
Ru	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Rh	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,02	<nwg	0,02	<nwg	<nwg
Pd	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Os	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,18	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Ir	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Pt	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Au	0,30	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,03	0,29	<nwg
Re	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Co	318,0	227,0	171,0	94,6	274,0	263,0	101,0	46,6	16,1	9,8	42,3	39,0
Ni	106,0	188,0	167,0	90,5	64,8	112,0	74,4	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,4
Cu	16,5	<nwg	<nwg	<nwg	13,3	<nwg	<nwg	416,0	10,0	4,8	30,3	48,0
Zn	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
As	61,2	16,4	17,1	24,3	310,0	18,2	14,3	<nwg	<nwg	<nwg	260,0	2,9
Cd	<nwg	0,41	0,73	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,34	0,46	0,46	0,18	0,25
Sb	0,51	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,37
Pb	196,00	0,08	<nwg	<nwg	0,89	<nwg	0,11	0,05	0,04	0,03	1,46	10,40
Bi	25,50	<nwg	<nwg	<nwg	1,82	<nwg	0,03	0,16	<nwg	0,06	0,04	0,45

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 18: Spurenelementkonzentrationen (in ppm) der Pyritkerne (N1k) aus der Erzlinse "Goldenen Falken" (2/3)

Messung	**172**	**173**	**174**	**175**	**180**	**181**	**182**	**183**	**188**	**189**	**190**	**191**
Ru	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Rh	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Pd	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Os	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Ir	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Pt	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Au	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,20	<nwg
Re	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Co	20,2	42,1	49,2	72,9	23,9	30,2	4,7	0,7	18,2	11,9	11,6	15,1
Ni	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,3	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Cu	5,3	8,7	25,3	32,0	1.262,0	11,7	214,0	4,1	272,0	79,9	565,0	5,5
Zn	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
As	1,9	0,6	6,2	0,1	10,3	<nwg	0,7	8,8	13,6	17,6	80,1	<nwg
Cd	0,21	0,35	0,21	0,12	<nwg	0,12	<nwg	<nwg	0,34	0,33	0,44	0,35
Sb	<nwg	<nwg	0,16	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	3,28	<nwg
Pb	<nwg	<nwg	3,69	<nwg	2,52	0,11	0,09	<nwg	0,08	0,09	22,10	0,03
Bi	<nwg	0,01	0,51	0,03	1,59	0,04	0,06	1,76	0,41	0,09	1,20	1,02

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 18: Spurenelementkonzentrationen (in ppm) der Pyritkerne (N1k) aus der Erzlinse "Goldenen Falken" (3/3)

Messung	194	201	202	204	217	219
Ru	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Rh	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Pd	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Os	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Ir	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Pt	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Au	0,11	0,07	0,06	<nwg	<nwg	<nwg
Re	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Co	500,0	0,5	29,4	0,6	0,3	11,5
Ni	0,5	<nwg	8,6	<nwg	<nwg	<nwg
Cu	12,8	2,1	0,0	6,5	7,8	10,7
Zn	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
As	23,7	0,6	24,6	<nwg	<nwg	7,4
Cd	0,27	0,14	0,25	0,40	0,27	0,17
Sb	0,10	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Pb	4,39	0,53	0,13	0,12	<nwg	0,02
Bi	2,37	0,95	0,11	0,10	0,04	0,38

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 19: Spurenelementkonzentrationen (in ppm) der Ränder des Pyrits (N1r) aus der Erzlinse "Goldenen Falken" (1/3)

Messung	40	42	43	44	45	53	54	56	60	61	62	168
Ru	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Rh	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Pd	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Os	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Ir	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0,02	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Pt	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Au	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Re	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Co	321,0	348,0	326,0	318,0	89,1	465,0	308,0	216,0	213,0	317,0	163,0	86,7
Ni	138,0	229,0	65,6	36,5	193,0	54,2	42,5	170,0	64,6	84,7	66,1	2,6
Cu	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	2,14
Zn	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
As	28,2	38,5	32,5	13,4	16,5	48,0	21,0	40,0	31,0	16,6	22,9	21,5
Cd	0,28	0,40	0,32	0,27	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0,20	0,21	b.d.	0,30
Sb	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Pb	b.d.	0,05	0,18	0,03	0,27	0,06	0,06	0,05	0,04	0,05	0,21	0,26
Bi	b.d.	b.d.	0,02	0,01	0,17	0,02	0,02	0,02	b.d.	0,02	0,09	0,05

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 19: Spurenelementkonzentrationen (in ppm) der Ränder des Pyrits (N1r) aus der Erzlinse "Goldenen Falken" (2/3)

Messung	**169**	**170**	**171**	**176**	**177**	**178**	**179**	**184**	**185**	**186**	**187**	**195**
Ru	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Rh	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Pd	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Os	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Ir	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Pt	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0,04	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Au	b.d.	b.d.	b.d.	0,04	b.d.	0,17	b.d.	b.d.	0,16	b.d.	b.d.	0,04
Re	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0,02	b.d.	b.d.
Co	47,3	93,6	57,8	121,0	72,7	48,2	44,3	128,0	95,0	78,4	123,0	6,8
Ni	1,3	2,8	1,6	1,7	1,1	3,1	0,3	1,0	1,7	1,4	1,2	1,3
Cu	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	2,19	3,36	b.d.	9,78	b.d.	b.d.	b.d.
Zn	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
As	5,9	21,7	17,4	6,8	4,8	5,0	5,0	6,0	17,4	5,5	8,9	6,6
Cd	0,15	0,32	0,10	0,21	0,13	b.d.	0,10	0,23	b.d.	b.d.	b.d.	0,21
Sb	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Pb	0,12	0,04	b.d.	0,35	b.d.	0,41	0,03	0,19	8,25	b.d.	0,04	0,27
Bi	0,13	0,03	0,03	0,27	b.d.	0,31	0,07	0,09	7,01	0,02	0,02	0,16

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 19: Spurenelementkonzentrationen (in ppm) der Ränder des Pyrits (N1r) aus der Erzlinse "Goldenen Falken" (3/3)

Messung	**196**	**197**	**198**	**199**	**206**	**207**	**208**	**209**	**220**	**221**	**222**
Ru	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Rh	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Pd	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Os	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Ir	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Pt	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0,04	b.d.	b.d.	b.d.
Au	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0,23	0,03	b.d.	b.d.	b.d.
Re	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Co	9,5	14,3	48,8	17,2	159,0	78,0	44,1	66,3	116,0	41,7	201,0
Ni	1,3	0,6	0,6	6,5	0,7	4,1	1,3	3,7	1,2	7,8	0,8
Cu	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	3,83	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
Zn	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.
As	5,7	5,1	6,1	7,9	9,7	7,4	20,6	8,5	6,1	15,0	7,4
Cd	0,39	0,16	0,26	0,25	b.d.	b.d.	0,39	0,27	b.d.	0,29	b.d.
Sb	0,04	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	b.d.	0,07	b.d.	b.d.	b.d.
Pb	0,05	0,04	b.d.	0,07	0,19	0,03	1,09	0,07	0,03	0,03	0,14
Bi	b.d.	0,01	0,03	0,02	0,23	0,03	2,03	0,05	b.d.	0,02	0,16

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 20: Spurenelementkonzentrationen (in ppm) des Chalkopyrits aus verschiedenen Erzlinsen der Kupferberger Lagerstätte (1/2)

Messpunkt	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**42**	**49**	**50**	**56**	**62**	**63**	**64**	**65**	**70**
Erzlinse	SV	SV	SV	SV	SV	SV	SV	SV	SV	SV	SV	SV	SV	SV
Ru	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Rh	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Pd	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	1,15	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Au	0,206	0,038	<nwg	<nwg	0,057	<nwg	<nwg	0,113	0,889	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	1,52
Mn	3,66	3,53	3,43	3,70	5,19	30,8	6,49	4,90	773	1926	<nwg	12,7	7628	785
Co	0,562	0,912	0,334	0,740	0,843	<nwg	<nwg	<nwg	0,420	<nwg	<nwg	3,89	0,527	0,878
Ni	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	2,42	<nwg	<nwg	1,75	<nwg	25,4
Zn	57,6	79,4	61,1	120	117	111	386	210	6767	98,0	67,1	75,8	97,6	10686
Ga	<nwg	0,065	<nwg	0,082	0,095	16,1	13,6	16,5	7,16	7,09	4,16	4,65	1,21	2,39
Ge	1,28	0,994	0,994	0,570	<nwg	<nwg	1,46	2,31	1,20	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	1,31
As	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	1341	7,18	<nwg	126	10,3	1613
Ag	2,97	1,01	2,40	0,282	0,850	2,50	3,30	2,61	13,8	3,67	1,82	4,46	6,21	73,0
Cd	1,89	1,53	1,48	1,58	2,25	<nwg	4,12	3,48	34,9	1,05	1,99	1,54	2,46	79,3
In	1,69	1,42	1,35	1,34	1,35	0,370	0,309	0,321	0,153	0,561	0,686	0,468	0,513	2,02
Sn	2,10	1,72	1,26	1,74	1,38	57,0	39,6	52,0	7,75	15,8	17,2	13,7	16,1	13,2
Sb	0,255	0,089	0,306	<nwg	<nwg	0,752	0,532	0,528	8,62	2,32	0,341	1,69	4,99	84,8
Pb	10,0	4,89	7,53	0,340	1,90	22,9	7,47	9,14	522	28,3	2,33	83,9	62,1	4089
Bi	0,093	0,074	0,128	0,014	0,025	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg

SV = St. Veits
GF = Goldener Falke
<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 20: Spurenelementkonzentrationen (in ppm) des Chalkopyrits aus verschiedenen Erzlinsen der Kupferberger Lagerstätte (2/2)

Messpunkt	**71**	**72**	**79**	**80**	**81**	**84**	**85**	**30**	**32**	**33**	**34**	**36**
Erzlinse	SV	SV	SV	SV	SV	SV	SV	GF	GF	GF	GF	GF
Ru	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Rh	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Pd	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Au	0,097	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,219	0,176	<nwg
Mn	4,04	6,08	42,6	6,20	23,1	8,63	19,0	3,28	5,68	5,54	4,82	7,97
Co	0,486	<nwg	5,73	<nwg	3,09	<nwg	<nwg	<nwg	13,4	<nwg	<nwg	<nwg
Ni	<nwg	<nwg	1,87	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Zn	34,1	124	266	213	132	156	171	144	125	208	191	330
Ga	1,80	10,8	5,80	0,157	<nwg	0,238	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,325
Ge	0,899	0,885	1,36	1,39	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
As	11,4	<nwg	1,98	<nwg	<nwg	<nwg	0,459	<nwg	12,6	0,879	<nwg	<nwg
Ag	3,81	1,64	13,2	1,07	3,48	2,66	5,53	<nwg	2,11	0,414	0,209	0,656
Cd	1,18	2,80	2,62	1,92	2,41	1,49	1,47	<nwg	<nwg	3,95	2,25	6,81
In	1,03	2,51	1,00	0,759	0,928	0,666	0,707	1,94	1,14	3,93	3,65	10,4
Sn	11,6	28,1	2,54	2,62	2,38	1,89	1,94	3,78	5,51	1,29	1,63	18,9
Sb	1,18	<nwg	3,07	<nwg	0,659	1,09	0,926	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Pb	32,9	0,471	29,9	0,720	30,9	1,31	2,41	15,3	22,5	5,42	0,984	0,635
Bi	0,015	<nwg	0,329	0,023	0,060	0,130	0,143	5,11	9,41	2,31	0,304	<nwg

SV = St. Veits
GF = Goldener Falke
<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 21: Chemische Zusammensetzung von Sphalerit aus verschiedenen Erzlinsen der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (1/4)

