

# Petrographisch-Mineralogische Untersuchungen der Gangmineralisationen im Ilfelder Becken, Südharz, Deutschland

SABINE WALTHER<sup>1</sup> & JULIUS LUDWIG JAHN<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institut für Geowissenschaften und Geographie, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Von-Seckendorff-Platz 3, 06120 Halle (Saale). [sabine.walther@geo.uni-halle.de](mailto:sabine.walther@geo.uni-halle.de)

<sup>2</sup>Klöpfer GmbH & Co. KG, Talaue 5, Winnenden, email: [jahn.julius@web.de](mailto:jahn.julius@web.de)

**Schlüsselwörter:** Kupferschiefer, Ilfeld, Gangmineralisation

**Keywords:** Kupferschiefer, Ilfeld, vein-type mineralization

## Zusammenfassung

Im Rahmen einer Masterarbeit an der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg wurden im Ilfelder Becken die Gangmineralisationen in den Gesteinen des Perms kartiert und petrographisch-mineralogisch aufgenommen. Im Rahmen dessen lag das Hauptaugenmerk auf den Barytgängen des Besucherbergwerks „Lange Wand“ und des ehemaligen Mn-Fe-Bergbaugebietes rund um das Braunsteinhaus. Dabei sind diese Gänge zum einen mit einer oxidischen Fe-Mn-Mineralisation und zum anderen mit einer sulfidischen Cu-Fe-Co-Ni-(As)-Mineralisation assoziiert.

Petrographische, strukturelle sowie einfache geochemische Untersuchungen geben Hinweise darauf, dass ein genetischer Zusammenhang zwischen den Mineralisationen des ehemaligen Mangan-Abbau-Gebietes nördlich der Ortschaft Ilfeld sowie den Baryt-Gängen, die im Bereich des ehemaligen Bergwerks „Lange Wand“ im Süden von Ilfeld abgebaut wurden. Ein vorläufiges Paragenese-Schema zeigt weiterhin, dass vor allem die Baryt-Gänge im Besucherbergwerk „Lange Wand“ in ihrem Aufbau und damit in ihrer Entstehung durchaus vergleichbar mit den sogenannten „Kobaltrücken“, Gangmineralisationen im Kupferschiefer der Mansfeld/Sangerhäuser sowie Richelsdorfer Bergbaugebiete, sind.

## Abstract

In the context of a master thesis at the Martin

Luther University Halle-Wittenberg vein-type mineralization have been investigated in the Ilfeld Basin. They are situated in Permian rocks and have been petrographically and structurally analyzed. Main focus was given on barite veins in the mining museum “Lange Wand” and in the former manganese and iron mining area near the Braunsteinhaus. These barite veins are associated both, with an oxidic Fe-Mn mineralization as well as a sulfidic Cu-Fe-Co-Ni-(As) mineralization.

Thereby petrographical, structural as well as preliminary geochemical investigations reveal a genetic relation between barite veins near the Braunsteinhaus and in the mining museum “Lange Wand”. Paragenetic results for barite veins in the mining museum “Lange Wand” furthermore, show a similarity in composition and thus in their formation with the so called “Kobaltrücken”, vein-type mineralization in the Kupferschiefer of the Mansfeld/Sangerhausen and Richelsdorf Kupferschiefer mining districts.

## 1. Einleitung

Gangmineralisationen sind im Übergang der permischen Einheiten vom Rotliegenden zum Zechstein im Mitteleuropäischen Becken keine Seltenheit. Der europäische Kupferschiefer, der eine der weltweit größten Reserven an Kupfer und anderen Buntmetallen darstellt, wird oftmals erst durch begleitende Gangmineralisationen abbauwürdig. Gerlach (1989) beschreibt hierbei für die Sangerhäuser sowie die Mansfelder Mulde zahlreiche

solcher Gangvererzungen im Kupferschiefer der beiden Gebiete. Er gibt eine einfache Mineralisationsabfolge an und zeigt weiterhin einen Zusammenhang mit steilen herzynisch (NW-SE) bzw. erzgebirgisch streichenden (NE-SW) Scherklüften auf. Ähnliche Ergebnisse bringt auch MESSER (1955) für das Richelsdorfer Kupferschiefer-Bergbauggebiet. Er beschreibt einen Zusammenhang der Schwerspat-Gänge mit überwiegend herzynisch (NW-SE) streichenden Störungen, für die er ein jungjurassisches bis kretazisches Alter angibt.

Im Ilfelder Becken sind die Gangmineralisationen generell ebenfalls an Störungen bzw. Störungszonen gebunden. Im Zuge einer Masterarbeit an der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg wurden die Gänge im Bereich des Besucherbergwerkes „Lange Wand“ kartiert und ihre strukturgeologischen Elemente aufgenommen. Weiterhin wurden Barytgänge am Hummelkopf, westlich des Besucherbergwerkes sowie am Braunsteinhaus im Nordwesten der Ortschaft

Ilfeld kartiert und in die Untersuchungen mit einbezogen. Besonderes Interesse bestand darin, die vorwiegend mit den Rotliegend-Vulkaniten assoziierten Baryt-Gänge mit Fe-Mn-Mineralisationen des Braunsteinhauses mit ähnlichen Gängen am Übergang des Rotliegend zum Zechstein im südlicher gelegenen Bergwerk „Lange Wand“ zu vergleichen.

## 2. Die stratigraphischen Einheiten des Perms im Ilfelder Beckens

Zu Beginn des Perms ist die variszische Orogenese weitgehend abgeschlossen und es erfolgt der Übergang von einem kompressiven zu einem dehrenden tektonischen Setting. Daher stellt sich ein Relief aus Schwellen und Becken ein, in dem es unter wüstenähnlichen Bedingungen überwiegend zur Abtragung, vor allem des Materials von den Schwellen kam. Der Abtragungsschutt lagerte sich dabei in zwischen den Schwellen liegenden Becken ab (MESCHÉDE 2015, PAUL 1993).

Das Ilfelder Becken stellt eines dieser Becken dar, das sich zwischen der Eichsfeld-

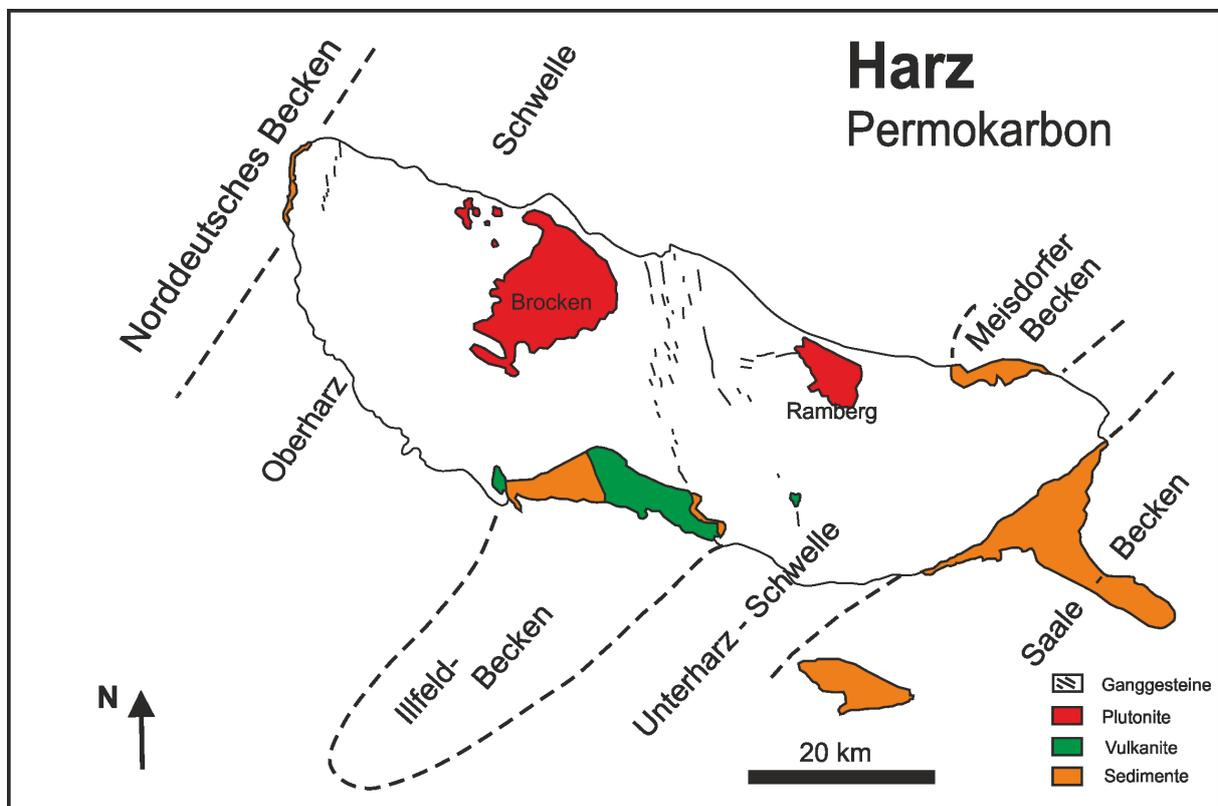


Abb. 2.1: Permokarbone Einheiten im Harz mit Lage der Ilfelder und Meisdorfer Rotliegend-Becken am südlichen bzw. nordöstlichen Harzrand (nach PAUL 1993)

Oberharz- und der Kyffhäuser-Unterharz-Schwelle absenkte (Abb. 2.1). Es wird im Allgemeinen durch den Ausstrich des Rotliegenden zwischen Hermannsacker und Bad Sachsa-Steina definiert und streicht auf einer Fläche von ca. 120 km<sup>2</sup> aus. Nach Süden wird das Ilfelder Becken durch das Auftreten des Zechsteins begrenzt (Abb. 2.2). Die Ausdehnung des Beckens in der Tiefe ist weitgehend unbekannt, da wenige Bohrungen in entsprechender Teufenlage vorhanden sind. Südlich des Ilfelder Beckens existiert im Untergrund das Mühlhauser Becken, welches durch Bohrungen nachgewiesen wurde. Am nordöstlichen Harzrand befindet sich mit dem Meisdorfer Becken ein weiteres Rotliegend-Becken. Nach PAUL (1993) wird vermutet, dass ein struktureller sowie genetischer Zusammenhang zwischen beiden Rotliegend-Becken, in Form eines zusammengehörenden intramontanen Beckens bestehen könnte (Abb. 2.1) (MOHR 1993, PAUL 1993, SEIDEL 2003).

Die geologischen Einheiten des Ilfelder Beckens werden aus Sedimenten, Vulkaniten und Tuffiten aufgebaut und besitzen eine maximale Mächtigkeit von ca. 700 m (PAUL 1993, SEIDEL 2003). PAUL (1993) verweist auf die Schwierigkeiten einer lithologischen Gliederung der Einheiten, die ursprünglich durch SCHRIEL (1928) erfolgte. Weitere Schwierigkeiten bei der Korrelation der „westlichen“ und „östlichen“ lithologischen Einheiten im Ilfelder Becken ergaben sich aus der innerdeutschen Teilung, so dass hier im Allgemeinen auf die lithologische Gliederung von PAUL (1993) zurückgegriffen wird.

Die Basis der Einheiten im Ilfelder Becken bilden grobe, kaum verfestigte und schlecht sortierte Fanglomerate (r1), in die unreine, rote und grüne Ton- und Sandsteine, untergeordnet auch Tuffite, eingeschaltet sind. Sie lagern meist direkt auf den gefalteten Grauwacken, Kieselschiefern und Diabasen des Harz-Varistikums und überschottern dabei ein altes Relief, was besonders durch wechselnde Mächtigkeiten und häufige Faziesänderungen gekennzeichnet wird. Sie erreichen

Mächtigkeiten zwischen 20 m (Beckenrand) und 100 m (Beckenzentrum) und werden als Hangschutt- bzw. proximale Schwemmfächer-Sedimente des hohen Oberkarbons interpretiert (PAUL 1993).

Die folgende Schichtenfolge wird als Kohlenführende Schichten (r2) bezeichnet, da sie ein bis zu 2 m mächtiges Kohleflöz beinhalten. Letzteres war der Grund für den vom 17. Jhd. bis ca. 1950 andauernden Südharzer Kohlebergbau (u.a. Rabensteiner Stollen). Die Sedimente zeichnen sich durch eine durchgehend graue Gesteinsfarbe aus, die im Ilfelder Becken nur in der unmittelbaren Umgebung des Flözes vorkommt. Die vorwiegend feingeschichteten Tonsteine mit Einschaltungen von Sandstein- und Konglomeratbänken sowie dem Kohleflöz erreichen im zentralen Beckenbereich Mächtigkeiten zwischen 20 m und 40 m. Die Einheiten werden als lakustrin-pelitische Ablagerungen interpretiert, die sich in einen Zeitraum zwischen mittlerem Stefan und Unterrotliegend anhand von Fossilfunden einordnen lassen (PAUL 1993, SCHRIEL 1928).

Daran schließen sich die grobkörnigeren, vorwiegend roten Sedimente der Sandstein-Konglomerat-Schichten (r3) an. Sie beinhalten hauptsächlich eine schnelle Wechselfolge von Konglomeraten, Sand- und Schluffsteinen, die nicht näher untergliedert werden können. Im Beckenzentrum weisen sie Mächtigkeiten von ca. 50 m auf, während sie Richtung Westen auskeilen. PAUL (1993) interpretiert sie als Schwemmfächer-Ablagerungen.

Über den Sandstein-Konglomerat-Schichten finden sich zwei Ergussgesteine, welche zwar räumlich voneinander getrennt vorliegen, aber ein ähnliches Alter aufweisen. Nach MÜLLER (1981) handelt es sich um Latite intermediärer Zusammensetzung mit porphyrischem Gefüge. PAUL (1993) gibt Mächtigkeiten von bis zu 90 m an. Aufgrund seiner schwarzen Farbe werden diese Gesteine auch als „Melaphyr von Ilfeld“ bezeichnet (MÜLLER 1981, PAUL 1993, SEIDEL 2003, LIESSMANN 2010). Allerdings ist dieser Begriff auf Grund der nicht-basaltischen Zusammensetzung

irreführend und sollte daher nicht mehr verwendet werden.

Als Einschaltungen zwischen den Latiten sowie den Ergüssen des Ifelder Rhyoliths finden sich vorwiegend rote Schluffsteine mit zwischengelagerten Sandsteinen, Tuffen und eine bis zu 8 m mächtige Kalkstein-Folge (Schluffstein-Sandstein-Schichten, r4). Aufgrund ihrer beckenweiten Verbreitung dienen sie der Korrelation einzelner Beckenbereiche, in denen nicht die gesamte Schichtfolge vorhanden ist. Hierbei dient vor allem die Kalkstein-Folge als Markerhorizont. Die maximale Mächtigkeit dieser Serie wird im Zorge-Tal mit ca. 70 m angegeben. PAUL (1993) interpretiert diese Sedimente als Ablagerungen eines Playa-Sees, in den fluviatile Ablagerungen eingeschaltet sind.

Der darauffolgende Ifelder Rhyolith stellt einen bis zu 300 m mächtigen Deckenerguss dar, der vor allem im östlichen Teil des Beckens aufgeschlossen ist. Im Westen lassen sich kleinere Vorkommen bei Bad-Sachsa, Ravensberg und Staufenbüttel gleichen

Alters finden (PAUL 1993; SCHRIEL 1928). PAUL (1993) beschreibt diese Vulkanite als autometasomatisch veränderte Rhyolithe bis Alkali-Rhyolithe mit außergewöhnlich hohen Kaliumgehalten von bis zu 7 % und daher Sanidin als dominierendem Feldspat. Untersuchungen von SCHNEIDER (1963) ergeben einen modalen Mineralbestand für den ursprünglichen Rhyolith von 61 % Sanidin, 35 % Quarz, 3 % Biotit und 1 % Magnetit. Durch chemische Verwitterung kam es zur Veränderung des Mineralbestandes. Im Zuge dessen wurde der Sanidin serizitisiert und z.T. durch Kalzit ersetzt. Nach SCHNEIDER (1963) ergibt sich daher für die alterierten Rhyolithe heute folgende Zusammensetzung: 44 % Quarz, 43 % Sanidin, 10 % Muskowit-Serizit, 2 % Biotit/Chlorit und 1 % Hämatit/Magnetit. Charakteristisch für die Rhyolithe ist weiterhin, dass in der Matrix weniger als 1 % Einsprenglinge enthalten sind und diese ausschließlich aus serizitisierten Feldspäten bestehen. Radiometrische Datierungen ( $Ar^{40}/Ar^{39}$ ) an Sanidinen ergaben ein Alter

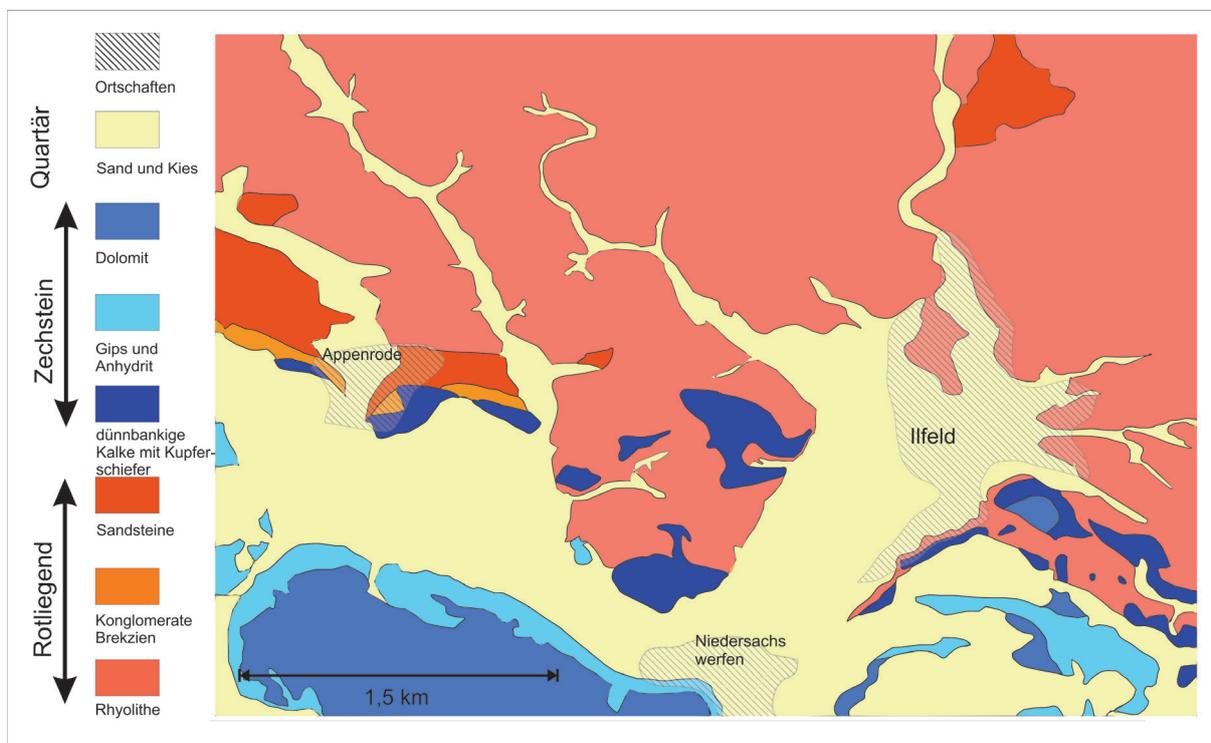


Abb. 2.2: Vereinfachte geologische Übersichtskarte des Ifelder Beckens in der näheren Umgebung von Ifeld mit den südlich angrenzenden Zechstein-Sedimenten (verändert nach SCHRIEL & VON GAERTNER 1930)

von 289 Ma für einen Alkali-Rhyolith bei Bad Lauterberg, der als zeitgleicher Erguss interpretiert wird (SCHNEIDER 1963; MÜLLER 1981; PAUL 1993).

Stratigraphisch über dem Ifelder Rhyolith folgen rote Konglomerate, die rasch in eine Wechselfolge grober konglomeratischer Sandsteine und Pyroklastika übergehen (Sandstein-Tuffstein-Folge, r5) und Mächtigkeiten von ca. 50-80 m aufweisen. Hauptmaterial der Gesteins- und Geröllschüttungen ist der unterliegende Rhyolith (PAUL 1993).

Das darauffolgende Rhyolith-Konglomerat (r6) besteht überwiegend aus Konglomeraten, Arkosen und Siltsteinen, wobei die größeren Komponenten aus schlecht sortierten Rhyolithklasten sowie untergeordnet Acker-Bruchberg-Quarziten, Kieselschiefern und Gangquarzen bestehen. Die Matrix ist aus rötlichen und grauen Sanden bis Schluffen aufgebaut. Die Mächtigkeit dieser Serie wird mit maximal 150 m bei Ellrich angegeben, allerdings fehlen die Rhyolith-Konglomerate im östlichen Teil des Ifelder Beckens (PAUL 1993).

Die jüngste Einheit im Ifelder Becken stellt der Walkenried Sandstein (r7) dar. Allerdings fehlt auch er im östlichen Teil des Beckens. Die teils tonig-serizitisch, teils karbonatisch gebundenen, mäßig sortierten Fein- bis Mittelsandsteine werden im Zentrum des Beckens bis zu 150 m mächtig. Die Gesteine sind hellbraun bis braunrot gefärbt. Im direkten Kontakt zum darüber liegenden Zechstein können allerdings die obersten 10 m durch Alteration entfärbt und grau auftreten. Die Mächtigkeit nimmt zum Beckenrand hin ab, die Korngrößen hingegen zu. Die Sandsteine sind vielfach schrägschichtet, wobei bisher nicht genau geklärt werden konnte, ob die Schrägschichtung äolischen oder aquatischen Ursprungs ist (MOHR 1993, PAUL 1993).

Die jüngste Rotliegend-Ablagerung bildet ein Konglomerat, welches bis 2005 als Zechstein-Konglomerat dem Zechstein zugeordnet wurde. Seit 2005 wird diese Ablagerung dem Rotliegend zugeordnet und der darüber einsetzende Kupferschiefer als Basis des Zechsteins definiert. Das Konglomerat ist noch nicht durchgehend marinen Ursprungs,

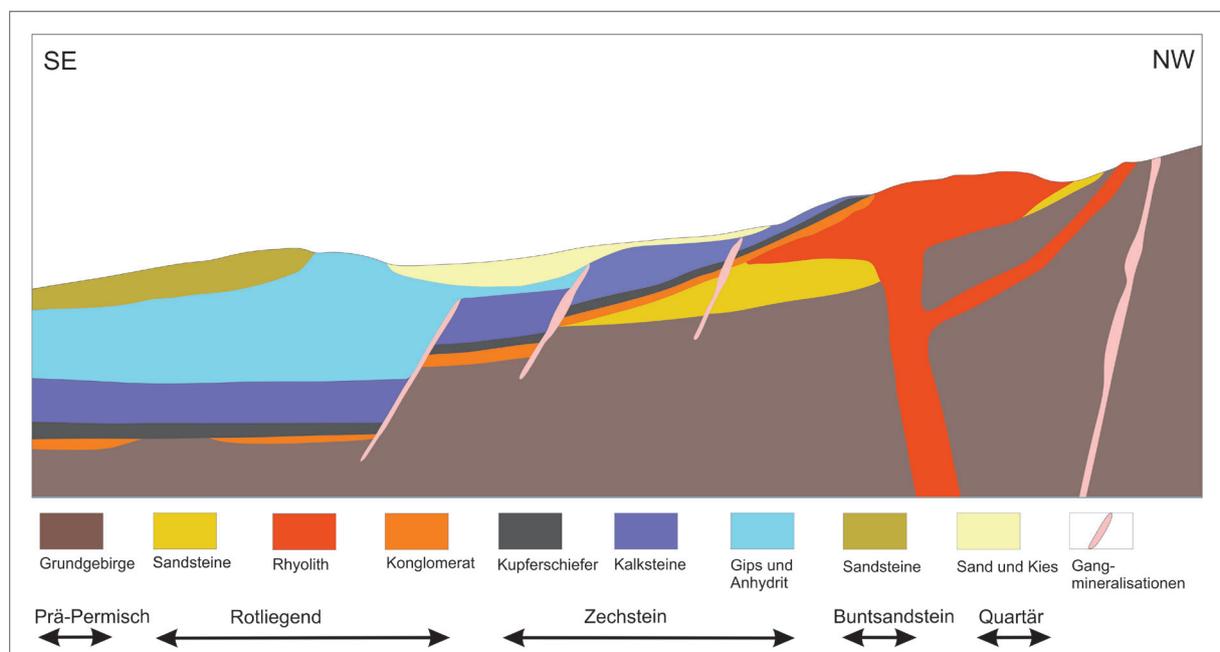


Abb. 2.3: Schematisches Profil durch das Ifelder Becken mit den groben geologischen Einheiten (verändert nach LIESSMANN, 2010)

es existieren auch äolische und terrestrische Einschaltungen. Dennoch setzt mit seinem Auftreten der Übergang von der bisherigen terrestrischen Bildungsfazies hin zur marinen Fazies ein. Mit dem Beginn des Zechsteins erfuhr das Germanische Becken eine Meerestransgression von Norden her (PAUL 2012).

Der darüber lagernde Zechstein folgt häufig mit einer Winkeldiskordanz und überlagert von SE her die Rotliegend-Einheiten des Ilfelder Beckens (Abb. 2.2 + 2.3). Im engeren Sinne werden sie nicht mehr zu den Einheiten des Ilfelder Beckens gezählt, sollen allerdings aufgrund ihrer Bedeutung für die petrographischen Untersuchungen im Rahmen dieser Arbeit im Folgenden beschrieben werden.

Im Bereich des Ilfelder-Beckens tritt von den sieben Zechstein-Folgen lediglich die unterste Folge (Werra-Folge) auf. Das Gebiet wird als nördlicher Ausläufer des Thüringer Beckens angesehen. Dabei beginnt im Ilfelder Raum die Werra-Folge mit dem Kupferschiefer (T1), welcher durch einen schwarzen, bituminösen, mergeligen Tonstein repräsentiert wird. Er entstand aus einer Faulschlamm-Bildung nach der Meerestransgression des Zechstein-Meeres. Durch die plötzliche Flutung des, während des Rotliegendes trockenen Germanischen Beckens vor ca. 250 Ma, kam es zu einer plötzlichen Änderung des biologischen Habitats und der geologischen Verhältnisse. Flora und Fauna waren an die neuen Bedingungen nicht angepasst, weshalb das neu entstandene Zechsteinmeer schnell nach der Entstehung einen euxinischen Charakter annahm und es am Meeresboden zu starken Zehrprozessen kam, die jeglichen Sauerstoff aufbrauchten. Die Folge war die Bildung von Faulgasen, unter anderem Schwefelwasserstoff. Dies führte zu einem reduzierenden Milieu.

An den Kupferschiefer schließt sich ein Kalkstein (Ca1) an, welcher vor allem in den unteren Sequenzen häufig durch einen hohen Ton-Anteil auffällt. Die Grenze zum Kupferschiefer ist damit häufig unscharf.

### 3. Kurzer Überblick zu den Metallanreicherungen an der Zechstein-Basis

#### 3.1 Art und Entstehung der Metallanreicherungen an der Zechstein-Basis im mitteleuropäischen Raum

Die Ablagerungen der stratigraphischen Einheit des Kupferschiefers *sensu stricto* (T1) sind innerhalb des Mitteleuropäischen Beckens auf einer Fläche von mehr als 600.000 km<sup>2</sup> bekannt. Bergbaulich interessante bzw. technisch und wirtschaftlich gewinnbare Metallanreicherungen finden sich jedoch lediglich im südlichen Verbreitungsgebiet des Kupferschiefers und somit im Randbereich des ehemaligen Beckens am direkten Übergang zum bzw. innerhalb des Varistischen Grundgebirges. Im Allgemeinen ist dabei oftmals ein Zusammenhang der Mineralisation mit einer sekundären Rotfärbung des Nebengesteins erkennbar, die mit der Stratigraphie diskordant durchdringenden Oxidationsereignissen in Verbindung gebracht werden (sog. Rote Fäule) (RENTZSCH 1965, RENTZSCH & KNITZSCHKE 1968, KNITZSCHKE 1999, LIEDTKE & VASTERS 2008, BORG et al. 2012).