Probe	**Ku8bZbl1**	**Ku8bZbl2**	**Ku8bZbl3**	**Ku8bZbl4**	**Ku8bZbl5**	**Ku8bZbl6**	**Ku8bZbl7**	**Ku8bZbl8**	**Ku8bZbl9**	**Ku8bZbl10**	**Ku8bZbl11**	**Ku8bZbl12**
Erzlinse	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits
Nummer	316	317	318	319	320	321	322	323	324	325	326	327
Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%												
Zn	61,42	62,20	61,96	59,44	60,52	60,00	58,06	53,68	61,39	61,30	58,45	60,60
Fe	4,69	4,31	5,48	5,89	5,11	5,95	6,04	9,47	4,67	5,68	6,14	5,81
S	32,41	32,21	32,40	32,33	32,44	32,62	32,76	33,04	32,68	32,37	32,84	32,20
Zw. Summe	98,51	98,73	99,84	97,66	98,08	98,58	96,85	96,20	98,74	99,34	97,43	98,61
Co	<nwg	0,06	<nwg	0,04	<nwg	0,02	<nwg	0,01	<nwg	0,02	0,02	0,01
Ni	<nwg	0,00	<nwg	<nwg	0,01	<nwg	0,03	0,04	0,01	<nwg	<nwg	0,01
Cu	1,04	0,65	0,97	1,35	0,65	1,60	2,01	5,48	0,27	0,45	1,16	0,41
As	<nwg	<nwg	0,02	0,02	<nwg	0,00	0,03	<nwg	0,01	<nwg	0,02	<nwg
Se	<nwg	0,01	0,05	0,00	<nwg	0,02	0,01	0,02	0,09	0,03	0,01	0,03
Ag	<nwg	<nwg	0,01	<nwg	0,06	<nwg	<nwg	0,01	<nwg	0,07	0,07	<nwg
Cd	0,19	0,23	0,31	0,21	0,24	0,18	0,19	0,12	0,28	0,17	0,31	0,30
Sn	0,02	<nwg	0,06	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,00	<nwg	0,01	0,01
Sb	0,05	<nwg	0,03	<nwg	<nwg	0,03	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Gesamtsumme	99,80	99,67	101,29	99,27	99,03	100,41	99,11	101,89	99,40	100,08	99,02	99,39
Mol-%												
Zn	45,76	46,48	45,64	44,41	45,32	44,34	43,27	38,91	45,79	45,53	43,59	45,31
Fe	4,09	3,77	4,73	5,15	4,49	5,15	5,27	8,04	4,08	4,94	5,36	5,09
S	49,25	49,10	48,68	49,27	49,56	49,18	49,80	48,85	49,72	49,05	49,96	49,11
Co		0,05		0,03		0,01		0,01		0,01	0,02	0,01
Ni		0,00			0,01		0,02	0,03	0,01			0,01
Cu	0,79	0,50	0,74	1,04	0,50	1,21	1,54	4,09	0,21	0,34	0,89	0,32
As			0,01	0,01		0,00	0,02		0,01		0,01	
Se		0,00	0,03	0,00		0,01	0,01	0,01	0,06	0,02	0,00	0,02
Ag			0,00		0,03			0,00		0,03	0,03	
Cd	0,08	0,10	0,13	0,09	0,10	0,08	0,08	0,05	0,12	0,07	0,13	0,13
Sn	0,01		0,02						0,00		0,00	0,01
Sb	0,02		0,01			0,01						

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 21: Chemische Zusammensetzung von Sphalerit aus verschiedenen Erzlinsen der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (2/4)

Probe	**Ku8bZbl13**	**Ku8bZbl14**	**Ku8bZbl15**	**Ku8bZbl16**	**Ku8bZbl17**	**Ku8bZbl18**	**Ku8bZbl19**	**Ku5bZbl_11**	**Ku5bZbl_10**	**Ku5bZbl_9**	**Ku5bZbl_8**	**Ku5bZbl_12**
Erzlinse	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits
Nummer	328	329	330	331	332	333	334	335	336	337	338	339
Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%												
Zn	52,71	60,26	55,40	62,50	62,35	63,06	61,82	20,86	62,08	51,22	52,06	52,56
Fe	9,87	5,87	7,36	3,92	4,64	3,98	4,92	23,42	3,68	14,02	13,47	12,14
S	33,22	32,38	32,29	32,84	32,54	32,05	32,20	34,16	31,41	32,47	32,58	32,84
Zw. Summe	95,80	98,51	95,06	99,26	99,53	99,09	98,94	78,45	97,17	97,71	98,10	97,54
Co	0,02	<nwg	0,04	<nwg	0,02	<nwg	0,00	0,01	0,13	0,02	0,03	0,01
Ni	<nwg	<nwg	0,02	0,03	0,00	<nwg	0,04	<nwg	0,06	0,03	<nwg	<nwg
Cu	4,74	0,57	2,80	0,19	0,78	0,19	0,44	23,46	0,26	0,05	0,12	0,12
As	<nwg	<nwg	0,00	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,00	0,11	0,01	<nwg	0,02
Se	<nwg	0,04	0,05	0,06	0,04	0,05	0,03	0,03	0,04	0,02	0,07	<nwg
Ag	<nwg	0,01	0,03	0,06	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,03
Cd	0,26	0,22	0,28	0,23	0,22	0,22	0,30	0,06	0,23	0,23	0,12	0,28
Sn	<nwg	0,02	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,04	0,01	0,05	<nwg	<nwg	0,03
Sb	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,02	0,00
Gesamtsumme	100,81	99,36	98,27	99,84	100,59	99,55	99,79	102,02	98,04	98,05	98,45	98,02
Mol-%												
Zn	38,45	44,99	41,63	46,46	46,14	47,25	46,14	14,67	47,31	38,19	38,68	39,19
Fe	8,44	5,13	6,48	3,41	4,02	3,49	4,30	19,29	3,28	12,24	11,72	10,60
S	49,43	49,31	49,50	49,79	49,12	48,99	49,02	49,00	48,83	49,38	49,38	49,95
Co	0,01		0,03		0,01		0,00	0,01	0,11	0,01	0,03	0,00
Ni			0,02	0,03	0,00		0,04		0,05	0,02		
Cu	3,56	0,43	2,16	0,15	0,60	0,15	0,34	16,98	0,20	0,04	0,09	0,09
As			0,00					0,00	0,07	0,00		0,01
Se		0,02	0,03	0,04	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,01	0,04	
Ag		0,00	0,01	0,03								0,01
Cd	0,11	0,09	0,12	0,10	0,09	0,10	0,13	0,02	0,10	0,10	0,05	0,12
Sn		0,01					0,02	0,00	0,02			0,01
Sb											0,01	0,00

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 21: Chemische Zusammensetzung von Sphalerit aus verschiedenen Erzlinsen der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (3/4)

Probe	**GF09Zbl1**	**GF09Zbl2**	**GF09Zbl3**	**GF09Zbl4**	**GF09Zbl5**	**GF09Zbl6**	**GF09Zbl7**	**GF09Zbl8**	**GF09Zbl9**	**GF09Zbl10**
Erzlinse	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF	GF
Nummer	301	302	303	304	305	306	307	308	309	310
Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%										
Zn	62,52	61,98	62,37	60,78	63,57	62,35	63,73	63,15	62,51	62,90
Fe	3,63	3,76	4,07	4,03	4,11	3,91	3,46	3,51	3,52	3,47
S	31,44	31,63	31,65	31,44	32,48	32,11	32,05	32,05	32,23	32,17
Zw. Summe	97,59	97,36	98,09	96,25	100,16	98,36	99,24	98,70	98,26	98,55
Co	<nwg	0,04	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,05	0,01	0,01
Ni	0,01	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,01	<nwg	0,00	0,01	0,03
Cu	0,06	0,19	0,56	0,78	0,20	0,18	0,22	0,18	0,37	0,17
As	0,00	0,02	0,04	<nwg	<nwg	0,04	0,00	<nwg	0,01	0,02
Se	0,03	0,01	<nwg	0,04	0,01	<nwg	0,02	<nwg	0,01	0,00
Ag	0,02	0,00	<nwg	<nwg	0,11	<nwg	0,02	0,02	<nwg	0,04
Cd	0,06	0,04	0,11	0,05	0,04	0,15	0,13	0,10	0,17	0,06
Sn	<nwg	<nwg	0,02	0,01	0,03	<nwg	0,01	<nwg	<nwg	<nwg
Sb	<nwg	<nwg	0,01	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,03	<nwg	0,03
Gesamtsumme	97,78	97,67	98,83	97,13	100,56	98,75	99,65	99,08	98,83	98,91
Mol-%										
Zn	47,71	47,24	47,11	46,57	47,10	46,97	47,74	47,50	47,04	47,33
Fe	3,25	3,36	3,60	3,61	3,57	3,45	3,04	3,09	3,10	3,06
S	48,93	49,18	48,77	49,15	49,09	49,34	48,97	49,17	49,48	49,38
Co		0,03						0,04	0,01	0,01
Ni	0,01					0,01		0,00	0,01	0,02
Cu	0,05	0,15	0,44	0,62	0,15	0,14	0,17	0,14	0,28	0,13
As	0,00	0,01	0,03			0,03	0,00		0,00	0,01
Se	0,02	0,01		0,02	0,01		0,01		0,00	0,00
Ag	0,01	0,00			0,05		0,01	0,01		0,02
Cd	0,03	0,02	0,05	0,02	0,02	0,07	0,06	0,04	0,08	0,03
Sn			0,01	0,01	0,01		0,00			
Sb			0,01					0,01		0,01

GF = Goldener Falke

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 21: Chemische Zusammensetzung von Sphalerit aus verschiedenen Erzlinsen der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (4/4)

Probe	**GF09Zbl11**	**GF09Zbl12**	**GF09Zbl13**	**GF09Zbl14**	**GF09Zbl15**
Erzlinse	GF	GF	GF	GF	GF
Nummer	311	312	313	314	315
Haupt- und Nebengruppenelemente in Gew.-%					
Zn	63,48	62,98	60,70	62,25	61,58
Fe	3,57	3,53	4,88	4,60	5,10
S	32,15	32,01	32,14	31,65	32,04
Zw. Summe	99,20	98,51	97,72	98,50	98,72
Co	<nwg	0,01	0,02	<nwg	0,01
Ni	0,01	<nwg	0,03	0,01	0,05
Cu	0,24	0,20	1,69	0,01	0,07
As	0,00	0,00	<nwg	0,01	<nwg
Se	<nwg	<nwg	0,04	0,00	<nwg
Ag	0,04	<nwg	<nwg	<nwg	0,04
Cd	0,18	0,07	0,05	<nwg	0,02
Sn	0,03	0,06	<nwg	0,04	<nwg
Sb	0,06	0,03	0,00	<nwg	0,03
Gesamtsumme	99,75	98,88	99,55	98,57	98,93
Mol-%					
Zn	47,49	47,46	45,36	47,07	46,27
Fe	3,13	3,12	4,27	4,07	4,49
S	49,06	49,20	48,99	48,82	49,10
Co		0,01	0,02		0,01
Ni	0,01		0,03	0,01	0,04
Cu	0,19	0,15	1,30	0,01	0,05
As	0,00	0,00		0,01	
Se			0,02	0,00	
Ag	0,02				0,02
Cd	0,08	0,03	0,02		0,01
Sn	0,01	0,02		0,02	
Sb	0,02	0,01	0,00		0,01

GF = Goldener Falke
<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 22: Chemische Zusammensetzung von Sphalerit aus der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (1/3)