Dabei finden sich Metallanreicherungen von bis zu einigen 1000 ppm Cu, Pb und Zn mehr oder weniger innerhalb des gesamten Verbreitungsgebietes des Kupferschiefers und können weitestgehend „normalen“ synsedimentär angereicherten Gehalten eines Schwarzschiefers zugeordnet werden (VAUGHN et al. 1989, BORG et al. 2012). Während der Ablagerung des Sedimentes unter anoxischen Bedingungen können so schon zahlreiche Metalle (Cu, Mo, Ni, Zn, Cr, V) gebunden und bis zu einem gewissen Maße angereichert werden. Ähnliche Prozesse finden rezent u.a. im Schwarzen Meer statt (vgl. u.a. VINE & TOURTELOT 1970, TUREKIAN & WEDEPOHL 1962, CALVERT & PETERSEN 1993, BRUMSACK 2006).

Ökonomisch bedeutsame Metallanreicherungen sind allerdings erst durch eine spätere, weitere Überprägung der Einheiten an der Zechstein-Basis entstanden. Dabei ist deren

Entstehung schon sehr lange Gegenstand unzähliger Diskussionen und Modelle.

So waren vor allem im Osten von Deutschland überwiegend synsedimentäre Modelle zur Metallanreicherung von Bedeutung, die eine Fällung der Sulfide durch bakterielle Sulfatreduktion vorsahen. Eine Herkunft der Metalle wurde dabei im sedimentären Eintrag der Metalle von einer nahegelegenen Landmasse bzw. eine direkte Fällung aus dem Meerwasser favorisiert (u.a. FREIESLEBEN 1815, POMPECKJ 1914, GILLITZER 1936, RICHTER 1941, KAUTZSCH 1942, EISENHUTH & KAUTZSCH 1954, BRONGERSMANSANDERS 1966, JUNG & KNITZSCHKE 1976, SAWLOWICZ 1990, SAWLOWICZ & WEDEPOHL 1992). Dabei widerlegen allerdings JUNG & KNITZSCHKE (1976) die direkte Fällung aus dem Meerwasser anhand einer einfachen Massenbilanz, wonach die Anteile der im Meerwasser gelösten Metalle niemals die Menge der im Kupferschiefer „gefällten“ Metalle erklären könnte.

Eine Umlagerung von Metallen durch Formationswässer während der Diagenese der Sedimente wird von u. a. RENTZSCH (1974) aufgezeigt. Dabei kommt es zur Mobilisation von synsedimentär im Kupferschiefer angereicherten Metallen sowie von Metallen der unterlagernden Rotliegend-Einheiten. Diese werden anschließend durch Fällung an anderer Stelle abgelagert und damit angereichert (u.a. RENTZSCH 1964, 1965 1974, OSZCZEPALSKI 1989, RENTZSCH et al. 1997).

Einen Schritt weiter gehen früh- bis spätdiagenetische Modelle, die eine Metallanreicherung im Zusammenhang mit einer Reaktivierung alter variszischer Strukturen vom Ende des Perms bis in die Trias sehen. Dabei migrierten oxidierende, metallreiche Fluide mit Temperaturen von max. 130 °C entlang dieser Strukturen und verursachten dadurch eine zusätzliche Metallanreicherung an der Zechstein-Basis. Die Metallherkunft wird dabei in den Zechstein unterlagernden Einheiten des Karbons und unteren Perms (Rotliegend) gesehen. Von besonderer

Bedeutung ist in diesen Modellen die Rote Fäule als eine wichtige Redoxgrenze, die die Fällung der Metalle bedingt (u.a. JOWETT 1986, JOWETT et al. 1987, OSZCZEPALSKI 1989, HAMMER et al. 1990, SPECZIK 1995, PIESTRZYNSKI & WODZICKI 2000).

Dem heutigen Wissensstand weitestgehend entsprechen epigenetische, mehrphasige Modelle, die alle vorherigen Überlegungen mehr oder weniger mit einbeziehen (u.a. SCHMIDT et al. 1986, SCHMIDT & FRIEDRICH 1988, VAUGHN et al. 1989, BORG 1991, WODZICKI & PIESTRZYNSKI 1994, SUN 1996, PIESTRZYNSKI 1997, PIESTRZYNSKI et al. 2002, BLUNDELL et al. 2003, BORG et al. 2012, WALTHER & BORG 2016). Dabei können die Mineralisationserscheinungen an der Zechstein-Basis am besten mit dem Begriff „stratabound“ (gebunden an eine sehr weit gefasste Anzahl stratigraphischer Einheiten) umschrieben werden, da sie nicht nur im eigentlichen Kupferschiefer-Sediment, sondern auch in den unterlagernden Rotliegend-Einheiten sowie in den überlagernden Zechsteinkarbonaten zu finden sind. In einigen Bereichen reichen sie sogar bis in den Werra-Anhydrit. Die Mineralisation ist hierbei in allen Lithotypen an der Zechstein-Basis anzutreffen und durchschlägt diese in einem häufig relativ flachen Winkel. Gerade diese Eigenschaft spricht für einen eher epigenetischen Charakter der Mineralisation. Weiterhin werden synsedimentär und z.T. frühdiagenetisch gebildete Erztexturen (Fossilien, Zemente, Gesteinsklasten) durch neugebildete, wahrscheinlich epigenetische Erzminerale überprägt. BORG et al. (2012) sehen hierin ein dynamisches, sich mehrfach selbst überprägendes Redox-System, das sich für die Entstehung der Mineralisation verantwortlich zeigt.

Dabei treten jedoch sehr unterschiedliche Erztexturen im Zusammenhang mit der Mineralisation auf, die z.T. Lithotyp-abhängig sind. So finden sich in den liegenden Sandsteinen und Konglomeraten oftmals neben disseminierten Sulfiden vor allem Erzminerale, die die karbonatischen z.T. auch die Ton- und

Quarzzemente, Fossilien sowie teilweise einzelne Feldspatklasen verdrängen. Auch im Kupferschiefer treten überwiegend disseminierte Erzminerale auf, wobei zusätzlich auch zahlreiche Sulfide an kleinere und z.T. größere Adern, Klüfte und Störungen gebunden sind. Im Zechsteinkarbonat dominieren demgegenüber Verdrängungstexturen sowie unregelmäßig disseminierte Erzminerale, die häufig auch linsenartige Ansammlungen im Gestein bilden.

### 3.2 Metallanreicherungen an der Zechstein-Basis im Ilfelder Becken und deren Bedeutung für den historischen Bergbau in dieser Region

Die Metallanreicherungen im Ilfelder Becken zeigen hierbei einen deutlichen epigenetischen Charakter. So finden sich in den lithologischen Einheiten am Übergang vom Rotliegend zum Zechstein Gänge von einigen Metern Mächtigkeit. Sind solche Gangmineralisationen sulfidisch vererzt, werden sie im deutschen Sprachgebrauch auch als „Rückenmineralisationen“ (auch „Kobaltrücken“) bezeichnet. Für die

Namensgebung gibt es zwei Theorien. Einerseits sind solche mineralisierte Erzrücken häufig resistenter gegenüber Verwitterung, so dass sich ein „Rücken“ ausbilden kann, also eine morphologische Erhebung. Zum anderen treten Rückenmineralisationen häufig an Störungszonen auf. Der Versatz dieser Störung „verrückt“ den Kupferschiefer (LIESSMANN 2010).

An der Langen Wand sind gerade diese Erzgänge der Ausgangspunkt des Erzabbaus (Gewinnung von Kobalt und Kupfer) gewesen, bevor man unter Zuhilfenahme des Mansfelder Erfahrungsschatzes auch den eigentlichen Kupferschiefer abbaute und das darin enthaltene Kupfer förderte (LIESSMANN 2010).

#### **Kupferschiefer-Bergbau im Buchholzer Revier als auch in der Grube „Die Gnade Gottes“ (Besucherbergwerk „Lange Wand“)**

Bergbau auf Kupferschiefer ist in vier Gebieten im Ilfelder Becken bekannt. So wurden zum einen im Buchholzer Revier und in der Grube „Gnade Gottes“ (heute Be-

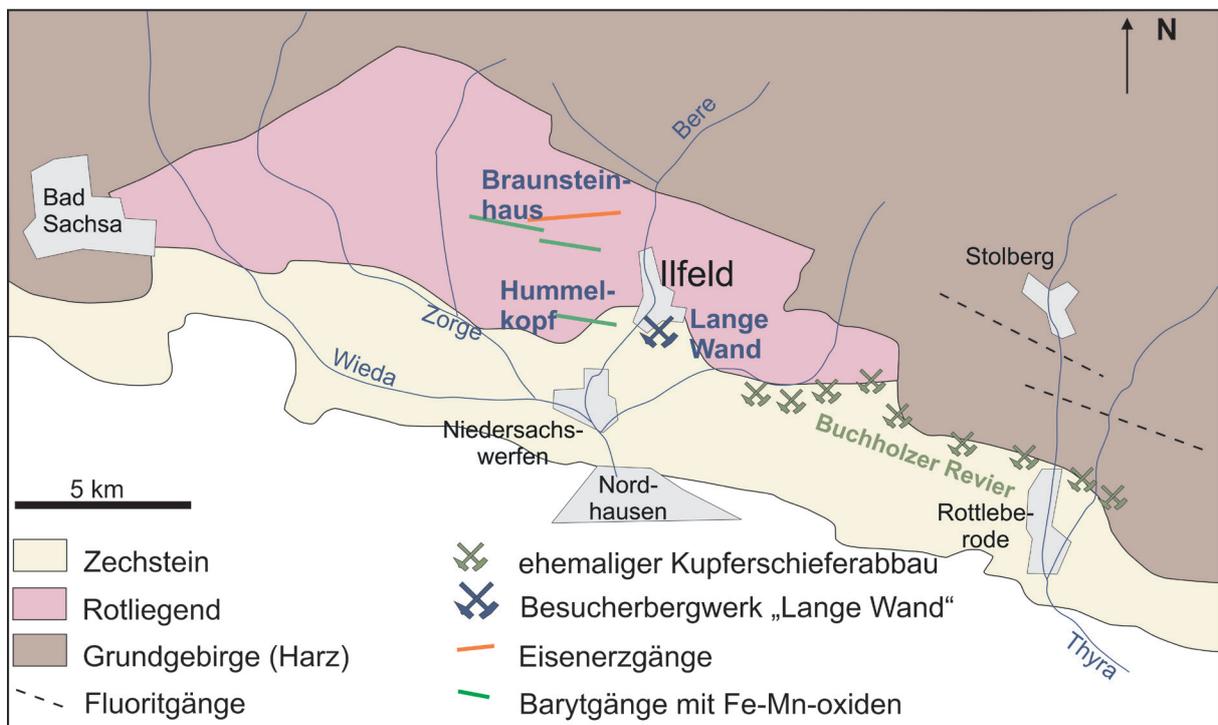


Abb. 3.2.1: Überblick zu den Gangvererzungen und Bergbauaktivitäten auf Mineralisationen an der Zechsteinbasis im Ilfelder Becken (nach LIESSMANN 2010, WALTHER & KAPPLER 2014)

sucherbergwerk „Lange Wand“; Abb. 3.2.1) schon sehr früh Kupferschiefererze gefördert und zum anderen wurde im sog. „Güldenem Boden“ zwischen Stempeda und Eichenberg, sowie bei Stöckey, nahe Herrmannsacker Bergbau auf Kupferschiefer betrieben. Dabei folgten die frühen Abbaue dem nach Süden abtauchenden Kupferschiefer, der aufgrund der farbenprächtigen Sekundärminerale Malachit und Azurit leicht nachzuverfolgen war. Bedeutung erlangte der Kupferbergbau im Ilfelder Becken allerdings erst ab Mitte des 15. Jahrhunderts, wobei in dieser Zeit auch zahlreiche Hütten im näheren Umfeld entstanden, so dass eine Verhüttung der Kupferschiefer-Erze direkt vor Ort erfolgte. Zum Ende des 17. Jahrhunderts wurde nach einigen Unterbrechungen der Kupferschieferbergbau erneut aufgenommen. Allerdings entfernte man sich nun zusehends vom Ausbiss, so dass zunehmend mit einbrechenden Wässern gekämpft werden musste. Verschiedene Versuche des Wassers Herr zu werden

scheiterten und so wurde schon 1758 der Bergbau eingestellt. Zum endgültigen Aus für den Kupferschieferbergbau kam es, trotz mehrmaliger neuerlicher Versuche, im Jahre 1858. Dabei wurden im 18. Jahrhundert im Buchholzer Revier insgesamt 16370 t Schiefer und daraus 1919 t Erz gefördert (KNAPPE et al. 1983, LIESSMANN 2010).

Im heutigen Besucherbergwerk „Lange Wand“, welches sich in der früher als „Gnade Gottes“ bezeichneten Mine befindet, wurde ab dem 16. Jahrhundert Bergbau betrieben (Ließmann 2010) (Abb. 3.2.1 + 4.1). Vermutlich wurde ein erster Stollen am Ufer der Behre aufgeföhren, um einen austreichenden Baryt-Gang zu verfolgen. Später kam es zu einem relativ erfolglosen Abbau von Kupferschiefer. Gewonnen wurde, neben dem Baryt selbst, vor allem das in den Baryt-Gängen enthaltene Kobalt. Der Abbau des Kupferschiefers war aufgrund von wenigen gering verzerten Bereichen nicht einträglich und daher kam

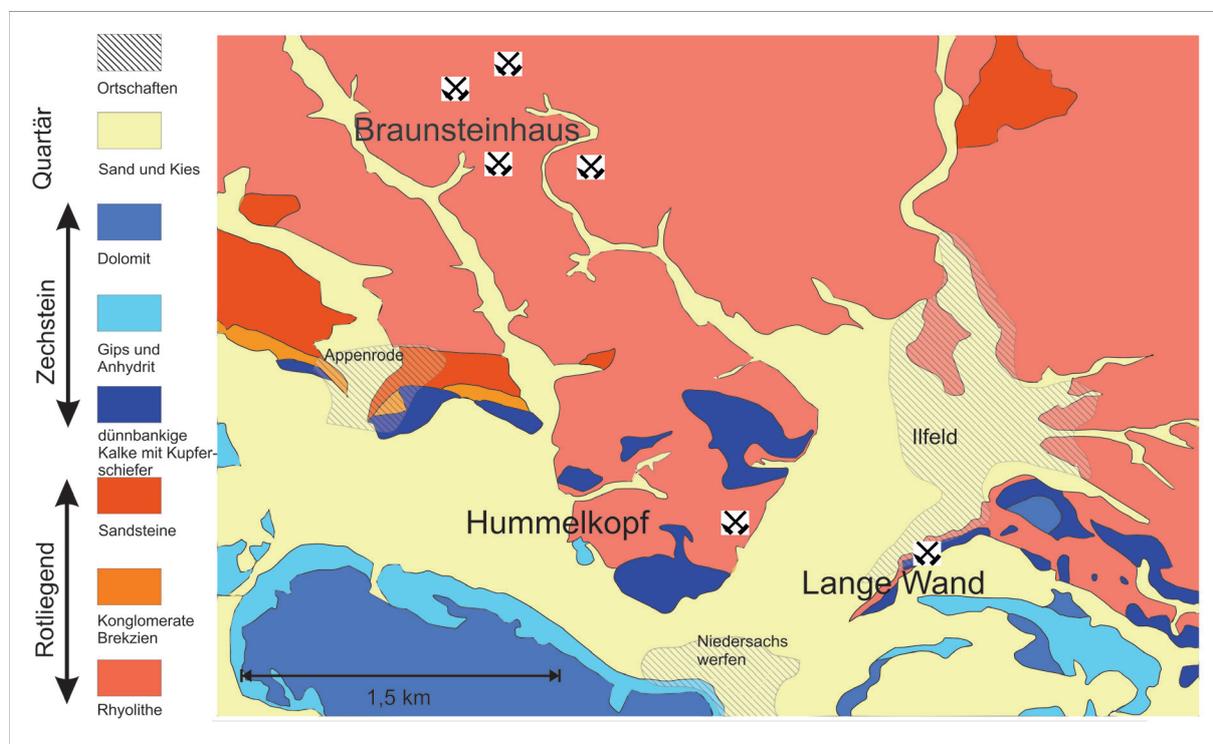


Abb. 4.1: Geologische Übersichtskarte des Ilfelder Beckens mit den bearbeiteten ehemaligen Bergbaugebieten, bzw. Stollen; im Norden das Mangan-Erz-Abbauggebiet rund um das Braunsteinhaus, in Ilfeld selbst das Bergwerk Lange Wand und westlich von Ilfeld ein ehemaliger Erkundungsstollen am Hummelkopf, verändert nach (LIESSMANN 2010)

die erste Abbauphase schon 1760 zum Erliegen (LIESSMANN 2010). Mitte des 19. Jahrhunderts wurden einige Stollen wieder aufgeföhren, wobei es jedoch nicht zu einer nennenswerten Erzfördererung kam. Im Jahr 1860 wurden die letzten Bergbauaktivitäten eingestellt. Während des zweiten Weltkrieges diente das Bergwerk als Luftschutzbunker. Zu diesem Zweck wurde es 1978 bis 1982 weiter ausgebaut. Seit 1983 wird das Bergwerk als Besucherbergwerk genutzt (WALTHER & KAPPLER 2014).

Nördlich von Ilfeld finden sich Spuren eines ehemaligen regen Bergbaus auf Manganerze (Abb. 3.2.1). Hier, in der näheren Umgebung des heute als Gastwirtschaft benutzten Braunsteinhauses, früher Teil der Bergbau-Infrastruktur, wurden mindestens seit dem 18. Jahrhundert Manganerze gefördert. Erzführende Lithologien sind hier Rhyolithe, in denen sich Gänge aus hauptsächlich Baryt und Kalzit befinden. Die erste Abbauphase dauerte bis 1890, danach kam der Bergbau zunächst zum Erliegen, da die für eine gewinnbringende Förderung notwendige Qualität des Manganerzes nur selten anzutreffen war. Sehr einträglich war aber bereits zu dieser Zeit der Verkauf der Manganerz-Stufen, hauptsächlich Manganit und Pyrolusit. Durch die gestiegene Nachfrage an Stahl im Ersten Weltkrieg wurde der Bergbau 1916 wieder aufgenommen. Bis 1921, als der Bergbau am Braunsteinhaus endgültig zum Erliegen kam, wurden 1655 t Erz gefördert (LIESSMANN 2010).

#### 4. Motivation / Zielsetzung

Im Rahmen der hier vorliegenden Arbeit sollen die störungsbezogenen Baryt-(Erz-)Gänge im Bergwerk „Lange Wand“ untersucht und in Beziehung zu den ebenfalls mit Baryt assoziierten Mangan-Vererzungen nördlich von Ilfeld im Bereich des Braunsteinhauses gesetzt werden. Dabei gehen die Gangmineralisationen im Bergwerk „Lange Wand“ oftmals mit einem Versatz der Umgebungsgesteine einher. Allerdings sind hier sulfidische Mineralisationen

bisher nur sporadisch berichtet worden und ohne fundierten wissenschaftlichen Nachweis. Ebenfalls ungeklärt ist die Genese und Lokalisation der abgebauten Kobaltvererzungen. Ein Vergleich mit den Baryt-Vorkommen im Norden ist daher naheliegend, da die Baryt-Mineralisationen im Bergwerk „Lange Wand“ oftmals durch Mangan-Oxid-Ausfällungen begleitet werden (WALTHER & KAPPLER 2014). Ob die beiden Manganvorkommen im Zusammenhang stehen, ist bisher nicht eingehender untersucht wurden.

Zahlreiche weitere vergleichbare Baryt-Gangmineralisationen existieren im Ilfelder Becken (Abb. 4.1). Eines davon liegt in unmittelbarer Nähe des Bergwerks „Lange Wand“ ebenfalls am Stadtrand von Ilfeld am Berg Hummelkopf, auch Bommelholz genannt. Die hier vorkommenden Baryt-Gänge waren zuletzt 1954 Ziel von Untersuchungen hinsichtlich ihrer Abbauwürdigkeit. Dabei wurden zahlreiche Schürfe angelegt und ein Probebergwerk aufgeföhren (LANDER 2010). Auch hier sind Manganoxide mit der Baryt-Mineralisation assoziiert.

Daher ergeben sich folgende Fragestellungen:

1. Was sind die Nebengesteinslithologien in denen die Baryt-Gänge auftreten?
2. Wie ist die Orientierung und Paragenese der Baryt-Gänge?
3. Lassen sich die Gänge mineralogisch bzw. geochemisch unterscheiden?

#### 5. Methodik

Die geologische Aufnahme der bekannten Baryt-Gänge erfolgte zunächst im Besucherbergwerk „Lange Wand“ in Ilfeld. Hier wurden unter Tage alle Strecken des Bergwerkes systematisch erfasst. Dazu wurden abschnittsweise Skizzen der geologischen Verhältnisse erstellt und diese fotografisch dokumentiert. Als Arbeitsgrundlage dient hier ein Sohlenriss im Maßstab 1:250, angefertigt durch die Bergsicherung Ilfeld im Jahr 1999 für das Bergwerk „Lange Wand“ (Abb. 5.1). Für das Erkundungsgebiet am Hummelkopf

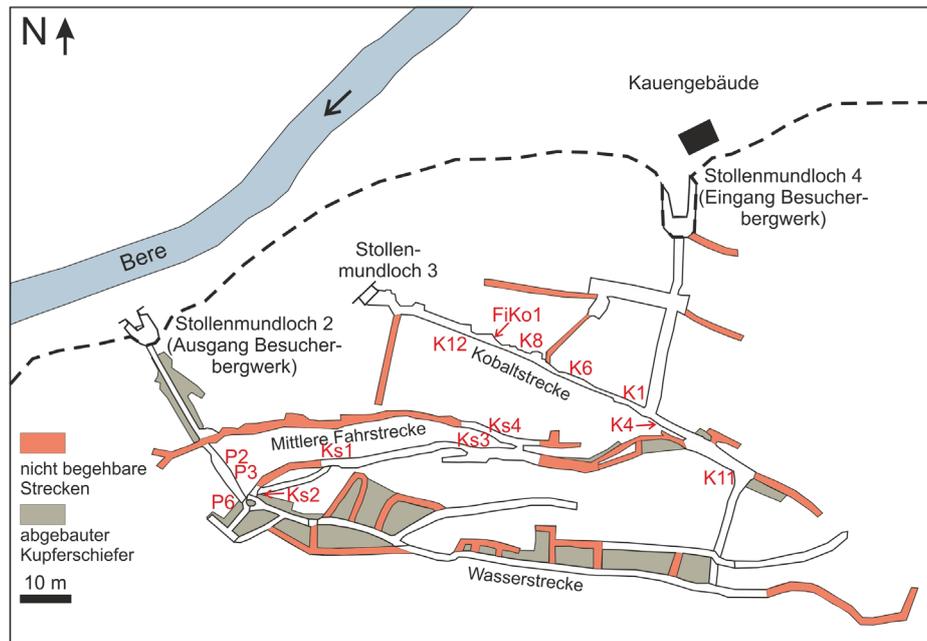


Abb. 5.1 Stollengrundriss des Besucherbergwerkes „Lange Wand“ mit Lokalisationen der Probenahmeplätze; die roten Strecken sind nicht begehbare Strecken; die grauen Bereiche stellen den abgebauten Kupferschiefer dar und sind teilweise wieder mit Abraum verfüllt (Kartenbasis: Bergsicherung Ilfeld 1999 und verändert nach LIESSMANN 2010 sowie WALTHER & KAPPLER 2014)

existiert ein Sohlenriss ohne direkten Maßstab, bei dem der Raumbezug fehlerhaft ist. Für die Einordnung der Beprobungsstellen konnte dieser Riss jedoch trotzdem herangezogen werden.

Soweit möglich wurden die Proben unter Tage mit dem Hammer aus dem Stoß herausgeschlagen. Teilweise war es jedoch notwendig einen Bohrhammer zu Hilfe zu nehmen, um zum einen festere Lithotypen heraus zu lösen, zum anderen aber auch um Gangmineralisationen nebst Nebengesteinen in einem Stück als Probe zu sichern. Im Fokus der Probenahme standen Baryt-Gänge mit umgebenden Mangan-(hydro)-oxidrändern, allerdings wurden alle Nebengesteine und andere Gangarten ebenfalls mindestens einmal zur Dokumentation und Charakterisierung mit beprobt. Bei den Probenahmen wurde darauf geachtet, dass genügend Probenmenge für jegliche Art von Analyse zur Verfügung steht.

Die über Tage angetroffenen Gänge wurden, soweit möglich, auf dieselbe Weise untersucht, wie die unter Tage. Teilweise konnten allerdings keine anstehenden Gänge mehr

vorgefunden werden, so dass wenige Proben aus Lesesteinen bestehen.

Begleitend zur Erfassung der Geologie wurden die Richtungsdaten der geologischen Einheiten sowie das Streichen und Einfallen der Gangmineralisationen und Nebengesteinslithologien mit einem Klar-Kompass erfasst. Einige der Gangmineralisationen konnten nur als Lineare eingemessen werden. Vereinzelt konnte der Verlauf der Hauptgänge durch den Streckenverlauf in den Bergwerken rekonstruiert werden.

Über Tage wurden die Gänge ebenfalls, soweit möglich, eingemessen. Falls diese nicht mehr anstehend waren, konnte anhand von Schürfen, bzw. dem Auftreten von Lesesteinen versucht werden, den Gangverlauf zu rekonstruieren.

Von jeder Probe wurde jeweils ein Dick- als auch ein Dünnschliff angefertigt, wobei darauf geachtet wurde, dass Schliffe von Gangmineralisationen stets senkrecht zum Gangverlauf hergestellt wurden. Weiterhin wurde darauf geachtet, dass bei komplett beprobten Gängen zumindest ein Teil des Nebengesteins im Dünnschliff enthalten ist.

Für die Röntgenfluoreszenzanalyse wurde ein Teil der Probe mit dem Hammer vorzerkleinert und anschließend bei 700 Umdrehungen pro Minute mit der Scheibenschwingmühle zu einem homogenen feinkörnigen Pulver gemahlen. Je nach Härte des Gesteins lag die Dauer des Mahlens zwischen zwei und vier Minuten. Ein Teil der Proben wurde für die geochemische Analyse bereits vor dem Mahlen bei der Zerkleinerung vorsortiert, um Baryt und Metall-(hydro)-oxide voneinander zu trennen. Hierbei ist es notwendig die Proben soweit zu zerkleinern, dass die optisch unterscheidbaren Minerale separiert werden können.

Die hergestellten Dünn- und Dickschliffe wurden unter dem Polarisationsmikroskop Axiophot der Firma Zeiss sowohl im Durch- als auch im Auflicht analysiert. Das Mikroskop verfügt über eine angeschlossene Nikon-Kamera, mit deren Hilfe Farbfotos ausgewählter Bereiche der Schliffe erstellt werden können.

Mit Hilfe des Rasterelektronenmikroskops JOEL JSM6300 wurden mit Kohlenstoff bedampfte Dickschliffe der Proben bei einer Anregungsspannung von 20 kV untersucht. Mit Hilfe einer angeschlossenen EDX-Sonde des Typs X-Flash 5010 von Bruker mit einer Energieauflösung von 123eV kann eine qualitative und semi-quantitative chemische Analyse, mit einer Messgenauigkeit von max. 0,5 % durchgeführt werden. Die Analysen werden mit dem Programm Esprit 2.0 ausgewertet und die Ergebnisse in normierten Atomprozenten und normierten Masseprozent angegeben.

Eine erste geochemische Analyse der Proben als auch der hergestellten Probenpulver erfolgte mit Hilfe der tragbaren RFA Niton Xlt3 von Thermo Fischer (Analyticon). Falls möglich, wurden auf den gesägten Flächen von Handstücken Profilmessungen längs einer Gangmineralisation durchgeführt. Hierbei lag der Abstand der Messpunkte zwischen einem und zwei Zentimeter. Die Pulverproben wurden in der Proben-tüte mit dem Nitongerät gemessen. Dazu wurde nach

jedem Messdurchgang die gemahlene Probe in der Tüte durchmischt, um die bestmögliche Homogenität zu gewährleisten. Es wurden drei Messungen je Probe durchgeführt. Dabei erfolgten die Messungen mit einer Messzeit von 90 Sekunden.