Nummer	**6**	**7**	**8**	**9**	**10**	**11**	**12**	**13**	**14**	**15**	**31**	**37**
Erzlinse	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	Goldener Falke	St. Veits
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%												
Zn	63,3	61,7	62,6	65,0	64,1	62,5	63,2	64,3	65,2	65,0	61,7	64,9
Fe	2,97	3,89	3,55	2,14	2,08	3,69	3,08	2,34	1,92	2,77	4,83	1,97
S	32,9	33,3	33,7	33,1	33,3	33,4	33,2	32,9	32,9	32,9	33,3	33,0
Summe	99,2	98,9	99,9	100,2	99,5	99,6	99,5	99,6	100,0	100,6	99,8	99,9
Spurenelemente in ppm												
Ru	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Rh	0,139	0,744	0,109	0,104	0,141	0,235	0,130	1,02	0,084	0,122	<nwg	<nwg
Pd	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Au	0,203	0,080	0,128	0,343	0,257	0,126	0,131	0,167	0,086	0,101	<nwg	0,098
Mn	63,4	32,0	62,4	61,6	62,1	66,6	66,1	81,0	73,6	62,1	71,4	10,1
Co	364	282	339	340	329	339	351	420	368	327	20,9	0,074
Ni	0,737	2,45	0,590	0,598	<0.265	0,512	0,469	2,83	0,421	<nwg	<nwg	<nwg
Cu	6000	8203	5265	4998	4745	10927	7470	3717	4121	4940	8,04	438
Ga	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,135	<nwg	0,252	0,114	0,064	<nwg	13,8
Ge	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
As	0,390	2,04	0,173	0,312	<nwg	0,217	0,309	<nwg	<nwg	<nwg	6,92	0,964
Ag	8,85	8,45	8,42	9,09	12,1	7,50	6,37	11,8	6,63	7,56	1,14	4,86
Cd	1895	871	1807	1781	1811	1718	1838	1904	1961	1900	814	2152
In	8,23	4,26	7,59	7,58	8,39	7,64	7,51	7,98	8,21	8,01	2,89	0,685
Sn	0,368	0,678	0,297	0,529	0,578	0,597	0,391	1,18	0,491	0,563	<nwg	1,93
Sb	0,599	1,20	0,677	0,476	0,800	0,718	0,614	1,44	0,327	0,627	<nwg	1,83
Pb	37,0	58,7	36,5	34,4	46,0	40,8	29,4	62,4	31,4	41,1	10,3	34,2
Bi	0,242	0,394	0,209	0,181	0,268	0,267	0,204	0,708	0,125	0,281	7,20	0,034

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 22: Chemische Zusammensetzung von Sphalerit aus der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (2/3)

Nummer	**38**	**39**	**40**	**41**	**43**	**44**	**45**	**46**	**47**	**48**	**51**	**52**
Erzlinse	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%												
Zn	64,2	64,5	64,8	64,1	64,4	64,4	64,8	65,1	64,0	64,4	64,9	64,8
Fe	2,72	2,42	1,97	2,60	2,04	2,40	2,33	2,24	2,70	2,25	2,36	2,18
S	32,9	33,0	33,0	32,8	32,8	32,9	33,1	32,8	33,1	33,1	33,0	33,2
Summe	99,8	100,0	99,8	99,4	99,3	99,7	100,2	100,2	99,8	99,8	100,3	100,2
Spurenelemente in ppm												
Ru	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Rh	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Pd	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Au	0,104	0,104	0,237	<nwg	0,653	0,328	0,092	0,148	0,573	0,285	0,234	0,305
Mn	12,8	14,9	11,7	12,9	11,9	11,3	11,3	9,28	19,2	8,65	16,5	9,32
Co	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	3,83	15,4	0,045	0,036	<nwg	0,458	<nwg	1,42
Ni	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	13,1	21,7	0,344	<nwg	<nwg	6,99	<nwg	13,0
Cu	115	2416	184	101	176	329	953	512	222	80,4	178	44,1
Ga	10,3	10,1	7,28	5,98	4,35	5,56	10,7	4,38	3,82	3,54	9,04	5,91
Ge	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,439
As	0,844	0,870	0,782	1,77	29,5	43,5	1,28	0,643	0,633	36,1	0,898	71,1
Ag	6,41	2,78	8,10	11,9	19,1	9,31	3,75	8,94	7,56	7,38	9,08	8,20
Cd	2372	2531	2418	3071	3278	2859	2275	2513	1427	1971	2398	1469
In	0,984	0,874	0,934	1,28	3,01	2,18	0,403	0,569	0,274	0,362	1,62	0,883
Sn	3,39	1,91	3,75	5,28	6,41	5,76	2,07	4,40	2,56	3,35	4,98	2,51
Sb	2,00	0,626	2,39	3,43	6,10	7,20	1,66	2,57	4,22	3,47	2,76	4,34
Pb	43,9	13,7	52,2	80,2	107	89,8	29,2	55,2	80,4	53,0	53,3	85,8
Bi	0,030	0,036	0,045	<nwg	<nwg	<nwg	0,044	0,040	0,024	0,014	0,035	<nwg

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 22: Chemische Zusammensetzung von Sphalerit aus der Kupferberger Cu-Zn-Lagerstätte (3/3)

Nummer	**53**	**54**	**55**	**57**	**58**	**59**	**60**	**61**	**73**	**74**	**75**
Erzlinse	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits	St. Veits
Chemische Zusammensetzung in Gew.-%											
Zn	64,8	64,3	64,3	64,7	64,4	63,8	63,8	63,2	64,3	64,5	65,1
Fe	2,13	2,59	2,40	2,71	2,60	2,70	2,66	3,58	2,67	2,62	2,69
S	32,9	33,1	33,2	33,1	33,2	33,5	33,2	32,8	32,9	33,1	33,0
Summe	99,8	100,0	99,9	100,5	100,2	100,0	99,6	99,5	99,9	100,3	100,8
Spurenelemente in ppm											
Ru	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Rh	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Pd	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Au	0,047	0,378	0,143	0,280	0,300	0,306	0,128	0,116	0,062	0,170	0,049
Mn	11,6	11,9	10,4	11,1	21,3	9,70	11,1	276	12,1	9,64	10,1
Co	0,036	<nwg	<nwg	47,6	<nwg	<nwg	<nwg	0,071	1,03	0,884	0,816
Ni	<nwg	<nwg	<nwg	8,79	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg
Cu	1174	131	134	614	1197	2145	2614	1295	3555	3500	2161
Ga	19,9	22,9	13,2	1,89	3,85	10,9	5,14	2,20	22,9	14,3	9,90
Ge	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	1,21	<nwg	<nwg
As	0,404	0,536	0,537	34,5	0,333	<0.113	0,431	1,01	0,235	0,504	0,363
Ag	3,28	9,22	6,60	10,8	12,3	9,44	8,12	10,0	5,01	10,1	4,72
Cd	2183	2218	2226	2138	2571	2507	2580	2614	2452	2538	2360
In	1,18	1,92	1,59	6,12	8,37	6,85	7,94	9,39	7,18	7,89	7,44
Sn	1,57	3,65	3,31	1,65	1,54	1,89	1,20	1,41	1,41	3,08	1,02
Sb	0,808	2,34	2,18	5,32	1,86	1,70	0,938	1,67	0,502	1,49	0,651
Pb	20,2	51,0	39,2	70,8	53,0	46,1	31,6	53,9	19,6	43,8	25,0
Bi	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	<nwg	0,038

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 23: Ergebnisse der U-Pb Zirkondatierung an den vulkanosedimentären Gesteinen der saxothuringischen Vogtland Synklinale (1/13)

Probe / Messung	^{207}Pb (cps)	U (ppm)	Pb (ppm)	Th / U	^{206}Pbc (%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±2s (%)	$^{207}Pb/^{235}U$	±2s (%)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2s (%)	rho	$^{206}Pb/^{238}U$	±2s (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$	±2s (Ma)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2s (Ma)	conc. (%)
Db1																			
a08	125597	121,0	10,7	1,03	0,06	0,07864	1,6	0,6202	6,4	0,0572	6,2	0,25	488	8	490	25	499	137	98
a09	126644	53,0	4,2	0,68	<nwg	0,07483	1,8	0,5812	7,9	0,05633	7,7	0,22	465	8	465	30	465	171	100
a10	104344	45,0	3,7	0,70	2,00	0,07384	1,7	0,5696	10,2	0,05595	10,1	0,17	459	8	458	38	450	224	102
a11	101499	39,2	3,9	1,31	11,00	0,07475	2,3	0,5548	12,7	0,05383	12,5	0,18	465	10	448	47	364	283	128
a12	430799	417,1	38,7	1,33	0,19	0,07692	1,7	0,6034	3,1	0,0569	2,6	0,54	478	8	479	12	487	57	98
a13	121824	119,7	10,1	1,01	0,22	0,07433	1,8	0,5877	5,8	0,05734	5,5	0,31	462	8	469	22	505	122	92
a14	102273	193,1	17,2	0,68	3,20	0,08287	1,8	0,5342	17,7	0,04675	17,6	0,10	513	9	435	65	36	421	1414
a15	962047	890,2	84,3	1,38	0,07	0,07779	1,6	0,6031	2,0	0,05623	1,1	0,83	483	8	479	8	461	24	105
a16	1083671	974,6	93,0	1,15	2,19	0,07895	1,7	0,607	3,9	0,05576	3,5	0,43	490	8	482	15	443	78	111
a17	260751	187,9	19,8	1,41	6,26	0,08063	2,4	0,6345	9,1	0,05708	8,8	0,26	500	12	499	37	494	195	101
a18	105040	77,8	7,7	0,53	1,79	0,09330	2,0	0,7715	9,8	0,05997	9,6	0,21	575	11	581	44	603	208	95
a19	1202457	1075,6	121,6	1,47	10,16	0,08093	1,9	0,6417	7,9	0,05751	7,7	0,24	502	9	503	32	511	169	98
a20	1571822	1443,2	140,7	1,53	0,67	0,07832	1,6	0,6088	2,0	0,05637	1,3	0,78	486	7	483	8	467	28	104
a21	736104	677,3	61,2	1,11	0,31	0,07745	1,6	0,6053	2,2	0,05668	1,5	0,74	481	8	481	8	479	33	100
a22	1200496	1121,9	104,2	1,23	0,03	0,07867	1,6	0,6179	1,9	0,05697	1,1	0,83	488	8	489	8	490	24	100
a23	419414	390,5	34,7	1,10	0,23	0,07662	1,6	0,5989	2,6	0,05669	2,1	0,61	476	7	477	10	480	46	99
a25	415644	408,5	38,4	1,04	3,91	0,07980	1,8	0,6133	5,5	0,05573	5,2	0,32	495	8	486	21	442	115	112
a26	437758	401,7	36,6	1,01	<nwg	0,08032	1,6	0,643	2,7	0,05806	2,1	0,61	498	8	504	11	532	46	94

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 23: Ergebnisse der U-Pb Zirkondatierung an den vulkanosedimentären Gesteinen der saxothuringischen Vogtland Synklinale (2/13)