Zur Validierung der Daten der tragbaren RFA erfolgte zusätzliche eine Messung ausgewählter Proben mittels hausinternen Röntgenspektrometers SRS 3000. Hierfür wurden Wachstables (2 g Parafinwachs + 8 g Probe) hergestellt. Die für die Analyse notwendigen Glühverluste wurden im Labor mit einem Muffelofen bestimmt. Dabei wurden etwa zwei bis drei Gramm der Probe in vorgeglühte Tiegel in einem Ofen mit einer Heizrate von 10 °C pro Minute auf 1000 °C erhitzt und anschließend bei dieser Temperatur für eine Stunde geglüht.

Das Element Mangan hat die größte Varianz an möglichen Oxidationsstufen im Periodensystem. So sind Oxidationszahlen von -2 bis +7 möglich. Dies birgt Probleme bei der Bestimmung des Glühverlustes, da es nicht ohne weiteres möglich ist, die genaue Zusammensetzung des Gemenges aus verschiedenen Manganoxiden und -hydroxiden mit entsprechend verschiedenen Oxidationszahlen zu bestimmen. Die Kenntnis der genauen Oxidationsstufen und damit der genauen mineralogischen Zusammensetzung der Manganoxide ist aber Voraussetzung, um die erhaltenen Masseverluste beim Glühen der Proben auf 1000 °C richtig zu interpretieren, da es beim Erhitzen von Raumtemperatur auf 1000 °C zu diversen Mineralumwandlungen mit einhergehenden Oxidationsstufenänderungen kommt. So wandelt sich beispielsweise Manganit ( $\text{MnOOH}$ ) bei 600 °C in Pyrolusit ( $\text{MnO}_2$ ) um (Nagana 1963). Damit ändert sich die Oxidationszahl von Mn von +3 ( $\text{MnOOH}$ ) zu +4 ( $\text{MnO}_2$ ). Bei 850 °C wandelt sich wiederum Pyrolusit ( $\text{MnO}_2$ ) in Bixbyit ( $\text{Mn}_2\text{O}_3$ ) um, wobei sich die Oxidationsstufe wieder auf +3 ändert. Bei diesen Reaktionen wird Sauerstoff aus der Umgebung aufgenommen bzw. an die Umgebung abgegeben. Dies ist

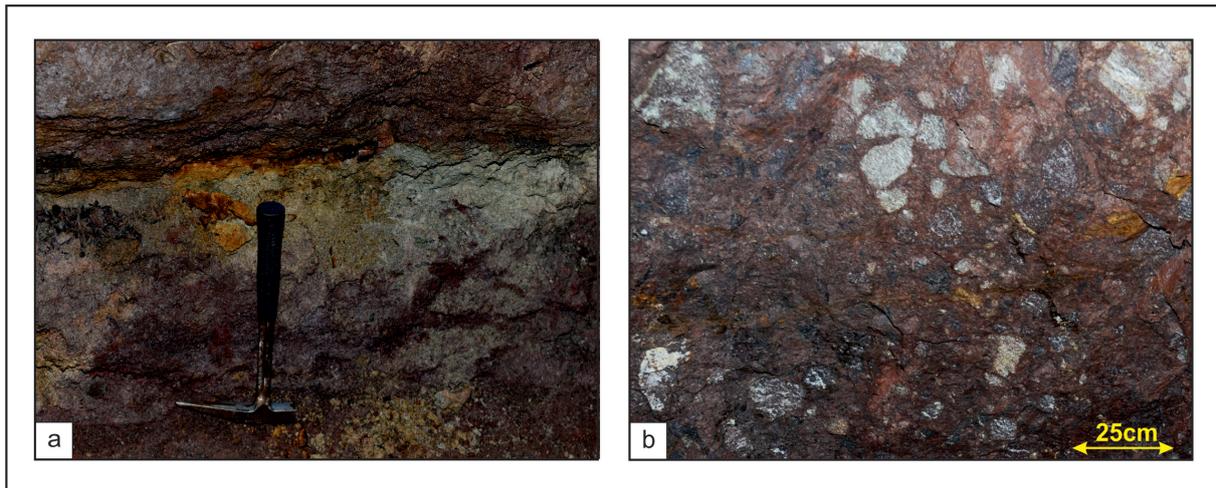


Abb. 6.1.1: Makroskopische Ansichten des Ilfelder Rhyoliths

- a) Stoß innerhalb des Bergwerks „Lange Wand“ mit angeschnittenem Rhyolith in ungebleichter Form in blass-rosa Farbe (unterer Bereich, Hammerkopf) und in gebleichter Form mit grauen und gelben Farben (oberer Bereich, Spitze Hammerstiel)
- b) Rhyolith-Brekzie mit bis zu 30 cm großen Klasten in roter Matrix (Hummelkopf)

jeweils mit Masseänderungen verbunden, die sich auf die Massenbilanz des Glühverlustes auswirken. Somit kann bei der Bestimmung des Glühverlustes ein Fehler auftreten, der auf die Mineralumwandlungen der Manganoxide zurückzuführen ist. Die mit der Bestimmung des Glühverlustes angestrebte Erfassung der Masseverluste durch Verbrennen der organischen Anteile sowie der Entfernung des Karbonatanteils und anderer flüchtiger Bestandteile, wird somit durch die Masseänderung der Manganoxide verfälscht. Durch die Unkenntnis über die genauen Masseanteile der jeweiligen Manganoxid-Formen, ist es auch nicht möglich, die genauen Reaktionsabläufe während des Erhitzens zu verstehen und die Masseänderung für die Manganoxide zu quantifizieren. Die Bestimmung des Glühverlustes für die Manganoxide ist somit nicht genau möglich. Bei entsprechend hohen Gehalten an Mangan in den Proben wird somit die Auswertung der mittels RFA gewonnenen Daten ebenfalls fehlerhaft. Daher wurden nur Baryt-Proben mit der hausinternen RFA untersucht.

Hierfür wurden per Hand Baryt und die Eisen-Mangan-Mineralisationen getrennt, um eine möglichst Baryt-reiche Fraktion herzustellen, in der so wenig wie möglich Eisen-

Mangan-(hydro)-oxide enthalten sind. Dabei erwiesen sich Gehalte von 4 % an Mangan in den abgetrennten Baryten als praktikabel, da sonst zu wenig Probenmaterial für die RFA-Analyse zur Verfügung stand. Die für das Auswahlkriterium notwendigen Gehaltsangaben wurden mit der tragbaren RFA gewonnen. Auf diese Weise konnten 16 Proben für die RFA-Analyse ausgewählt werden.

## 6. Petrographie der Nebengesteine

### 6.1 Ilfelder Rhyolith

Die älteste im untersuchten Gebiet anzutreffende Gesteinseinheit ist der Ilfelder Rhyolith. Er findet sich in allen drei untersuchten Lokalitäten im Ilfelder Becken (Bergwerk „Lange Wand“, Hummelkopf und Braunsteinhaus).

Die im Bergwerk „Langen Wand“ aufgefahrenden Strecken sitzen alle dem Ilfelder Rhyolith auf. Er bildet die Sohle des Bergwerks und ist in weiten Teilen zu ca. 0,3 m - 0,8 m aufgeschlossen und in den oberen Bereichen oft stark kaolinisiert. In der Regel zeigt der Rhyolith eine blassrosa Farbe. Die Festigkeit ist sehr gering, was eine Beprobung z.T. erschwert. Auch in den Aufschlüssen außerhalb des Bergwerkes ist die starke Verwitterung durch Schuttkegel

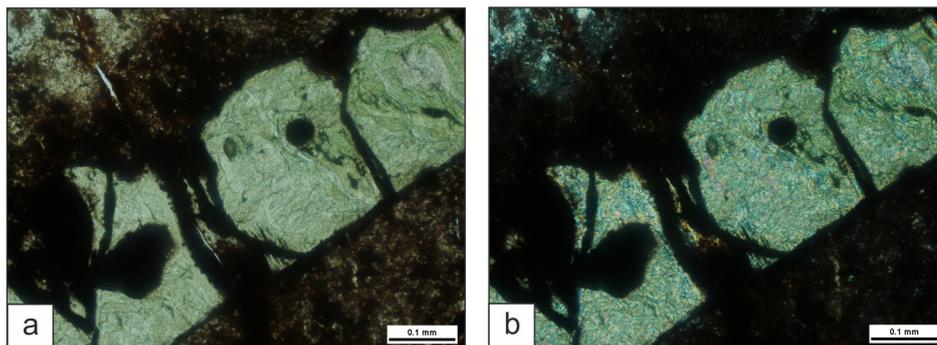


Abb. 6.1.2: Stark zerklüfteter und serizitisierter Sanidin-Einsprengling in feinkörniger Matrix; Probe LW\_KS3\_3\_3 (Bergwerk „Lange Wand“); Durchlicht; 20-fache Vergrößerung; a) einfach polarisiertes Licht; b) gekreuzt polarisiertes Licht

aus verwittertem Rhyolith sofort sichtbar. Makroskopisch sind einzelne Einsprenglinge erkennbar, die nie größer als 0,5 cm sind. Der Kontakt des Rhyoliths zu den darüber liegenden Sedimentgesteinen des Rotliegenden ist in der Regel alteriert. Der Rhyolith ist dann eher grau bis leicht gelblich-grün gefärbt (Abb. 6.1.1a), was auf Verwitterungsprozesse vor allem der Feldspäte zurückzuführen ist. Der alterierte Horizont variiert in seiner Mächtigkeit zwischen 15 und 40 cm. Vor allem im Bereich von Störungen und den damit begleitenden Gangmineralisationen ist eine starke Überprägung des Rhyoliths zu beobachten, was sich in einer feinkörnigen, lehmartigen Struktur bemerkbar macht. Dabei wird diese Alteration dadurch hervorgerufen, dass der Rhyolith teilweise durch die Störung mit bewegt wurde. Daher können makroskopisch z.T. Harnische beobachtet werden.

Das Bergwerk am Hummelkopf ist komplett in rotem Ilfelder Rhyolith aufgefahren. Der Rhyolith ist hier massig und in der Nähe zur Oberfläche stark verwittert und vergrust. Er reagiert dort ähnlich weich wie im Bergwerk „Lange Wand“. In tiefer gelegenen Bereichen ist er deutlich härter. Makroskopisch ähnelt der hier auftretenden Rhyolith sehr dem Vorkommen im Bergwerk „Lange Wand“. An einigen Stellen sind im Gestein Kluftscharen vorhanden. Die Klüfte werden teilweise von einer roten Hämatit-Mineralisation begleitet. Weiterhin ist in einigen Bereichen eine auffäl-

lige Brekzien-Struktur zu beobachten (Abb. 6.1.1b). Das Gestein in diesen Strukturen ist im Vergleich zum umliegenden Rhyolith stark verändert. Bis zu 30 cm große eckige Klüften sind in einer feinkörnigen, roten, rhyolithischen Matrix chaotisch verfestigt. Diese Struktur konnte an zwei Stellen in unmittelbarer Nähe zu Baryt-Gangmineralisationen beobachtet werden.

Auch am Braunsteinhaus sitzen die Gangmineralisationen ausschließlich im roten Ilfelder Rhyolith. Dieser ist oberflächennah zumeist stark verwittert. Die Größe der Einsprenglinge beträgt zwischen 0,5 und 2 cm. Die Matrix ist feinkristallin und blutrot gefärbt.

Die starke Aufarbeitung des Gesteins ist auch mikroskopisch erkennbar. Vor allem in Proben aus dem Bergwerk „Lange Wand“ finden sich Einsprenglinge in einer feinkörnigen Matrix, die in der Regel deutlich gebrochen sind (Abb. 6.1.2). Einzelne Sanidine können nur noch anhand ihrer Form als solche identifiziert werden. Die Farbgebung wurde durch eine intensive Alteration stark verändert, was sich in Abb. 6.1.2 vor allem unter gekreuzt polarisiertem Licht bemerkbar macht.

Alle stratigraphisch über dem Ilfelder Rhyolith liegenden Gesteine fanden sich ausschließlich im Bergwerk „Lange Wand“.

## 6.2 Rotliegend-Sandsteine und -Konglomerate

Auf den alterierten Rhyolith folgt im Berg-

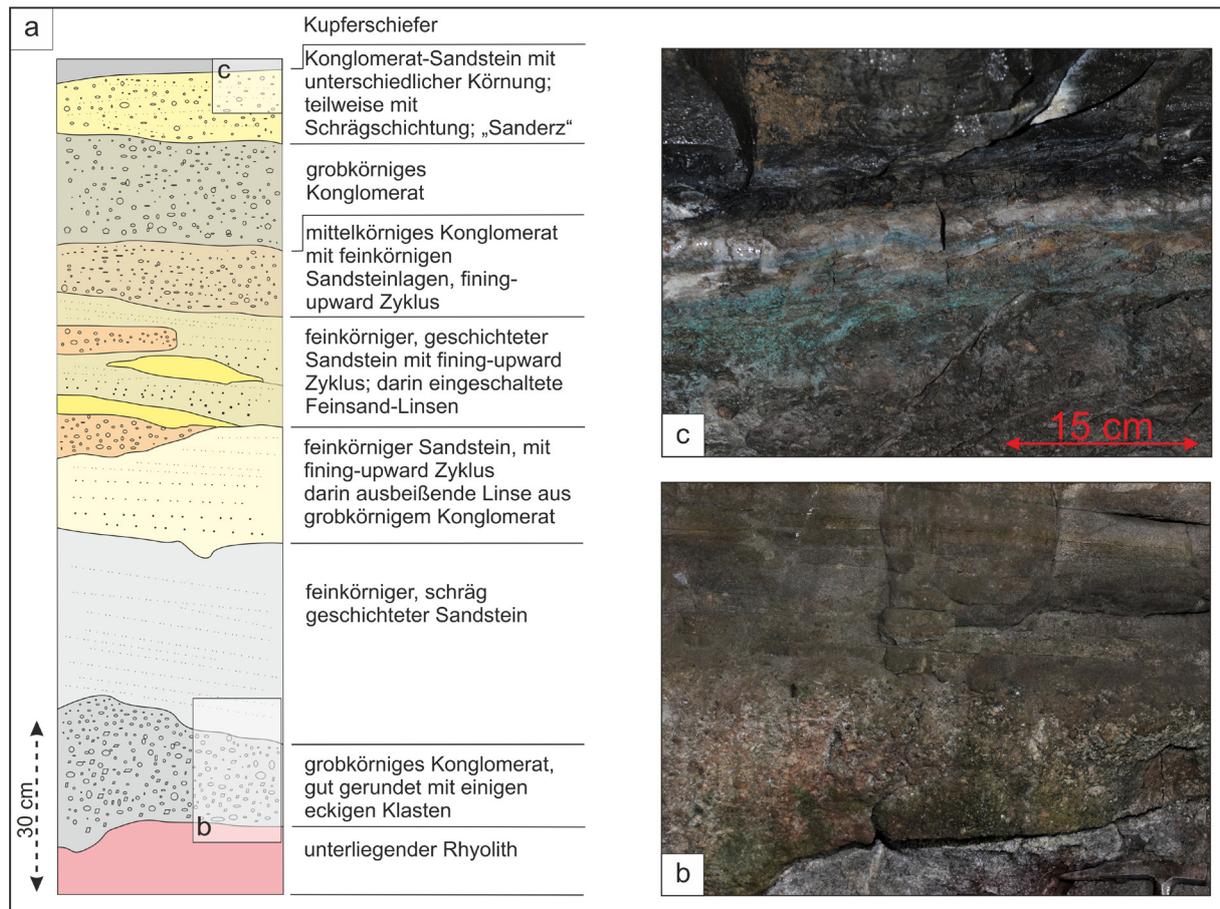


Abb. 6.2.1: Lithologische Abfolge der Rotliegend-Sandsteine und -Konglomerate im Bergwerk „Lange Wand“