Probe Messung	^{207}Pb (cps)	U (ppm)	Pb (ppm)	Th U	^{206}Pbc (%)	^{206}Pb / ^{238}U	±2s (%)	^{207}Pb / ^{235}U	±2s (%)	^{207}Pb / ^{206}Pb	±2s (%)	rho	^{206}Pb / ^{238}U	±2s (Ma)	^{207}Pb / ^{235}U	±2s (Ma)	^{207}Pb / ^{206}Pb	±2s (Ma)	conc. (%)
WU1																			
a76-R	1467951	3095,0	186,4	0,33	4,67	0,05304	2,8	0,4031	6,0	0,05512	5,3	0,48	333	9	344	18	417	118	80
a77-K	889353	1458,3	141,3	0,59	3,76	0,08798	1,6	0,7078	4,6	0,05835	4,3	0,36	544	9	543	19	543	93	100
a78-R	663746	537,6	51,0	0,45	3,57	0,08826	1,7	0,7109	5,3	0,05842	5,0	0,32	545	9	545	23	545	109	100
a79-K	1006574	778,3	73,4	0,61	3,45	0,08558	1,6	0,6949	4,3	0,05889	4,0	0,37	529	8	536	18	563	88	94
a80	1672006	1522,6	131,0	0,85	3,75	0,07638	1,7	0,6162	4,5	0,05851	4,2	0,38	474	8	487	18	549	91	86
a81	1050927	774,1	88,0	0,58	8,16	0,08743	1,8	0,7112	6,2	0,059	5,9	0,29	540	9	545	26	567	128	95
a82	942986	739,6	75,9	0,41	12,63	0,08042	2,0	0,6462	7,4	0,05828	7,1	0,27	499	10	506	30	540	155	92
a83	591124	1024,2	91,4	0,52	0,24	0,08692	1,6	0,7003	2,6	0,05844	2,1	0,61	537	8	539	11	546	45	98
a84	818796	639,0	66,8	0,55	10,22	0,08416	1,9	0,6876	6,7	0,05926	6,4	0,28	521	9	531	28	577	139	90
a85	348805	257,3	27,9	0,70	0,01	0,10220	1,6	0,8557	2,6	0,06075	2,0	0,61	627	9	628	12	630	44	99
a86	1527391	1209,3	127,3	1,25	5,98	0,08539	1,7	0,6872	5,9	0,05837	5,7	0,29	528	9	531	25	543	124	97
a87	284815	235,6	21,7	0,58	4,37	0,08189	1,7	0,6617	5,9	0,05861	5,6	0,30	507	8	516	24	552	122	92
a88	1154535	997,8	100,2	0,68	13,46	0,07645	2,2	0,6011	8,5	0,05702	8,2	0,25	475	10	478	33	492	181	96
a89	1006748	839,2	78,7	0,62	3,84	0,08516	1,6	0,68	5,1	0,05791	4,8	0,32	527	8	527	21	527	106	100
a90	1401444	1176,0	107,0	0,80	1,92	0,08530	1,6	0,6663	3,1	0,05665	2,7	0,51	528	8	518	13	478	60	110
a91	1167040	1065,8	88,5	0,44	1,88	0,07960	1,6	0,6403	4,2	0,05834	3,9	0,39	494	8	503	17	543	85	91
a92	1274776	1086,1	90,5	0,48	0,30	0,08233	1,6	0,6545	1,9	0,05766	1,0	0,86	510	8	511	8	517	21	99
a93-R	810289	698,2	56,6	0,30	0,62	0,08201	1,6	0,6669	2,3	0,05898	1,6	0,72	508	8	519	9	566	34	90
a94-K	1096651	917,2	85,2	0,53	2,17	0,08770	1,6	0,7079	3,8	0,05854	3,4	0,42	542	8	544	16	550	74	99
a95-K	1269344	1400,2	119,4	1,23	2,57	0,07166	1,6	0,5349	4,0	0,05414	3,7	0,40	446	7	435	14	377	82	118
a96-R	738263	665,4	55,2	0,39	0,19	0,08351	1,6	0,6629	2,2	0,05757	1,5	0,73	517	8	516	9	513	32	101
a97-R	958973	807,9	70,4	0,48	0,53	0,08565	1,6	0,6763	2,3	0,05727	1,6	0,69	530	8	525	9	502	36	106
a98-K	615217	517,4	46,3	0,56	0,33	0,08642	1,6	0,695	2,5	0,05833	2,0	0,62	534	8	536	11	542	43	99

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 23: Ergebnisse der U-Pb Zirkondatierung an den vulkanosedimentären Gesteinen der saxothuringischen Vogtland Synklinale (3/13)

Probe Messung	^{207}Pb (cps)	U (ppm)	Pb (ppm)	Th U	^{206}Pbc (%)	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	±2s (%)	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	±2s (%)	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	±2s (%)	rho	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	±2s (Ma)	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	±2s (Ma)	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	±2s (Ma)	conc. (%)
STK1																			
a99-K	329135	280,2	26,8	1,25	4,07	0,07897	1,8	0,6238	7,5	0,05729	7,3	0,25	490	9	492	30	503	161	97
a100-R	2028141	2340,9	185,6	1,68	19,95	0,04943	2,7	0,3525	10,1	0,05172	9,7	0,27	311	8	307	27	273	223	114
a101	294695	247,9	22,7	0,75	0,22	0,08468	1,7	0,6683	4,0	0,05724	3,6	0,43	524	8	520	16	501	79	105
a107-R	921847	1000,0	80,9	0,98	1,67	0,06993	1,8	0,5486	3,1	0,05689	2,6	0,57	436	8	444	11	487	57	89
a108-K	2837021	5333,9	315,3	2,04	8,21	0,03911	1,9	0,3093	6,3	0,05737	6,0	0,30	247	5	274	15	506	132	49
a109-R	555976	1171,3	107,2	0,95	3,65	0,07674	1,6	0,6057	5,1	0,05724	4,8	0,32	477	8	481	20	501	105	95
a110-K	493384	1078,5	104,5	1,09	3,93	0,08116	2,2	0,6443	5,0	0,05758	4,5	0,45	503	11	505	20	514	98	98
a111	752142	766,2	60,6	0,45	0,42	0,07789	1,6	0,6149	2,4	0,05726	1,8	0,65	483	7	487	9	501	41	96
a112	725646	740,4	66,8	0,93	2,29	0,07927	1,6	0,6239	4,2	0,05709	3,9	0,38	492	7	492	16	495	86	99
a113	1730715	2056,1	158,5	1,07	11,08	0,05543	2,0	0,4366	7,8	0,05712	7,5	0,26	348	7	368	24	496	166	70
a114-R	1328886	2893,5	267,3	1,66	0,69	0,07438	1,7	0,5821	2,4	0,05676	1,6	0,74	463	8	466	9	482	35	96
a115-K	2082336	2621,5	191,9	0,97	2,87	0,06409	1,7	0,5048	3,8	0,05713	3,4	0,44	400	7	415	13	496	76	81
a116	448868	481,4	46,2	1,40	1,77	0,07895	1,6	0,6318	4,5	0,05804	4,2	0,36	490	8	497	18	531	91	92
a117	585325	657,1	50,7	0,56	2,71	0,06885	1,8	0,5445	4,2	0,05736	3,8	0,43	429	8	441	15	505	83	85
a118	1369801	1461,5	152,8	0,94	20,09	0,06731	2,8	0,5313	9,9	0,05725	9,5	0,28	420	11	433	35	501	209	84
a119	645427	668,5	56,9	1,10	0,89	0,07687	1,6	0,6037	2,6	0,05696	2,0	0,63	477	8	480	10	490	45	97
a120	180178	174,9	16,0	0,73	4,04	0,07937	1,8	0,6264	8,0	0,05724	7,9	0,22	492	8	494	32	501	173	98
a121	270083	314,6	26,7	1,16	5,08	0,06870	1,8	0,5673	6,7	0,05989	6,5	0,27	428	8	456	25	599	140	71
a122-K	2224579	2251,9	279,2	2,09	40,25	0,04858	4,4	0,3784	13,1	0,0565	12,4	0,33	306	13	326	37	472	274	65
a123-R	2016749	2625,3	217,1	1,36	19,09	0,04985	2,6	0,368	11,6	0,05354	11,4	0,22	314	8	318	32	352	256	89
a125-R	926198	591,3	56,5	0,37	1,28	0,08204	2,6	1,256	2,8	0,111	1,2	0,90	508	13	826	16	1816	22	28
a124-K	1073572	1463,5	106,4	1,11	6,79	0,05866	1,8	0,4672	6,6	0,05776	6,3	0,27	367	6	389	21	521	139	71
a126	398891	420,5	38,1	0,88	3,10	0,07983	1,7	0,6281	6,1	0,05707	5,9	0,28	495	8	495	24	494	130	100

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 23: Ergebnisse der U-Pb Zirkondatierung an den vulkanosedimentären Gesteinen der saxothuringischen Vogtland Synklinale (4/13)

Probe Messung	^{207}Pb (cps)	U (ppm)	Pb (ppm)	Th U	^{206}Pbc (%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±2s (%)	$^{207}Pb/^{235}U$	±2s (%)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2s (%)	rho	$^{206}Pb/^{238}U$ (Ma)	±2s	$^{207}Pb/^{235}U$ (Ma)	±2s	$^{207}Pb/^{206}Pb$ (Ma)	±2s	conc. (%)
HEI2																			
a127	167126	173,5	14,5	0,56	0,21	0,08087	1,6	0,6385	2,3	0,05726	1,7	0,69	501	8	501	9	502	37	100
a128	134588	141,2	11,8	0,56	0,29	0,08130	1,6	0,641	2,2	0,05718	1,5	0,73	504	8	503	9	499	34	101
a129	134995	141,7	11,7	0,70	0,13	0,07762	1,7	0,6254	2,2	0,05844	1,5	0,74	482	8	493	9	546	33	88
a130	136531	142,9	11,9	0,66	0,24	0,07899	1,6	0,6307	2,4	0,05791	1,8	0,67	490	8	497	10	526	39	93
a131	150905	160,0	13,9	1,00	1,25	0,08002	1,9	0,626	6,9	0,05674	6,7	0,27	496	9	494	27	481	147	103
a132	668362	684,7	64,3	1,16	0,20	0,08074	1,6	0,6401	2,3	0,05749	1,7	0,68	501	8	502	9	510	38	98
a133	95037	98,1	8,4	0,64	1,46	0,08053	1,9	0,6373	8,2	0,0574	8,0	0,24	499	9	501	33	507	176	99
a134	110441	111,8	9,3	0,60	0,46	0,07898	1,8	0,6322	7,8	0,05806	7,6	0,23	490	9	497	31	532	165	92
a135	149737	156,7	13,0	0,68	0,62	0,07755	1,7	0,615	2,7	0,05752	2,1	0,62	481	8	487	11	511	47	94
a136	127276	124,4	10,1	0,43	0,03	0,07979	1,8	0,6352	6,9	0,05774	6,6	0,26	495	8	499	27	520	145	95
a137	165184	168,5	14,1	0,57	0,36	0,08007	1,7	0,6354	5,4	0,05755	5,1	0,32	497	8	499	22	513	112	97
a138	158657	148,0	13,0	0,45	<nwg	0,08502	1,7	0,8197	6,0	0,06992	5,8	0,28	526	8	608	28	926	119	57
a139	131210	136,0	11,1	0,57	0,22	0,07998	1,7	0,631	6,9	0,05722	6,6	0,24	496	8	497	27	500	146	99
a140	104293	104,9	8,5	0,51	0,27	0,07890	1,7	0,6234	2,5	0,0573	1,9	0,67	490	8	492	10	503	41	97
a141	129150	131,1	10,5	0,48	0,27	0,07866	1,6	0,6191	2,3	0,05708	1,6	0,72	488	8	489	9	495	35	99
a142	139282	143,0	12,2	0,56	1,82	0,07993	1,6	0,6322	3,5	0,05736	3,1	0,46	496	8	497	14	505	69	98
a143	92183	94,7	7,6	0,44	0,19	0,07934	1,7	0,623	2,2	0,05695	1,5	0,76	492	8	492	9	490	32	101
a144	95914	98,8	7,9	0,45	0,18	0,07912	1,7	0,6344	2,3	0,05815	1,6	0,72	491	8	499	9	535	35	92
a145	186622	192,9	16,2	0,63	0,48	0,07982	1,6	0,6285	2,4	0,05711	1,8	0,65	495	8	495	10	496	41	100
a151	342905	232,4	29,0	0,14	<nwg	0,12980	1,6	1,478	2,0	0,08258	1,1	0,82	787	12	921	12	1259	22	62
a152	284900	256,5	24,5	0,69	0,22	0,08990	1,7	0,7284	2,2	0,05876	1,5	0,74	555	9	556	10	558	33	99
a153	134985	136,4	11,0	0,44	0,51	0,07975	1,7	0,6281	2,7	0,05712	2,1	0,62	495	8	495	11	496	46	100
a154	137969	138,3	11,5	0,50	0,88	0,07990	1,8	0,6317	7,2	0,05735	6,9	0,25	495	8	497	29	505	153	98
a155	174287	178,1	14,6	0,60	0,32	0,07861	1,6	0,6195	2,2	0,05716	1,4	0,74	488	8	490	8	498	32	98
a156	257042	108,7	20,0	0,54	3,49	0,16190	1,8	1,616	3,8	0,07238	3,4	0,48	967	17	976	24	997	69	97
a157-R	257982	267,2	21,8	0,34	0,16	0,08251	1,7	0,6515	2,1	0,05727	1,2	0,82	511	8	509	8	502	26	102
a158-K	350875	335,5	30,5	0,71	0,11	0,08558	1,6	0,6828	1,9	0,05787	1,0	0,85	529	8	528	8	525	22	101
a159	131678	134,1	10,7	0,45	0,31	0,07856	1,6	0,6177	2,5	0,05702	1,9	0,65	488	8	488	10	492	41	99
a160	92206	93,1	7,7	0,60	<nwg	0,07920	2,0	0,6248	11,2	0,05722	11,0	0,18	491	9	493	45	500	242	98
a161	159269	164,0	13,7	0,65	0,14	0,07883	1,7	0,6241	5,6	0,05742	5,4	0,30	489	8	492	22	508	119	96
a162	131127	132,4	11,0	0,51	<nwg	0,08047	1,8	0,6438	5,8	0,05803	5,5	0,31	499	9	505	23	531	120	94