a) beispielhaftes Profil eines Stoßes der Rotliegend-Sediment

b) Übergang vom unterliegenden Rhyolith zu einer grobkörnigen Schüttung eines Rotliegend-Konglomerates (unterer Bereich der Abbildung) und Übergang zu einem sehr feinkörnigen, schräg geschichteten Sandstein von graubrauner Farbe (oberer Bereich der Abbildung);

c) Übergang vom Sanderz zum Kupferschiefer; grüne Malachit-Ausblühungen sind deutlich im den Kupferschiefer unterlagernden Sandstein („Sanderz“) zu sehen

werk „Lange Wand“ eine kleine Serie von Rotliegend Sedimenten, welche eine Mächtigkeit von ca. 1,2 bis 1,8 m erreicht. Eine beispielhafte Abfolge für die Sedimente des Rotliegenden ist in Abb. 6.2.1a dargestellt.

Sie beginnt mit einem grobkörnigen Konglomerat, mit meist gut gerundeten bis zu 4 cm großen Klasten, wobei einige, vor allem die größeren, noch eine gut sichtbare Angularität zeigen (Abb. 6.2.1b). Darauf folgt ein sehr feinkörniger, schräg geschichteter Sandstein von graubrauner Farbe (Abb. 6.2.1b). Diesem folgt ein feinkörniger Sandstein, welcher mit einer deutlich gröberen Schüttung beginnt und durch einen Fining-upward

Zyklus charakterisiert ist. In diesem Sandstein finden sich einzelne wenige größere Klasten. Die nächste Einheit beginnt wieder mit einer gröberen Schüttung, worauf ebenfalls ein Fining-upward Zyklus folgt. Darin eingeschaltet sind gelbe bis ockerfarbene Feinsandlinsen und lateral ausbeißende größere Konglomerat-Schüttungen. Über den Sandsteinablagerungen schließt sich eine mittelkörnige Konglomerat-Schüttung an, auf die ein sehr grobkörniges Konglomerat folgt. Die darüber folgende Schicht wird auch als Sanderz bezeichnet und besteht aus einem Sandstein mit unterschiedlichen Körnungen. Teilweise sind auch hier Schrägschichtun-

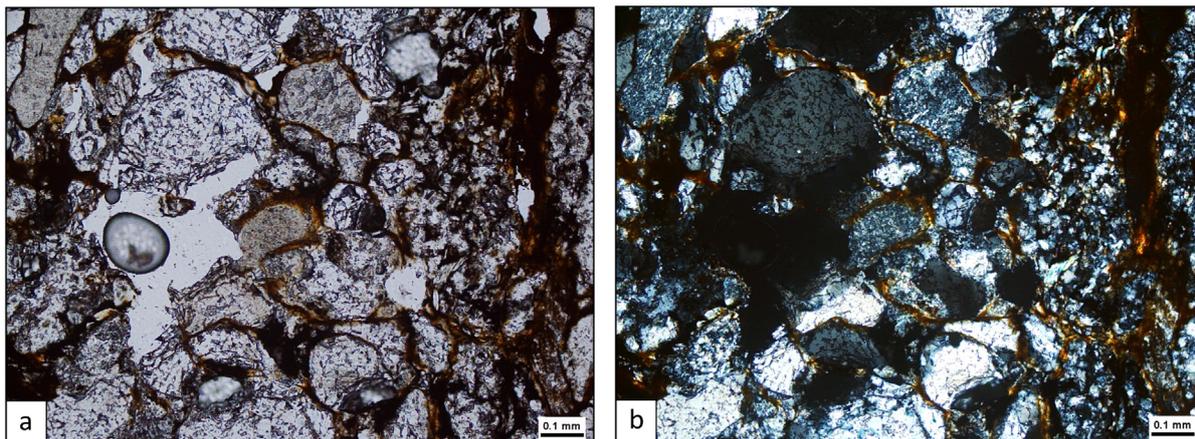


Abb. 6.2.2: Mikroskopische Übersicht eines grobkörnigen Rotliegend-Sandsteins; z.T. gut gerundete Quarzklasten unterschiedlicher Korngröße werden durch sekundäre Eisenoxide (bräunlich in beiden Abb.) umgeben; Probe LW\_K12\_1 (Bergwerk „Lange Wand“); Durchlicht, 3,5-fache Vergrößerung; a) einfach polarisiertes Licht; b) gekreuzt polarisiertes Licht)

gen zu beobachten. An einigen Stellen ist im Sanderz eine Sekundärvererzung erkennbar (Abb. 6.2.1c). Als Sekundärminerale treten neben grünem Malachit (Abb. 6.2.1c) und blauem Azurit, teilweise auch rosafarbene Minerale auf, die als Erythrin angesprochen werden können. Die Sedimentabfolge des in der Langen Wand auftretenden Rotliegenden ist lateral verschieden. Teilweise ist das Sediment stark gebleicht, während es andernorts im Bergwerk auch in der ursprünglichen Form erhalten blieb. Insgesamt werden diese Sedimente, trotz fehlender Pyroklastika im Bereich des Bergwerkes „Lange Wand“ der Sandstein-Tuffstein-Folge (r5) nach PAUL (1993) zugeordnet.

Mikroskopische Analysen bestätigen dies, indem neben gut gerundeten Quarzen mit einer Größe von 0,1-0,4 mm, häufig auch > 2 mm große, zusammengesetzte Aggregate aus Feldspat und Quarz erkannt werden können. Sie werden als Rhyolith-Klasten interpretiert. Dabei werden die Klasten des Gesteins durch deutlich kleinere Quarze ( $\ll 0,1$  mm) sowie sekundäre Eisenoxide (rotbraune Farbe im einfach sowie gekreuzt polarisierten Licht) in den Zwickeln verfestigt (Abb. 6.2.2). Vor allem letztere scheinen hierbei eine Art Zement zwischen den einzelnen, z.T. gut gerundeten Klasten zu bilden (Abb. 6.2.2a). Das Gefüge insgesamt ist häufig korngestützt, vereinzelt

findet sich neben einer silikatischen auch eine karbonatische Matrix, die vor allem im Sanderz durch sekundäre Erzminerale und auch Eisen-Mangan-(hydro)-oxide verdrängt wird.

### 6.3 Kupferschiefer (T1)

Die Einheit des Kupferschiefers setzt transgressiv auf den unterlagernden Sedimenten des Rotliegend auf. Lithologisch handelt es sich um einen mergeligen Tonstein, der schwarz gefärbt ist. Er bildet oftmals eine Bankung unterschiedlicher Mächtigkeit aus, die in direktem Zusammenhang mit dem Karbonatanteil zu sehen ist. Im Mittel ist er ca. 40 cm mächtig, nach oben nehmen der Tongehalt ab und der Karbonatgehalt zu, was eine klare Abgrenzung zum darüber liegenden Karbonatgestein makroskopisch schwierig macht. Der Kupferschiefer steht im oberen Teil des Bergwerkes durchgehend an, auf den unteren Strecken wurde er teilweise abgebaut. Makroskopisch sind keine Bestandteile identifizierbar. Der Kupferschiefer ist als einzige Einheit im Bergwerk fossilführend: Schichtparallel sind bis zu 20 cm große Abdrücke von Fischen, den so genannten „Kupferheringen“ keine Seltenheit. Seine dunkelgraue bis schwarze Farbe wird durch einen erhöhten Anteil an organischem Kohlenstoff bedingt, weshalb er den Merkmalen eines klassischen, mergeligen Schwarzschiefers entspricht (Abb. 6.2.1c,

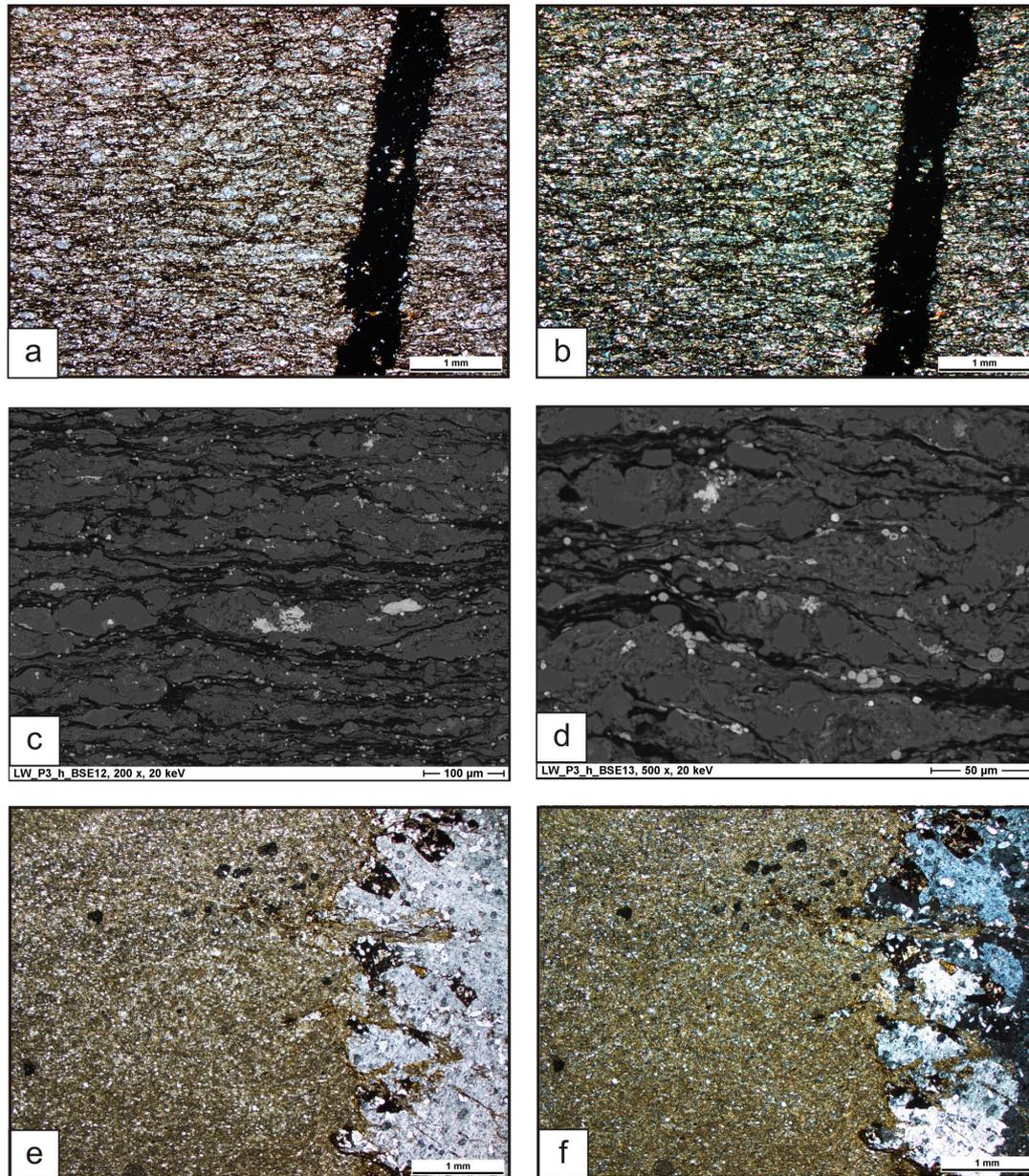


Abb. 6.3.1: Mikroskopische Aufnahme des Kupferschiefers mit gestreckten Karbonatlinsen (hohe, pastellfarbene Interferenzfarben in b) und einer dazwischenliegenden, feinkörnigen Tonmatrix mit einem erhöhten Anteil an organischem Kohlenstoff (schwarze Bereiche zwischen den Karbonaten in beiden Abbildungen); weiterhin ist ein die Lagigkeit (Schichtung) deutlich durchschlagender Erzgang (schwarz in beiden Abbildungen) zu erkennen. (Probe LW\_P3\_h (Bergwerk „Lange Wand“); Durchlicht; 2,5-fache Vergrößerung; a) einfach polarisiertes Licht; b) gekreuzt polarisiertes Licht)

Rasterelektronenmikroskop-Aufnahmen des Kupferschiefers mit deutlich disseminierten Erzmineralen, die sowohl innerhalb der grauen Karbonatlinsen als auch im Übergang zur hier schwarzen Tonmatrix zu finden sind; eine detaillierte Aufnahme (d) zeigt den framboidalen und damit syndimentären Charakter der Mineralisation, die hier hauptsächlich aus Pyrit gebildet wird. (Probe LW\_P3\_h (Bergwerk „Lange Wand“); BSE-Aufnahme; c) 200-fache Vergrößerung; d) 500-fache Vergrößerung)

Mikroskopische Untersuchungen des Zechsteinkalkes zeigen einen mikritischen, feinkristallinen Kalkstein mit zahlreichen, sehr kleinen Quarz- und Feldspatklüften; rechts in beiden Bildern ist ein, das Gestein durchschlagender Gang mit Baryt und Quarz sowie einigen kleinen Erzmineralen (schwarz in beiden Bildern) zu erkennen. (Probe LW\_K6\_1 (Bergwerk „Lange Wand“); Durchlicht; 5-fache Vergrößerung; e) einfach polarisiertes Licht; f) gekreuzt polarisiertes Licht)

oberer Bereich).