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 23: Ergebnisse der U-Pb Zirkondatierung an den vulkanosedimentären Gesteinen der saxothuringischen Vogtland Synklinale (5/13)

Probe / Messung	^{207}Pb (cps)	U (ppm)	Pb (ppm)	Th / U	^{206}Pbc (%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±2s (%)	$^{207}Pb/^{235}U$	±2s (%)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2s (%)	rho	$^{206}Pb/^{238}U$	±2s (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$	±2s (Ma)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2s (Ma)	conc. (%)
TS-NF																			
a27	735920	233,0	104,9	0,30	0,05	0,41100	1,8	10,47	1,9	0,1848	0,5	0,96	2220	34	2478	18	2696	9	82
a28	128884	132,8	23,3	0,82	0,97	0,16030	1,8	1,716	2,4	0,07768	1,6	0,74	958	16	1015	15	1139	32	84
a29	409417	685,5	71,9	0,62	2,16	0,09841	1,6	0,8113	3,3	0,05979	2,9	0,49	605	9	603	15	596	63	102
a30	150755	251,6	29,5	1,29	2,34	0,09851	1,7	0,8153	4,0	0,06003	3,6	0,43	606	10	605	18	605	78	100
a31	390353	548,0	86,2	2,69	0,65	0,10680	1,7	0,8865	4,2	0,06018	3,8	0,40	654	10	644	20	610	83	107
a32	398240	633,4	62,2	0,45	0,00	0,09685	1,6	0,7999	3,0	0,0599	2,5	0,55	596	9	597	14	600	54	99
a38	161444	302,4	26,4	0,58	1,35	0,08322	1,6	0,669	7,1	0,0583	6,9	0,23	515	8	520	29	541	152	95
a39	266915	352,1	50,2	0,66	2,38	0,13010	2,7	1,202	8,4	0,06696	8,0	0,32	789	20	801	48	837	167	94
a40	132753	258,9	22,7	0,51	2,92	0,08289	1,7	0,6574	4,1	0,05752	3,8	0,41	513	8	513	17	512	83	100
a41	398826	333,3	63,0	0,48	0,87	0,19010	1,7	2,024	3,0	0,07721	2,5	0,55	1122	17	1124	21	1127	50	100
a42	169322	161,4	32,1	0,96	0,64	0,17970	1,8	1,842	5,6	0,07431	5,3	0,32	1065	18	1060	37	1050	107	101
a43	1000232	851,3	158,9	0,53	1,94	0,17290	1,9	2,236	2,6	0,0938	1,9	0,70	1028	18	1192	19	1504	35	68
a44	254355	473,4	37,9	0,24	1,62	0,08120	1,7	0,641	5,5	0,05726	5,2	0,31	503	8	503	22	501	114	100
a45	189983	130,5	49,6	1,96	2,36	0,30380	2,6	4,802	4,0	0,1146	3,0	0,65	1710	39	1785	34	1874	55	91
a46	482942	299,0	88,1	1,72	1,42	0,22260	2,4	3,334	2,9	0,1086	1,7	0,81	1295	28	1489	23	1777	31	73
a47	149393	223,1	36,0	2,97	1,28	0,10800	1,7	0,8524	8,2	0,05725	8,1	0,20	661	11	626	39	501	178	132
a48	161087	167,8	31,3	1,68	0,98	0,14640	1,7	1,424	5,4	0,07051	5,1	0,32	881	14	899	33	943	105	93
a49	1225574	398,8	215,7	0,81	0,46	0,46180	1,6	10,95	1,7	0,172	0,6	0,95	2447	34	2519	16	2577	9	95
a50	1737790	662,4	294,6	0,31	<nwg	0,40910	1,6	11,33	1,6	0,2009	0,3	0,98	2211	30	2551	15	2833	5	78
a51	125560	91,1	20,3	0,53	1,29	0,21080	2,0	2,415	3,0	0,08306	2,3	0,65	1233	22	1247	22	1271	45	97
a52	84793	123,6	14,9	0,91	1,86	0,10850	1,6	0,9293	4,6	0,06213	4,3	0,36	664	10	667	23	679	91	98
a53	1738033	500,1	296,0	0,62	0,25	0,52100	1,7	13,38	1,8	0,1862	0,5	0,96	2703	37	2707	17	2709	8	100
a54	424333	604,8	70,0	0,67	1,67	0,10710	1,9	0,9094	3,6	0,06156	3,1	0,51	656	12	657	18	659	67	100
a55	194603	137,4	42,3	0,89	2,86	0,26520	2,9	5,564	4,1	0,1522	2,8	0,72	1516	40	1911	36	2371	48	64
a56	175520	260,1	35,6	1,88	6,24	0,09940	2,1	0,8283	8,3	0,06044	8,0	0,25	611	12	613	39	619	173	99
a57	158208	141,5	12,1	0,58	1,60	0,08118	1,7	0,6681	3,1	0,05969	2,6	0,55	503	8	520	13	592	56	85
a58	242409	163,0	20,1	1,08	0,61	0,10820	1,6	0,913	3,9	0,06121	3,6	0,40	662	10	659	19	647	77	102
a59	61828	49,0	6,3	1,79	8,56	0,09167	2,2	0,911	7,5	0,07208	7,2	0,29	565	12	658	37	988	147	57
a60	91559	78,4	9,0	1,39	12,77	0,08104	2,8	0,7008	15,6	0,06272	15,3	0,18	502	13	539	67	699	326	72
a61	346065	213,9	23,9	0,63	2,32	0,10730	1,9	0,9121	4,4	0,06164	3,9	0,44	657	12	658	21	662	84	99
a62	541598	477,3	45,6	0,71	3,78	0,08768	1,8	0,7077	5,4	0,05854	5,0	0,34	542	9	543	23	550	110	98
a63	258913	193,0	19,6	0,24	3,54	0,10250	1,8	0,8397	5,8	0,05942	5,5	0,31	629	11	619	27	582	119	108
a64	320774	211,5	33,4	0,97	15,67	0,11290	2,4	0,9933	12,8	0,06381	12,6	0,19	690	16	700	67	735	266	94

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 23: Ergebnisse der U-Pb Zirkondatierung an den vulkanosedimentären Gesteinen der saxothuringischen Vogtland Synklinale (6/13)

Probe Messung	^{207}Pb (cps)	U (ppm)	Pb (ppm)	Th U	^{206}Pbc (%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±2s (%)	$^{207}Pb/^{235}U$	±2s (%)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2s (%)	rho	$^{206}Pb/^{238}U$	±2s (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$	±2s (Ma)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2s (Ma)	conc. (%)
TS-NF																			
a65	212310	99,1	17,0	0,71	1,81	0,15810	1,7	1,54	3,9	0,07066	3,5	0,45	946	15	947	24	948	71	100
a66	638991	171,7	48,1	0,45	1,38	0,26070	1,8	4,106	2,4	0,1143	1,6	0,74	1493	24	1656	20	1868	29	80
a72	236044	381,8	31,0	0,31	1,52	0,08049	1,9	0,637	4,8	0,0574	4,4	0,39	499	9	500	19	507	97	98
a73	523996	395,8	87,4	0,29	0,57	0,21500	1,6	3,058	2,0	0,1032	1,2	0,79	1255	19	1422	16	1682	23	75
a74	124977	231,5	21,2	0,84	0,45	0,08351	1,9	0,6635	7,5	0,05762	7,3	0,25	517	9	517	31	515	160	100
a75	92392	132,8	16,5	0,92	1,88	0,10810	2,6	0,922	11,5	0,06186	11,2	0,22	662	16	663	57	669	239	99
a116	320261	384	53	1,52	0,40	0,09450	1,8	0,8218	2,3	0,06307	1,5	0,76	582	10	609	11	711	32	82
a117	523105	440	61	0,28	<nwg	0,12040	2,7	1,132	3,0	0,0682	1,2	0,92	733	19	769	16	875	25	84
a118	512993	395	116	3,11	<nwg	0,16090	2,1	1,65	2,4	0,07435	1,0	0,91	962	19	989	15	1051	20	92
a119	136316	124	19	0,56	0,07	0,12610	3,1	1,28	4,7	0,0736	3,6	0,66	766	23	837	27	1030	72	74
a120	338291	333	48	0,13	0,80	0,12830	2,0	1,371	2,4	0,07753	1,3	0,83	778	14	877	14	1135	26	69
a121	286037	353	37	0,14	<nwg	0,09813	1,7	0,8122	2,3	0,06003	1,5	0,74	603	10	604	10	605	33	100
a122	331179	435	65	1,99	0,64	0,09678	1,6	0,8234	4,9	0,06171	4,6	0,32	596	9	610	23	664	99	90
a123	585869	699	104	0,18	0,33	0,13710	2,5	1,385	2,7	0,07324	1,0	0,93	828	19	882	16	1021	20	81
a124	341886	301	50	0,82	<nwg	0,13250	1,6	1,222	1,9	0,06686	1,0	0,86	802	12	811	10	833	20	96
a125	92019	118	20	2,82	2,41	0,09193	2,2	0,7823	15,1	0,06172	15,0	0,15	567	12	587	70	664	321	85
a126	362600	438	56	0,89	<nwg	0,10070	1,6	0,8399	1,9	0,06048	0,9	0,87	619	10	619	9	621	20	100
a127	311032	357	54	1,63	<nwg	0,10370	1,4	0,8857	1,6	0,06193	0,8	0,87	636	8	644	8	672	17	95
a128	268379	462	40	0,41	1,69	0,07573	1,8	0,591	8,4	0,0566	8,2	0,21	471	8	472	32	476	182	99
a130	206054	349	37	1,23	2,57	0,07758	1,9	0,6087	7,3	0,05691	7,0	0,26	482	9	483	28	488	155	99
a131	313248	379	56	1,75	0,17	0,09951	1,4	0,8289	1,7	0,06042	1,0	0,83	612	8	613	8	619	21	99
a132	120832	165	17	0,30	<nwg	0,09207	1,8	0,8325	2,2	0,06558	1,3	0,80	568	10	615	10	793	28	72
a133	332141	510	70	1,73	0,43	0,09064	1,6	0,7411	4,7	0,0593	4,4	0,33	559	8	563	21	578	97	97
a134	614845	818	85	0,31	0,35	0,09232	1,5	0,7929	4,1	0,06229	3,9	0,36	569	8	593	19	684	82	83
a135	276364	201	53	2,08	<nwg	0,17190	1,9	1,746	2,3	0,07363	1,2	0,84	1023	18	1026	15	1031	25	99
a136	383334	444	65	1,53	<nwg	0,10060	1,6	0,8644	1,9	0,0623	0,9	0,89	618	10	633	9	685	18	90
a137	92201	107	19	2,65	1,61	0,10170	2,7	0,8934	4,2	0,0637	3,3	0,63	625	16	648	20	732	69	85
a138	290132	317	48	0,40	<nwg	0,12890	1,6	1,235	5,4	0,06949	5,2	0,29	782	11	817	31	913	107	86
a139	1027759	287	180	1,33	0,13	0,44100	1,6	9,334	1,7	0,1535	0,5	0,95	2355	31	2371	15	2386	9	99
a140	248066	246	34	0,51	<nwg	0,11620	1,7	1,015	2,1	0,06339	1,2	0,81	709	11	712	11	721	26	98
a141	132752	179	29	2,72	0,40	0,09195	1,9	0,9621	3,6	0,07588	3,1	0,53	567	10	684	18	1092	61	52
a142	418379	477	72	0,73	<nwg	0,12190	1,4	1,111	1,6	0,06609	0,8	0,86	741	10	759	9	809	17	92
a143	525738	463	90	1,21	0,44	0,14300	1,5	1,372	2,3	0,06957	1,8	0,65	862	12	877	14	916	36	94

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 23: Ergebnisse der U-Pb Zirkondatierung an den vulkanosedimentären Gesteinen der saxothuringischen Vogtland Synklinale (7/13)

Probe / Messung	^{207}Pb (cps)	U (ppm)	Pb (ppm)	Th / U	^{206}Pbc (%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±2s (%)	$^{207}Pb/^{235}U$	±2s (%)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2s (%)	rho	$^{206}Pb/^{238}U$	±2s (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$	±2s (Ma)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2s (Ma)	conc. (%)
TS-NF																			
a144	85269	98	13	0,88	<nwg	0,10800	2,0	0,9289	2,7	0,06239	1,8	0,74	661	12	667	13	688	38	96
a145	517774	496	88	1,39	2,05	0,10940	1,7	1,068	3,8	0,0708	3,3	0,46	669	11	738	20	952	68	70
a151	525695	665	85	0,99	0,63	0,09803	1,6	0,81	3,1	0,05993	2,7	0,52	603	9	602	14	601	58	100
a152	244703	277	39	0,74	<nwg	0,11410	1,6	0,9965	2,0	0,06336	1,1	0,83	696	11	702	10	720	23	97
a153	490759	189	89	1,09	0,13	0,35550	1,5	6,074	1,7	0,1239	0,8	0,90	1961	26	1987	15	2013	13	97
a154	268701	339	44	1,00	1,76	0,09689	2,0	0,837	6,8	0,06266	6,5	0,29	596	11	617	32	697	139	86
a155	989333	375	141	0,25	0,02	0,32340	1,5	5,569	1,6	0,1249	0,4	0,97	1806	24	1911	14	2027	7	89
a156	275198	123	44	0,88	<nwg	0,27420	1,7	3,775	2,0	0,09984	0,9	0,88	1562	24	1587	16	1621	18	96
a157	566419	617	90	0,77	0,20	0,11670	1,6	1,028	4,4	0,06386	4,1	0,36	711	11	718	23	737	86	97
a158	571151	772	93	1,16	0,87	0,09039	1,5	0,7401	3,8	0,05938	3,5	0,39	558	8	562	16	581	76	96
a159	190297	248	29	0,84	0,23	0,09243	1,5	0,7806	2,1	0,06125	1,4	0,74	570	8	586	9	648	30	88
a160	794345	956	124	0,46	0,36	0,11040	1,6	1,007	3,1	0,06615	2,7	0,51	675	10	707	16	811	56	83
a161	109206	138	24	3,34	1,28	0,09099	2,2	0,7616	3,3	0,0607	2,5	0,65	561	12	575	15	629	54	89
a162	277228	389	50	1,34	3,52	0,09051	1,8	0,7292	7,5	0,05843	7,2	0,25	559	10	556	32	546	158	102
a163	104729	182	15	0,47	3,41	0,07160	2,4	0,5661	11,7	0,05734	11,5	0,20	446	10	455	44	505	252	88
a164	56198	64	8	0,30	<nwg	0,10840	3,4	0,9433	4,0	0,06313	2,1	0,85	663	22	675	20	713	45	93
a165	206534	334	29	0,34	<nwg	0,07776	2,3	0,6103	2,8	0,05692	1,6	0,81	483	11	484	11	489	36	99
a166	380902	500	70	1,23	0,02	0,10280	2,0	0,8729	5,4	0,06158	5,0	0,37	631	12	637	26	660	107	96
a167	167798	259	23	0,18	<nwg	0,08168	1,9	0,6488	2,3	0,05761	1,3	0,83	506	9	508	9	515	28	98
a168	111077	135	18	0,86	<nwg	0,10780	2,1	0,918	3,0	0,06177	2,2	0,69	660	13	661	15	666	47	99
a169	142417	221	21	0,77	1,29	0,07657	1,9	0,6017	3,2	0,05699	2,5	0,61	476	9	478	12	491	56	97

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 23: Ergebnisse der U-Pb Zirkondatierung an den vulkanosedimentären Gesteinen der saxothuringischen Vogtland Synklinale (8/13)

Probe Messung	^{207}Pb (cps)	U (ppm)	Pb (ppm)	Th U	^{206}Pbc (%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±2s (%)	$^{207}Pb/^{235}U$	±2s (%)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2s (%)	rho	$^{206}Pb/^{238}U$	±2s (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$	±2s (Ma)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2s (Ma)	conc. (%)
TS-SR																			
a06	494754	764	56	0,10	0,29	0,06834	1,5	0,5389	2,2	0,05719	1,6	0,69	426	6	438	8	499	35	85
a07	95704	154	14	0,41	<nwg	0,07361	2,1	0,7452	3,9	0,07343	3,4	0,52	458	9	565	17	1026	68	45
a08	194644	321	25	0,09	<nwg	0,07409	1,6	0,5858	2,2	0,05735	1,5	0,74	461	7	468	8	505	33	91
a09	166709	335	32	1,00	0,13	0,07464	1,7	0,591	7,7	0,05742	7,5	0,22	464	8	471	30	508	165	91
a10	95584	156	20	2,31	<nwg	0,07686	2,1	0,6271	2,8	0,05918	1,9	0,74	477	9	494	11	574	40	83
a11	323612	225	41	0,27	0,03	0,14880	2,7	2,15	3,0	0,1048	1,2	0,91	894	23	1165	21	1710	22	52
a12	221174	357	28	0,21	<nwg	0,06908	1,5	0,5685	1,8	0,05969	1,1	0,81	431	6	457	7	592	23	73
a13	135604	44	24	1,15	<nwg	0,37590	1,9	6,618	2,2	0,1277	1,1	0,86	2057	34	2062	20	2067	20	100
a14	129330	142	21	0,91	<nwg	0,11210	2,0	0,9827	2,4	0,06357	1,4	0,82	685	13	695	12	727	29	94
a15	154846	240	21	0,36	<nwg	0,07507	1,7	0,5948	2,4	0,05747	1,6	0,73	467	8	474	9	510	36	92
a16	148649	216	20	0,31	<nwg	0,08121	2,5	0,643	3,0	0,05742	1,7	0,83	503	12	504	12	508	36	99
a17	307278	496	42	0,14	0,33	0,07944	2,3	0,6262	2,9	0,05717	1,8	0,78	493	11	494	11	498	40	99
a18	243885	402	34	0,34	<nwg	0,07450	1,5	0,5845	1,9	0,0569	1,1	0,81	463	7	467	7	488	24	95
a19	195940	187	27	0,98	0,27	0,09912	2,0	0,9506	2,5	0,06955	1,5	0,79	609	12	678	13	915	32	67
a20	158519	216	23	0,43	1,07	0,08898	1,9	0,7114	9,4	0,05799	9,2	0,20	549	10	546	40	529	202	104
a21	439500	136	63	0,53	0,32	0,37510	1,5	6,552	1,6	0,1267	0,5	0,95	2053	26	2053	14	2053	9	100
a22	164682	63	26	0,71	<nwg	0,31700	1,8	5,136	2,1	0,1175	1,1	0,84	1775	27	1842	18	1919	20	93
a23	110298	139	17	0,70	1,57	0,09852	1,9	0,8281	3,4	0,06096	2,8	0,55	606	11	613	16	638	61	95
a24	180926	294	24	0,18	<nwg	0,07525	1,7	0,6084	1,9	0,05863	1,0	0,87	468	8	483	7	554	21	84
a25	241290	438	35	0,15	0,05	0,07209	1,8	0,581	2,5	0,05845	1,7	0,72	449	8	465	9	547	37	82
a26	228439	362	33	0,48	<nwg	0,07797	1,5	0,6318	2,5	0,05877	2,1	0,58	484	7	497	10	559	45	87
a27	99615	162	17	1,12	0,58	0,07739	2,2	0,605	2,8	0,0567	1,8	0,77	481	10	480	11	480	39	100
a28	137911	186	21	0,68	<nwg	0,09262	1,6	0,7581	2,2	0,05936	1,5	0,75	571	9	573	10	580	32	98
a29	158513	243	21	0,19	<nwg	0,08082	1,7	0,6341	2,3	0,0569	1,5	0,76	501	8	499	9	488	33	103
a30	258293	395	46	1,78	<nwg	0,07867	1,9	0,6218	2,3	0,05732	1,3	0,83	488	9	491	9	504	28	97
a31	144533	223	21	0,44	0,28	0,07972	1,9	0,6282	2,5	0,05715	1,7	0,74	494	9	495	10	497	38	99
a32	454075	757	63	0,11	0,12	0,07791	1,4	0,6098	1,7	0,05677	0,9	0,85	484	7	483	6	483	19	100
a38	433863	536	73	1,14	<nwg	0,09998	1,4	0,8517	1,7	0,06178	1,0	0,80	614	8	626	8	667	22	92
a39	239452	387	31	0,13	0,19	0,07501	1,4	0,5974	1,9	0,05776	1,2	0,76	466	7	476	7	521	27	90
a40	400503	419	57	0,43	0,02	0,11650	1,5	1,02	1,8	0,0635	1,0	0,84	710	10	714	9	725	21	98
a41	249970	382	33	0,29	0,20	0,07763	1,8	0,6091	2,2	0,0569	1,1	0,85	482	8	483	8	488	25	99
a42	186833	283	31	1,28	<nwg	0,07707	1,8	0,602	2,3	0,05665	1,4	0,80	479	8	479	9	478	30	100
a43	120438	178	16	0,35	<nwg	0,08025	1,9	0,6336	2,3	0,05726	1,2	0,84	498	9	498	9	502	27	99

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 23: Ergebnisse der U-Pb Zirkondatierung an den vulkanosedimentären Gesteinen der saxothuringischen Vogtland Synklinale (9/13)