Mit Hilfe der Durchlichtmikroskopie können gestreckte Karbonatlinsen in einer feinkörnigen Ton-Matrix mit erhöhtem Kohlenstoff-Anteil (schwarze Lagen/Linsen in Abb. 6.3.1 a) identifiziert werden. Beide bilden die lagige Struktur des Gesteins. Erzminerale liegen disseminiert in Form von kleinen runden, bis halbrunden Aggregaten zwischen den Ton- und Karbonatmineralen vor. Im Auflicht wird die Erzmineralführung deutlicher, aufgrund der geringen Korngröße können sie aber mit dieser Methode nicht eindeutig bestimmt werden. Aufschluss gibt hier die Rasterelektronenmikroskopie mit deren Hilfe kleine, z.T. framboidale und damit synsedimentär gebildete Erzpartikel identifiziert werden können. Diese liegen überwiegend innerhalb der Karbonatlinsen bzw. am Übergang zwischen Karbonaten und Ton-/„organische“ Matrix (Abb. 6.3.1 c, d). EDX-Analysen zeigen, dass es sich hierbei überwiegend um Pyrit handelt.

#### 6.4 Werra-Karbonat (Ca1)

Die jüngste im Bergwerk anstehende Einheit bildet das Zechsteinkarbonat. Hierbei handelt es sich um gebanktes Karbonatgestein von grauer bis gelblicher Farbe. Die Mächtigkeit der einzelnen Banken variiert von wenigen Zentimetern bis zu 25 cm. Das Gestein zeichnet sich durch seine hohe Festigkeit und Härte aus. Vereinzelt sind schwarze dünne Tonsteinlinsen zwischengeschaltet. Das Gestein reagiert sehr stark mit Salzsäure, somit handelt es sich um ein eher kalzitisches Karbonatgestein.

Mikroskopische Untersuchungen zeigen einen mikritischen, feinkristallinen, relativ gleichmäßigen Kalkstein mit zahlreichen, sehr kleinen Quarz- und Feldspatklasten, sowie einzelnen Toneinschlüssen (Abb. 6.3.1 e, f).

### 7. Petrographische Untersuchungen der Gangmineralisationen im Ilfelder Becken

Im Rahmen der Arbeit wurden vier verschiedene Typen an Gangmineralisationen

anhand des Mineralinhaltes im untersuchten Bereich des Ilfelder Beckens unterschieden. Dabei stellen Barytgänge mit einer mehr oder weniger stark ausgeprägten Mangan-Eisen-(hydro)-oxid-Mineralisation den weitaus größten Anteil. Weiterhin finden sich vor allem im Bergwerk „Lange Wand“ Barytgänge, die zusätzlich noch eine sulfidische Mineralisation aufweisen. Untergeordnet treten weiterhin, ebenfalls überwiegend im Bereich des Bergwerkes „Lange Wand“, Kalzit-Baryt-Quarz- sowie Ankerit-Gänge auf, die eine eher geringe Mineralisation aufweisen. Im Folgenden soll kurz auf Aufbau und Mineralinhalt der einzelnen Gänge eingegangen werden.

#### 7.1 Nicht-Sulfid-haltige Baryt-Gänge

Den Hauptanteil, der im Bergwerk „Lange Wand“ anzutreffenden Gangmineralisationen stellen Baryt-Gänge, die keine sulfidische Vererzung zeigen, dar. Des Weiteren finden sich ähnliche Gänge im ehemaligen Bergwerk am Hummelkopf sowie am Braunsteinhaus. Ihre Mächtigkeiten variieren von wenigen Zentimetern bis zu einigen Metern (Abb. 7.1.1). Dabei ist im Bergwerk „Lange Wand“ eine klare Assoziation der Gänge mit Störungen zu verzeichnen, die die Nebengesteine z.T. deutlich versetzen (Abb. 7.1.1 b). Demgegenüber ist ein Zusammenhang mit Störungen am Hummelkopf und auch am Braunsteinhaus nicht immer herstellbar, da auf Grund der Homogenität des Rhyoliths Versätze nicht immer eindeutig erkannt werden können. An einigen Stellen ist der Rhyolith jedoch eindeutig durch eine Störung so aufgearbeitet, dass sich zum einen seine Farbgebung geändert hat und zum anderen das Gefüge stark verändert wurde (7.1.1 d). Vor allem am Braunsteinhaus treten neben sehr massiven Eisen-Mangan-(hydro)-oxid Mineralisationen in den Baryt-Kalzit-Gängen (Abb. 7.1.1 e) auch deutliche Brekzierungen auf, bei denen z.T. die Zwischenräume zwischen den einzelnen Rhyolithklasten mit Baryt, Kalzit und Mangan-Eisen-(hydro)-oxiden verfüllt sind (Abb. 7.1.1.f).

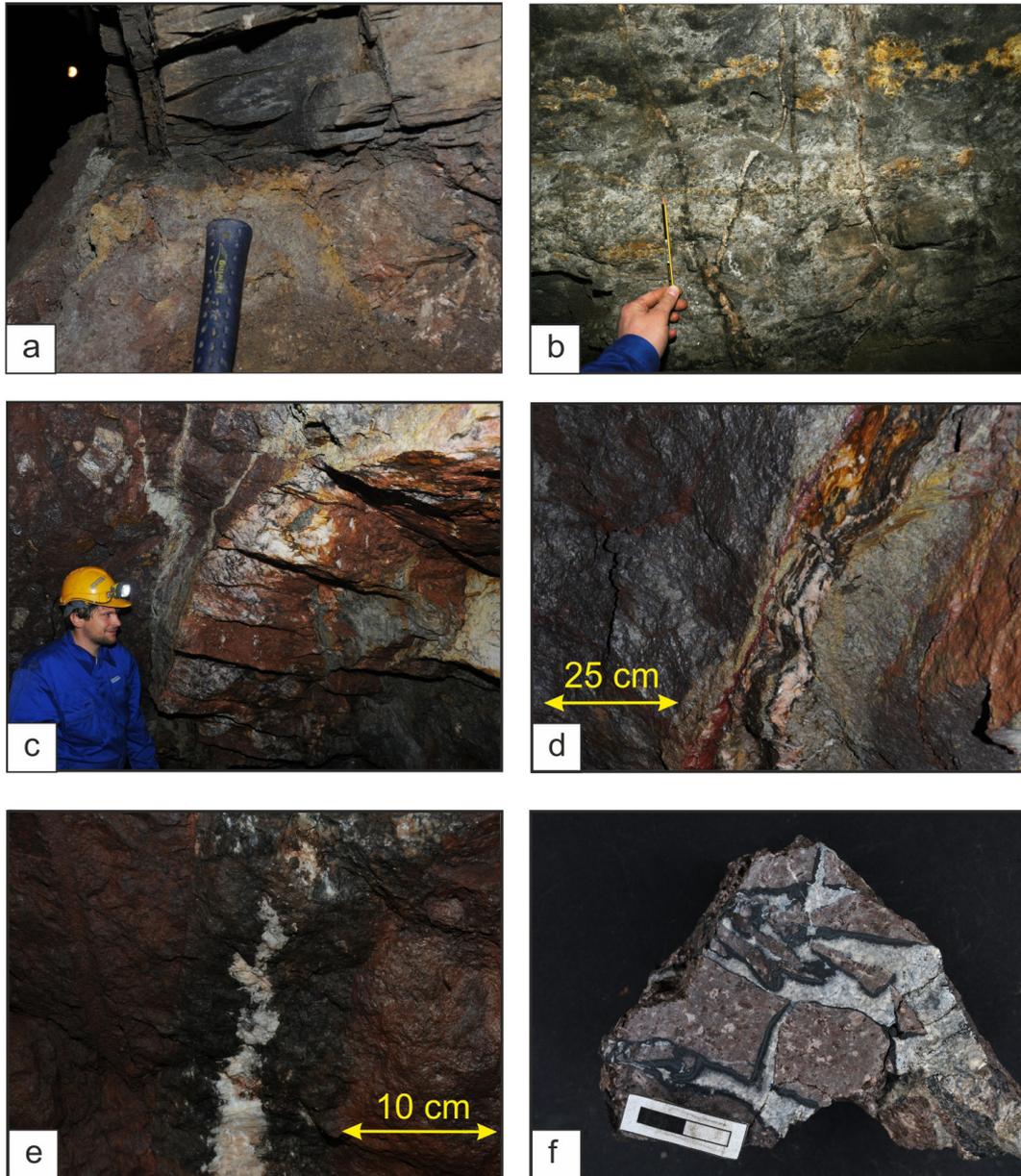


Abb. 7.1.1: Nicht-Sulfid-haltige Baryt-Gänge unterschiedlicher Ausbildungen im Bergwerk „Lange Wand“, am Hummelkopf und am Braunsteinhaus mit deutlich unterschiedlichen Mächtigkeiten und unterschiedlich ausgebildeten Eisen-Mangan-(hydro)-oxid-Mineralisationen

a) Reste des ca. 1m mächtigen, abgebauten Barytgangs im Bergwerk „Lange Wand“ im Übergangsbereich zwischen Rotliegend-Sedimenten und Kupferschiefer (grau-schwarzes, lagiges Sediment im oberen Bereich der Abbildung)

b) 2-3 cm mächtige Barytgänge innerhalb der Rotliegend-Sedimente im Bergwerk „Lange Wand“, die Gänge versetzen dabei einzelne Schichten, was eine Assoziation der Gänge mit einem Störungssystem impliziert

c) Teil eines über 2m mächtiger Baryt-Gang am Hummelkopf

d) ca. 10 cm mächtiger Barytgang mit starker Mangan-(hydro)-oxid-Mineralisation (schwarz) und roten Limonit-„Bändern“, der eine deutlich Bleichung des Nebengesteins (Ilfelder Rhyolith) verursacht

e) Baryt-Gänge des Braunsteinhauses mit ca. 5-7 cm breiten Säumen aus schwarzen Mangan-(hydro)-oxiden

f) schwarze Mangan-(hydro)-oxide verdrängen randlich weiße Kalzite, welche die Zwickel zwischen den reliktsch erhaltenen Rhyolith-„klasten“ füllen ( Maßstab 2cm)

Im Bergwerk „Lange Wand“ findet sich der Gang mit der größten Mächtigkeit im ersten Querschlag nach dem Eingang. Der Gang ist nahezu komplett abgebaut. Seine Orientierung kann dabei anhand des Verlaufs des Stollens nachvollzogen werden und weist eine WNW-ESE-Orientierung auf mit einem Einfallen von ca. 70 – 80° nach NE. Reste des Baryts finden sich in nahezu allen Bereichen des Stollens noch an den Stollenwänden (Abb. 7.1.1 a). Auf Grund seiner Mächtigkeit von bis zu 1 m kommt diesem Gang eine Sonderstellung zu, da die anderen im Bergwerk anzutreffenden Gänge deutlich geringere Mächtigkeiten aufweisen (Abb. 7.1.1 b). Er kann mit einer Abschiebung in Verbindung gebracht

werden, die die Gesteinsschichten um bis zu 1 m versetzt. Die Hangend-Scholle ist dabei der nordöstliche Teil. Der Versatz ist lateral verschieden und nimmt von WNW nach ESE zu (Abb. 8.2). Auch am Hummelkopf und am Braunsteinhaus sind die Gänge überwiegend WNW-ESE orientiert und fallen meist mit 70-80° steil ein. Dabei liegt die Mächtigkeit der untersuchten Gänge am Braunsteinhaus zwischen 5 cm und 20 cm (Abb. 7.1.1 c).

Im Allgemeinen sind im Bergwerk „Lange Wand“ die Nicht-Sulfid-führenden Baryt-Gänge in allen Lithologien anzutreffen, d.h. sie durchschlagen bei ausreichender lateraler Mächtigkeit alle Gesteinseinheiten beginnend vom Ilfelder Rhyolith und den Sandsteinen/

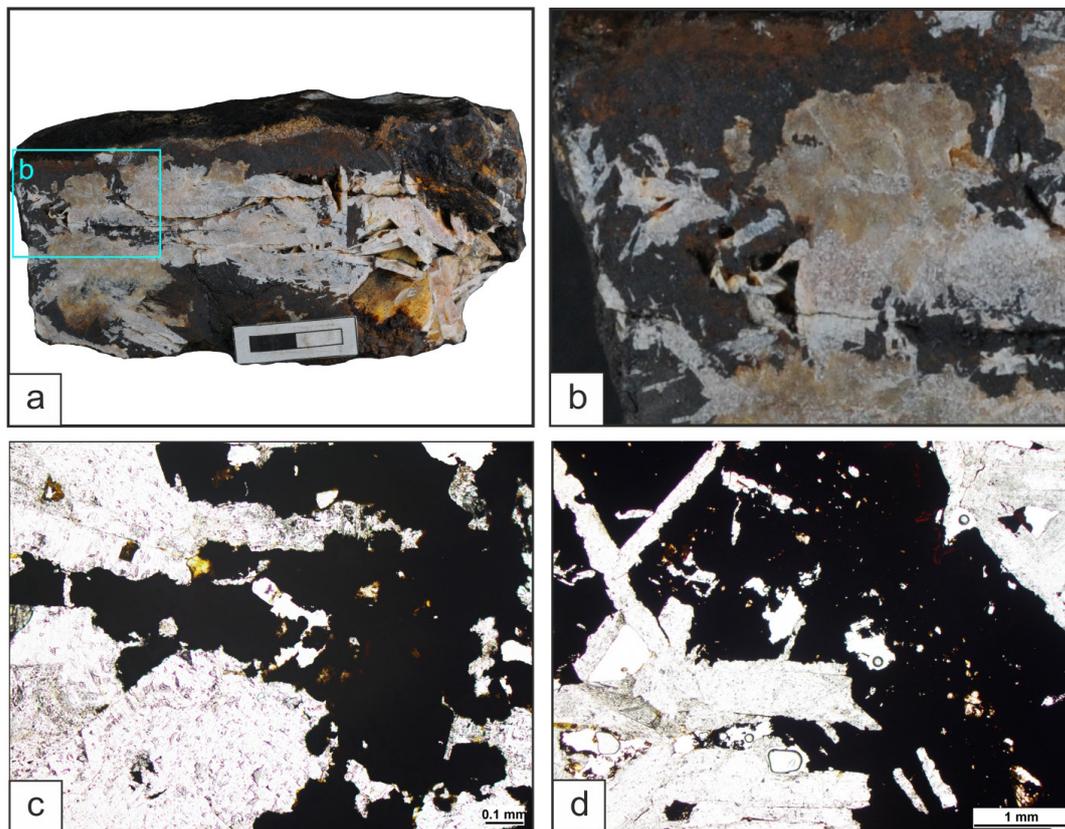


Abb. 7.1.2: Aufbau eines nicht-Sulfid-haltigen Barytganges mit grobkristallinem Baryt im Zentrum sowie schwarzen Eisen-Mangan-(hydro)-oxiden vor allem am Rand des Ganges (a), eine Detailaufnahme des Randbereiches (b) zeigt einen grobkristallinen, rosafarbenen Baryt sowie deutlich feinkristallinere, weiße Baryte, die von Eisen-Mangan-(hydro)-oxiden verdrängt werden