Probe Messung	^{207}Pb (cps)	U (ppm)	Pb (ppm)	Th U	^{206}Pbc (%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±2s (%)	$^{207}Pb/^{235}U$	±2s (%)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2s (%)	rho	$^{206}Pb/^{238}U$ (Ma)	±2s	$^{207}Pb/^{235}U$ (Ma)	±2s	$^{207}Pb/^{206}Pb$ (Ma)	±2s	conc. (%)
TS-SR																			
a44	167910	219	23	1,22	<nwg	0,08054	1,8	0,6396	2,3	0,05759	1,5	0,76	499	8	502	9	514	33	97
a45	150850	107	30	2,08	<nwg	0,17350	2,5	1,804	3,0	0,07539	1,6	0,85	1032	24	1047	20	1079	31	96
a46	161654	246	24	0,68	0,13	0,08035	2,1	0,6811	2,9	0,06147	2,0	0,72	498	10	527	12	656	43	76
a47	130485	211	20	0,88	0,50	0,07551	2,0	0,5996	2,8	0,0576	1,9	0,72	469	9	477	11	514	43	91
a48	70657	22	11	0,60	2,21	0,36750	2,8	6,322	7,8	0,1248	7,3	0,36	2017	49	2021	71	2026	128	100
a49	117986	139	13	0,21	<nwg	0,08069	2,8	0,9163	4,4	0,08236	3,4	0,63	500	13	660	21	1254	66	40
a50	60920	95	11	1,46	1,07	0,07979	3,4	0,635	4,4	0,05772	2,8	0,78	495	16	499	17	519	61	95
a51	1562847	506	216	0,22	0,01	0,36800	1,3	6,337	1,4	0,1249	0,5	0,94	2020	23	2024	13	2027	9	100
a52	66014	79	6	0,08	<nwg	0,06964	6,2	0,5755	6,7	0,05994	2,4	0,93	434	26	462	25	601	52	72
a53	157279	261	25	1,08	0,39	0,07134	1,5	0,5662	2,2	0,05757	1,6	0,69	444	7	456	8	513	36	87
a54	180025	298	27	0,40	0,82	0,07863	2,3	0,6148	7,6	0,05671	7,3	0,30	488	11	487	30	480	161	102
a55	771856	281	118	0,21	<nwg	0,36280	1,5	6,55	1,6	0,1309	0,4	0,96	1996	26	2053	14	2110	8	95
a56	425708	706	63	0,27	<nwg	0,08087	1,4	0,6374	1,7	0,05716	1,0	0,81	501	7	501	7	498	22	101
a57	563316	802	73	0,06	<nwg	0,08418	1,5	0,7328	1,8	0,06314	1,0	0,84	521	8	558	8	713	21	73
a58	193468	227	31	1,09	<nwg	0,10270	2,2	0,8639	2,5	0,06098	1,2	0,87	630	13	632	12	638	26	99
a59	789131	312	123	0,66	<nwg	0,31060	1,5	5,249	1,6	0,1226	0,6	0,94	1744	23	1861	14	1994	10	87
a60	70569	29	10	1,26	<nwg	0,25070	2,9	3,728	3,4	0,1079	1,9	0,83	1442	37	1577	28	1764	35	82
a61	211699	332	26	0,17	<nwg	0,07085	1,6	0,5964	2,4	0,06105	1,7	0,70	441	7	475	9	641	36	69
a62	174598	220	25	0,45	0,41	0,09655	1,7	0,8097	2,3	0,06082	1,5	0,74	594	10	602	11	633	33	94
a63	104784	211	16	0,39	5,71	0,06081	2,8	0,777	6,8	0,09267	6,2	0,41	381	10	584	31	1481	118	26
a64	195523	355	41	1,83	0,45	0,08143	1,9	0,6733	2,9	0,05997	2,2	0,64	505	9	523	12	603	48	84
a65	199536	301	27	0,20	<nwg	0,08092	2,1	0,6419	2,3	0,05753	1,0	0,90	502	10	503	9	512	23	98
a66	101711	160	15	0,56	<nwg	0,08010	1,9	0,6318	2,6	0,05721	1,8	0,73	497	9	497	10	500	39	99
a72	67718	106	10	0,62	<nwg	0,08015	2,2	0,6443	3,2	0,0583	2,4	0,67	497	10	505	13	541	52	92
a73	168657	180	28	1,05	1,38	0,11840	1,7	1,06	2,8	0,0649	2,2	0,61	722	12	734	15	771	47	94
a74	146413	199	19	0,60	<nwg	0,07976	2,3	0,6284	2,6	0,05714	1,3	0,86	495	11	495	10	497	29	100
a75	216911	325	28	0,11	0,52	0,07982	1,7	0,6371	2,2	0,05789	1,4	0,77	495	8	500	9	525	30	94
a76	219954	345	29	0,12	<nwg	0,07963	1,4	0,6294	1,7	0,05733	0,9	0,84	494	7	496	7	504	20	98
a77	129871	194	17	0,21	0,20	0,07983	1,8	0,63	2,3	0,05724	1,5	0,77	495	8	496	9	501	32	99
a78	117959	190	17	0,64	<nwg	0,07573	2,3	0,6068	3,1	0,05811	2,1	0,74	471	10	482	12	534	45	88
a79	157958	253	22	0,30	0,36	0,07890	1,8	0,6203	2,5	0,05702	1,7	0,71	490	8	490	10	492	38	99
a80	175365	282	24	0,24	<nwg	0,07833	1,6	0,6168	2,1	0,05711	1,4	0,74	486	7	488	8	496	32	98
a81	293996	198	44	1,11	0,27	0,16780	1,7	1,713	2,0	0,07404	1,0	0,85	1000	15	1014	13	1043	21	96

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 23: Ergebnisse der U-Pb Zirkondatierung an den vulkanosedimentären Gesteinen der saxothuringischen Vogtland Synklinale (10/13)

Probe Messung	^{207}Pb (cps)	U (ppm)	Pb (ppm)	Th U	^{206}Pbc (%)	^{206}Pb / ^{238}U	±2s (%)	^{207}Pb / ^{235}U	±2s (%)	^{207}Pb / ^{206}Pb	±2s (%)	rho	^{206}Pb / ^{238}U	±2s (Ma)	^{207}Pb / ^{235}U	±2s (Ma)	^{207}Pb / ^{206}Pb	±2s (Ma)	conc. (%)
TS-SR																			
a82	560863	689	74	0,56	0,00	0,09037	1,4	0,7495	1,9	0,06016	1,2	0,76	558	8	568	8	609	26	92
a83	138604	213	18	0,33	<nwg	0,07634	2,0	0,6001	2,4	0,05701	1,4	0,81	474	9	477	9	492	31	96
a84	250513	399	33	0,15	1,30	0,07541	1,8	0,5891	6,2	0,05665	5,9	0,29	469	8	470	24	478	131	98
a85	108303	173	15	0,54	<nwg	0,07482	2,1	0,5846	2,7	0,05667	1,8	0,76	465	9	467	10	479	39	97
a86	70892	104	10	0,46	1,41	0,08587	2,7	0,755	4,2	0,06376	3,2	0,65	531	14	571	19	734	68	72
a87	228244	261	36	0,93	<nwg	0,10790	1,5	0,9169	1,8	0,06164	1,1	0,79	660	9	661	9	662	24	100
a88	154681	259	19	0,31	<nwg	0,06419	1,8	0,5368	2,5	0,06064	1,7	0,71	401	7	436	9	627	37	64
a89	411576	293	79	2,24	0,34	0,16580	1,5	1,668	1,8	0,07296	1,1	0,79	989	13	997	12	1013	23	98
a90	116996	125	20	1,85	<nwg	0,10760	2,1	0,9145	2,5	0,06166	1,3	0,85	659	13	659	12	662	27	99
a91	67213	107	11	1,07	0,82	0,08034	2,5	0,6312	3,7	0,05698	2,7	0,68	498	12	497	15	491	59	102
a92	197734	326	30	0,52	<nwg	0,08059	1,9	0,6365	2,3	0,05728	1,3	0,82	500	9	500	9	502	29	99
a93	554750	860	72	0,09	0,44	0,07830	1,7	0,6148	1,9	0,05695	1,0	0,87	486	8	487	7	490	21	99
a94	590643	923	80	0,11	0,40	0,08096	1,4	0,6475	1,9	0,05801	1,3	0,74	502	7	507	8	530	28	95
a95	289360	444	40	0,45	<nwg	0,07891	1,5	0,6265	1,8	0,05759	1,0	0,83	490	7	494	7	514	22	95
a96	949821	1148	150	1,20	0,14	0,09787	1,6	0,8062	1,7	0,05974	0,6	0,94	602	9	600	8	594	13	101
a97	281907	447	39	0,37	<nwg	0,07714	1,6	0,6206	2,2	0,05835	1,4	0,75	479	7	490	8	543	31	88
a98	205379	316	27	0,15	<nwg	0,07937	1,7	0,6266	2,0	0,05726	1,0	0,86	492	8	494	8	501	22	98
a99	546033	834	75	0,33	0,10	0,08029	1,6	0,6276	1,8	0,0567	0,9	0,87	498	8	495	7	480	19	104
a100	406543	234	57	0,40	<nwg	0,19670	1,6	3,021	1,8	0,1114	0,8	0,90	1157	17	1413	14	1823	14	63
a101	168097	244	22	0,24	0,69	0,08219	2,0	0,6518	2,6	0,05752	1,7	0,76	509	10	510	10	511	37	100
a107	143860	91	19	0,31	<nwg	0,17590	3,6	2,591	4,1	0,1068	1,8	0,90	1045	35	1298	30	1745	33	60
a108	647548	1032	86	0,07	0,34	0,07835	1,4	0,6146	2,8	0,05689	2,4	0,51	486	7	486	11	487	53	100
a109	220833	342	28	0,22	0,46	0,07509	1,6	0,5981	2,2	0,05776	1,5	0,73	467	7	476	8	521	33	90
a110	396056	798	43	0,17	1,25	0,04854	2,4	0,3609	4,7	0,05393	4,0	0,52	306	7	313	13	368	90	83
a111	237014	277	30	0,42	<nwg	0,09452	1,9	0,7837	2,2	0,06014	1,1	0,86	582	11	588	10	608	24	96
a112	183129	225	24	0,56	0,05	0,09092	2,1	0,7389	6,5	0,05894	6,2	0,33	561	11	562	28	565	134	99
a113	164123	251	21	0,22	<nwg	0,07637	1,7	0,5959	2,3	0,0566	1,5	0,74	474	8	475	9	476	34	100
a114	379617	568	49	0,14	<nwg	0,08066	2,3	0,6368	2,5	0,05726	1,0	0,92	500	11	500	10	501	21	100
a115	239259	316	40	0,93	<nwg	0,10030	1,4	0,8399	1,7	0,06072	1,0	0,83	616	8	619	8	629	21	98

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 23: Ergebnisse der U-Pb Zirkondatierung an den vulkanosedimentären Gesteinen der saxothuringischen Vogtland Synklinale (11/13)

Probe Messung	^{207}Pb (cps)	U (ppm)	Pb (ppm)	Th U	^{206}Pbc (%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±2s (%)	$^{207}Pb/^{235}U$	±2s (%)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2s (%)	rho	$^{206}Pb/^{238}U$	±2s (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$	±2s (Ma)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2s (Ma)	conc. (%)
TS-NM																			
a170	48670	48	6	0,89	<nwg	0,10540	4,5	1,139	5,3	0,07837	2,9	0,85	646	28	772	29	1156	57	56
a171	151243	246	22	0,61	<nwg	0,07548	1,9	0,6001	2,5	0,05766	1,7	0,74	469	8	477	10	517	37	91
a172	153070	185	21	0,38	0,80	0,09988	1,6	0,8361	2,4	0,06071	1,7	0,69	614	10	617	11	629	37	98
a173	154927	198	30	2,14	<nwg	0,09600	1,9	0,7957	2,5	0,06012	1,6	0,76	591	11	594	11	608	35	97
a174	264854	314	37	0,65	<nwg	0,09624	1,5	0,8065	1,8	0,06077	1,0	0,83	592	9	600	8	631	22	94
a175	199965	140	22	0,63	0,61	0,11590	3,9	1,432	4,1	0,08961	1,3	0,95	707	26	903	25	1417	24	50
a176	594765	600	87	0,53	<nwg	0,12350	1,5	1,089	1,8	0,06399	0,9	0,85	751	11	748	9	741	20	101
a177	125929	173	16	0,63	<nwg	0,07448	2,4	0,6336	2,9	0,06169	1,7	0,82	463	11	498	12	663	36	70
a178	198870	231	28	0,53	1,17	0,10410	1,7	0,8756	2,7	0,06097	2,0	0,65	639	10	639	13	638	43	100
a179	517349	637	95	2,30	0,58	0,08755	1,5	0,7162	3,4	0,05933	3,1	0,44	541	8	548	15	579	67	93
a180	404349	443	49	0,17	0,07	0,10080	1,5	0,8816	2,0	0,06343	1,2	0,77	619	9	642	9	723	26	86
a181	401402	531	51	0,10	0,21	0,08979	1,5	0,7261	3,5	0,05865	3,2	0,42	554	8	554	15	554	69	100
a182	87019	85	14	0,46	<nwg	0,14140	1,9	1,335	2,4	0,06847	1,5	0,80	852	15	861	14	883	30	97
a183	514216	226	90	0,96	<nwg	0,30430	3,0	4,42	3,4	0,1054	1,7	0,87	1713	45	1716	29	1720	31	100
a184	179070	220	30	1,17	1,89	0,10230	1,6	0,8563	6,8	0,06074	6,6	0,24	628	10	628	32	630	142	100
a185	814505	1071	123	0,59	<nwg	0,09709	1,4	0,7979	1,5	0,0596	0,7	0,90	597	8	596	7	589	14	101
a186	350299	449	63	1,73	<nwg	0,09547	1,5	0,791	5,3	0,06009	5,1	0,28	588	8	592	24	607	110	97
a187	108150	131	18	1,46	0,64	0,09697	2,4	0,8052	2,8	0,06022	1,6	0,83	597	13	600	13	611	34	98
a188	411028	551	65	0,90	0,47	0,09277	1,5	0,7583	3,7	0,05929	3,4	0,41	572	8	573	17	578	74	99
a189	135262	199	21	0,88	<nwg	0,08398	1,9	0,6828	2,4	0,05897	1,5	0,78	520	10	528	10	566	33	92
a190	826190	313	138	0,55	0,39	0,36200	1,5	6,238	1,8	0,125	0,9	0,84	1992	26	2010	16	2029	17	98
a191	225171	289	37	1,09	0,27	0,09853	1,6	0,8167	7,5	0,06012	7,3	0,22	606	9	606	35	608	158	100
a192	632030	784	98	0,88	0,01	0,09871	1,8	0,829	3,1	0,06091	2,6	0,57	607	10	613	15	636	55	95
a193	229394	96	40	1,17	<nwg	0,30380	1,5	4,583	1,8	0,1094	1,0	0,83	1710	22	1746	15	1789	18	96
a199	251888	333	40	0,58	0,59	0,09975	1,6	0,8334	5,5	0,06059	5,3	0,29	613	9	615	26	625	113	98
a200	187501	62	29	0,88	0,48	0,35840	1,7	6,202	4,2	0,1255	3,9	0,40	1975	28	2005	38	2036	68	97
a201	276456	266	37	0,30	0,32	0,12450	1,6	1,115	1,9	0,06495	1,0	0,84	756	11	760	10	773	22	98
a202	94887	165	16	0,79	0,27	0,07703	2,1	0,6071	2,7	0,05716	1,7	0,78	478	10	482	10	498	37	96
a203	62811	72	9	0,58	2,11	0,10140	3,3	0,8705	4,9	0,06224	3,7	0,67	623	20	636	24	682	78	91
a204	329350	366	51	0,56	0,51	0,11940	1,9	1,051	2,2	0,06383	1,2	0,86	727	13	729	12	736	24	99
a205	141760	226	26	1,61	<nwg	0,07890	1,6	0,6207	2,3	0,05706	1,6	0,72	490	8	490	9	494	34	99
a206	129580	160	22	0,86	<nwg	0,11160	1,9	0,957	2,5	0,06218	1,6	0,77	682	12	682	12	680	34	100
a207	232925	379	34	0,15	0,03	0,08208	2,1	0,6564	2,5	0,058	1,3	0,85	509	10	512	10	530	28	96

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 23: Ergebnisse der U-Pb Zirkondatierung an den vulkanosedimentären Gesteinen der saxothuringischen Vogtland Synklinale (12/13)

Probe Messung	^{207}Pb (cps)	U (ppm)	Pb (ppm)	Th U	^{206}Pbc (%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±2s (%)	$^{207}Pb/^{235}U$	±2s (%)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2s (%)	rho	$^{206}Pb/^{238}U$ (Ma)	±2s	$^{207}Pb/^{235}U$ (Ma)	±2s	$^{207}Pb/^{206}Pb$ (Ma)	±2s	conc. (%)
TS-NM																			
a208	206107	358	30	1,86	3,49	0,05048	3,0	0,4003	10,4	0,05751	10,0	0,29	317	9	342	31	511	219	62
a209	129008	115	19	0,71	<nwg	0,13860	2,1	1,276	2,4	0,06678	1,2	0,87	837	17	835	14	831	25	101
a210	94075	159	14	0,69	1,16	0,07398	2,1	0,5935	3,2	0,05819	2,5	0,65	460	9	473	12	537	54	86
a211	326358	559	55	1,04	<nwg	0,07586	1,5	0,596	5,3	0,05698	5,1	0,28	471	7	475	20	491	112	96
a212	169139	261	25	0,65	<nwg	0,07974	1,7	0,6315	2,3	0,05743	1,4	0,77	495	8	497	9	508	32	97
a213	331655	427	48	0,31	1,54	0,09774	1,7	0,8094	5,4	0,06006	5,1	0,31	601	10	602	25	606	111	99
a214	396046	440	65	0,95	<nwg	0,11780	1,4	1,046	2,3	0,06446	1,8	0,63	718	10	727	12	757	37	95
a215	130587	162	19	0,35	0,09	0,10470	1,7	0,881	2,3	0,06103	1,5	0,75	642	11	642	11	640	33	100
a216	415400	524	77	0,93	0,59	0,11780	1,5	1,047	2,1	0,06446	1,6	0,68	718	10	727	11	757	33	95
a217	97679	153	14	0,52	<nwg	0,07904	2,2	0,6412	3,4	0,05883	2,7	0,62	490	10	503	14	561	59	87
a218	122759	201	18	0,51	<nwg	0,07849	1,9	0,62	2,4	0,05729	1,4	0,82	487	9	490	9	503	30	97
a219	159024	258	23	0,41	<nwg	0,07796	2,1	0,6123	2,6	0,05696	1,5	0,82	484	10	485	10	490	33	99
a220	567262	739	98	0,90	0,31	0,10630	1,7	0,8992	2,9	0,06133	2,3	0,58	651	10	651	14	651	50	100
a221	101220	175	16	0,95	<nwg	0,07068	2,1	0,5804	3,1	0,05955	2,3	0,68	440	9	465	12	587	50	75
a222	247579	302	57	3,35	<nwg	0,09929	1,8	0,8353	4,5	0,06102	4,1	0,40	610	11	617	21	640	89	95
a223	418906	465	69	1,41	<nwg	0,10530	1,5	0,8878	1,6	0,06114	0,6	0,92	645	9	645	8	644	14	100
a224	142099	252	24	0,71	0,04	0,07727	1,7	0,6106	2,2	0,05732	1,4	0,78	480	8	484	9	504	30	95
a225	1459360	584	276	0,36	0,38	0,40150	1,5	8,824	1,7	0,1594	0,8	0,87	2176	27	2320	16	2449	14	89
a226	387276	390	67	0,86	<nwg	0,13600	1,4	1,509	4,4	0,08051	4,1	0,32	822	11	934	27	1209	81	68
a227	181515	230	30	0,86	0,76	0,10560	1,8	0,8916	9,7	0,06123	9,5	0,18	647	11	647	48	647	205	100
a228	68650	94	12	1,05	<nwg	0,09807	2,8	0,821	3,8	0,06072	2,5	0,75	603	16	609	17	629	54	96
a229	44423	70	9	2,38	1,44	0,07670	4,6	0,6457	34,9	0,06105	34,6	0,13	476	21	506	149	641	743	74
a230	927793	620	153	0,27	0,50	0,21260	1,5	3,02	1,9	0,1031	1,2	0,77	1242	17	1413	15	1680	22	74
a231	497638	192	69	0,01	<nwg	0,32630	1,5	5,549	2,2	0,1233	1,6	0,68	1820	24	1908	19	2005	29	91
a232	440789	541	66	0,57	<nwg	0,10230	1,4	0,8656	1,7	0,06137	0,9	0,86	628	8	633	8	652	18	96
a233	189765	209	33	1,39	0,48	0,11010	1,7	0,94	2,2	0,0619	1,4	0,77	674	11	673	11	671	31	100
a234	175651	219	31	1,27	<nwg	0,10340	1,8	0,899	2,3	0,06304	1,4	0,79	634	11	651	11	710	30	89
a235	65418	87	13	1,83	1,22	0,09141	2,6	0,7403	13,8	0,05874	13,5	0,19	564	14	563	61	557	295	101
a236	646491	1103	96	0,32	0,81	0,07749	1,9	0,6202	3,9	0,05805	3,4	0,49	481	9	490	15	532	75	91
a237	698449	1043	112	1,22	1,13	0,07869	2,6	0,6572	3,4	0,06057	2,2	0,77	488	12	513	14	624	48	78
a243	65576	94	9	0,21	1,15	0,08892	2,8	0,7433	3,8	0,06063	2,6	0,73	549	15	564	16	626	56	88
a244	2498708	668	385	1,39	<nwg	0,37230	1,6	8,197	1,6	0,1597	0,4	0,97	2040	27	2253	15	2452	7	83
a245	238523	299	37	0,52	0,53	0,10750	1,7	0,9342	6,6	0,06305	6,4	0,26	658	11	670	33	710	135	93

<nwg = Unter der Nachweisgrenze

Anhang 23: Ergebnisse der U-Pb Zirkondatierung an den vulkanosedimentären Gesteinen der saxothuringischen Vogtland Synklinale (13/13)

Probe Messung	^{207}Pb (cps)	U (ppm)	Pb (ppm)	Th U	^{206}Pbc (%)	$^{206}Pb/^{238}U$	±2s (%)	$^{207}Pb/^{235}U$	±2s (%)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2s (%)	rho	$^{206}Pb/^{238}U$	±2s (Ma)	$^{207}Pb/^{235}U$	±2s (Ma)	$^{207}Pb/^{206}Pb$	±2s (Ma)	conc. (%)
TS-NM																			
a246	314090	525	45	0,08	<nwg	0,08063	1,7	0,6376	2,0	0,05735	1,0	0,86	500	8	501	8	505	22	99
a247	254471	423	39	0,40	<nwg	0,08215	1,6	0,6488	1,9	0,05728	1,0	0,84	509	8	508	8	502	23	101
a249	269243	333	49	1,60	0,29	0,10190	1,9	0,8491	2,2	0,06044	1,1	0,87	626	11	624	10	619	23	101

<nwg = Unter der Nachweisgrenze