Mikroskopische Aufnahmen eines Barytganges zeigen die Verdrängung des hellgrauen (mit dunkleren Flecken), grobkristallinen (c) sowie stengelig ausgebildeten (d) Baryts durch Eisen-Mangan-(hydro)-oxide (schwarz bis dunkelbraun); dabei wird die Verdrängung vor allem durch Einbuchtungen von Eisen-Mangan-(hydro)-oxiden in den Baryt (c) sowie reliktsch erhaltenen Baryt-resten innerhalb der Eisen-Mangan-(hydro)-oxide sichtbar (d) (Probe LW\_KS1, Bergwerk „Lange Wand“); Durchlicht, einfach polarisiertes Licht: a) 10-fache Vergrößerung; b) 2,5-fache Vergrößerung)

Konglomeraten des Rotliegenden über den Kupferschiefer bis hin ins Zechstein-Karbonat. In diesen Fällen sind die Gangmineralisationen fast ausschließlich an Störungen gebunden. Es treten jedoch auch Beispiele auf, in denen Baryt-Gänge geringerer Mächtigkeit nur in den Rotliegend-Sedimenten anzutreffen sind und keine Störung bzw. kein Versatz der Gesteinsschichten auszumachen ist. Auch ist hier eine Weiterverfolgung der Gänge in die darüber liegenden Schichten nicht möglich. Demgegenüber sind die Gänge am Hummelkopf und am Braunsteinhaus ausschließlich auf den Ilfelder Rhyolith beschränkt. Da alle folgenden Lithotypen nicht ausgebildet sind bzw. wurden abgetragen, können hier keine Aussagen über eine eventuelle Fortsetzung der Gänge ins Hangende getroffen werden.

Die gering-mächtigeren Baryt-Gänge sind meist klar begrenzt und bilden in der Regel geradlinige Strukturen innerhalb der Nebengesteine. Sie können dadurch sehr klar vom Nebengestein abgegrenzt werden (Abb. 7.1.1b, d, e). Gangmineralisationen mit größerer Mächtigkeit zeigen demgegenüber keine so klare Abgrenzung zum Nebengestein. Ihre Grenzen sind oft unscharf und bestehen z.T. aus einem Gemenge aus Baryt, Eisen-Mangan-(hydro)-oxiden und dem Nebengestein. Außerdem können die Gänge sich z.T. stark verästeln (Abb. 7.1.1 c).

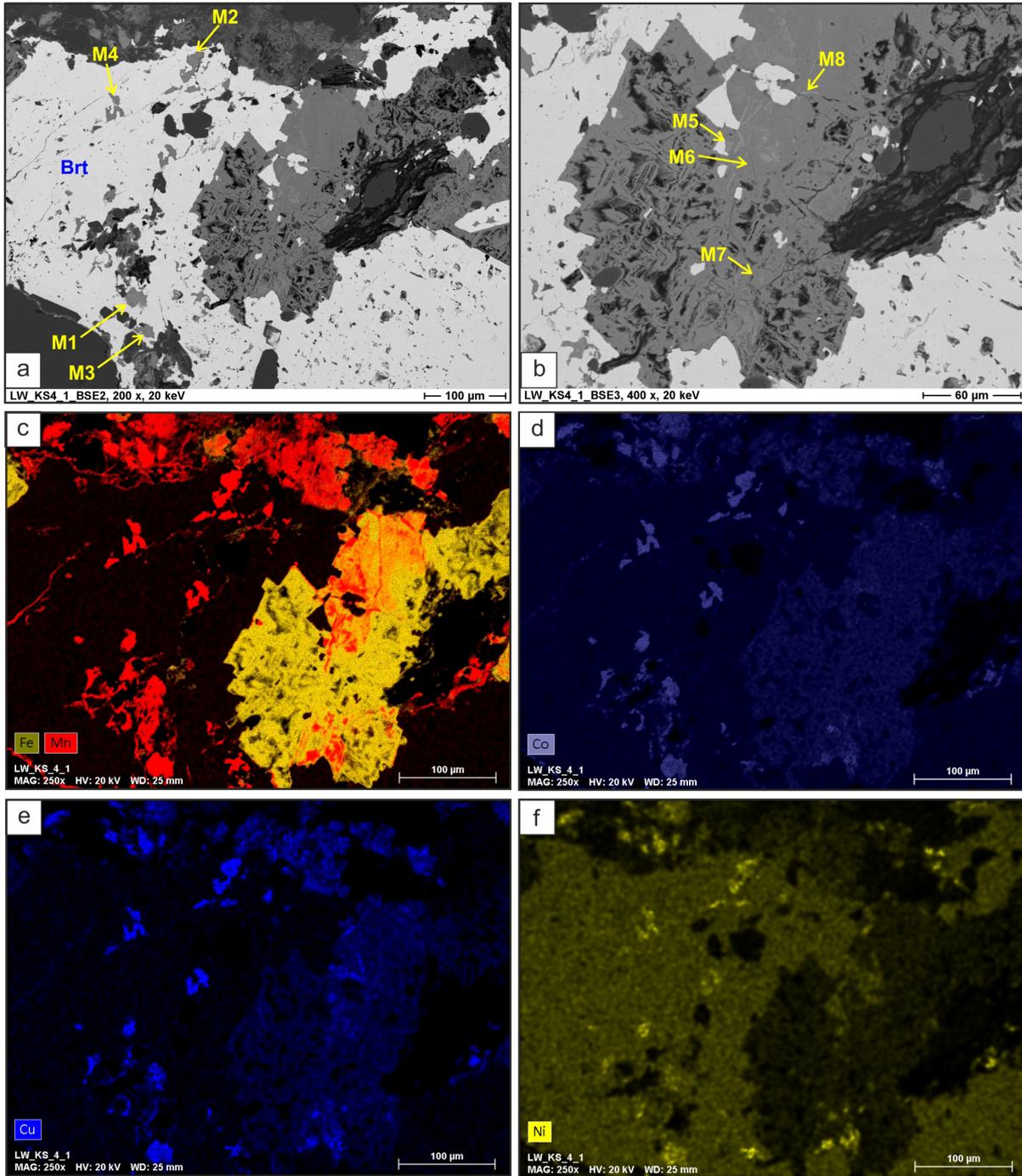
Der tafelige, z.T. lamellenartig ausgebildete Baryt bildet den Hauptbestandteil der Gänge und wird häufig von Kalzit als weiteres Gangmineral begleitet. Eine Mineralisation ist makroskopisch oftmals anhand einer schwarzen, amorphen Phase, die als Eisen-Mangan-(hydro)-oxid angesprochen werden kann, zu erkennen (Abb. 7.1.1). Deutlich höhere Anteile an Eisen-Mangan-(hydro)-oxiden finden sich in den Gängen des Braunsteinhauses, wobei ihre Anteile z.T. die Gehalte an Baryt und Kalzit übersteigen. Detaillierte Aufnahmen einzelner Handstücke der Gänge zeigen die räumlichen Beziehungen zwischen den einzelnen Phasen (Abb. 7.1.2). Hierbei zeichnen sich die Gänge vor allem im Randbereich durch feinkristalline, meist weiße Baryt aus,

während Richtung Zentrum zunehmend grobkristalline, eher rosafarbene Baryte auftreten. Dabei zeigt eine detaillierte Aufnahme des Randbereichs eines solchen Ganges, dass vor allem der weiße, feinkristalline Baryt durch die schwarzen Eisen-Mangan-(hydro)-oxide verdrängt wird (Abb. 7.1.2 b). An einigen Stellen sind die Eisen-Mangan-(Hydro)-oxide eher ocker-orange gefärbt, die dabei Bereiche mit höherem Eisengehalt darstellen. Die Eisen-Mangan-(hydro)-oxide zeigen intern keinerlei Struktur und wirken makroskopisch vollkommen amorph.

Unter dem Durchlichtmikroskop erscheint Baryt im einfach polarisierten Licht zumeist in weißen bis leicht cremeweißen Farben. Einzelne Kristalle erreichen Größen von meist mehreren Millimetern und sind oft stark gestreckt (Abb. 7.1.2c, d). Weiterhin verdrängen die im einfach polarisierten Licht schwarz erscheinenden Eisen-Mangan-(hydro)-oxide die Baryt-Kristalle, was sich beispielsweise durch Einbuchtungen von Eisen-Mangan-(hydro)-oxiden in den Baryt bemerkbar macht (Abb. 7.1.2 c). Teilweise sind in den Eisen-Mangan-(hydro)-oxiden noch Relikte von Baryt enthalten (7.1.2 d).

Vor allem in den zentralen Teilen der größeren Gänge sowie in einzelnen kleineren Gängen zeigen sich Bereiche, in denen der Anteil an Eisen-Mangan-(hydro)-oxiden deutlich zurücktritt bzw. diese komplett fehlen. Hier ist oftmals relativ grober, gut auskristallisierter Baryt vorhanden, der teilweise von Kalzit-Kristallen begleitet wird, die sich vor allem in den Zwickeln zwischen den Baryt-Kristallen finden.

In vielen der untersuchten Proben des Bergwerks „Lange Wand“ wurden Eisen-Mangan-(hydro)-oxide in den Rissfüllungen bzw. in den Zwickeln zwischen den Barytkristallen festgestellt. Die Füllungen sind mit dem Lichtmikroskop nicht genau zu bestimmen, weshalb Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen durchgeführt wurden. Zudem konnten kleine Eisen-Mangan-(hydro)-oxid-Einschlüsse innerhalb der



	Sauerstoff	Mangan	Eisen	Kobalt	Nickel	Kupfer	Zink	Arsen	Barium
M1	38,6	34,4	b.d.l.	7,0	1,9	6,6	5,3	b.d.l.	5,0
M2	36,6	21,8	2,1	9,6	1,7	8,1	6,7	b.d.l.	10,4
M3	38,7	34,6	b.d.l.	7,5	1,7	6,2	4,8	0,5	4,6
M4	39,3	24,7	b.d.l.	14,8	2,1	8,1	8,8	b.d.l.	1,4
M5	37,6	16,5	29,2	1,2	b.d.l.	3,3	3,1	3,3	2,8
M6	42,3	0,5	44,7	b.d.l.	b.d.l.	2,8	2,8	3,0	b.d.l.
M7	41,1	21,2	10,7	4,6	2,8	5,4	12,8	0,5	b.d.l.
M8	41,7	30,9	11,1	2,4	b.d.l.	3,9	3,1	0,7	4,7

Baryte unter dem Rasterelektronenmikroskop beobachtet werden. Weiterhin können mit Hilfe der angeschlossenen EDX-Sonde diese Mineralisationen gezielt auf ihre chemische Beschaffenheit hin untersucht werden (Abb. 7.1.3). Hierbei zeigt sich, dass es sich sowohl bei den in den Baryten liegenden (Hydro)-oxiden (Abb. 7.1.3 a; M1-4) als auch den Zwickel-Füllungen (Abb. 7.1.3 b; M5-8) um Mangan-Eisen-(hydro)-oxide handelt, die zum Teil sehr geringe Gehalte an Eisen aufweisen, demgegenüber allerdings deutlich erhöhte Gehalte an Kobalt (7 % - 15 %), Nickel (ca. 2 %), Kupfer (6-8 %) und Zink (5 % - 13 %) enthalten. Die Elementverteilung innerhalb der Eisen-Mangan-(hydro)-oxide zeigt, dass Eisen und Mangan zumeist getrennt voneinander vorliegen. Weiterhin ist dabei zu erkennen, dass Kobalt, Kupfer und Nickel überwiegend mit den manganhaltigen Phasen assoziiert sind (Abb. 7.1.3 c-f).

Demgegenüber zeigen EDX-Analysen an den Mangan-Eisen-(hydro)-oxiden des Hummelkopfes als auch des Braunsteinhauses, dass es sich hierbei zum einen um relativ „reine“ Mangan-(hydro)-oxide mit 55-60 % Mangan und max. 1 % Eisen und zum anderen um relativ „reine“ Eisen-(hydro)-oxide mit 35-43 % Eisen und max. 1-2 % Mangan handelt. Dabei bilden die Mangan-(hydro)-oxide z.T. gut kristallisierte Strukturen aus, wobei demgegenüber die Eisenphasen sich nahe dem Rand zum Rhyolith gebildet haben und mikroskopisch keine eindeutigen Kristallstrukturen erkennen lassen und demnach mit den amorphen, z.T. glaskopffartig

ausgebildeten Phasen in Verbindung gebracht werden können. Spurenelemente wie Kobalt, Kupfer oder Zink können hier nicht detektiert werden.

## 7.2 Sulfid-haltige Baryt-Gänge

An zwei Stellen konnten im Bergwerk „Lange Wand“ Baryt-Gänge erkannt werden, die eine sulfidische Vererzung aufweisen. So findet sich ein solcher Gang im Verbindungsstollen zwischen der Wasserstrecke zur Kobaltstrecke (Probe KS3), der andere am südlichen Abzweig dieser beiden Stollen (Probe P6, vgl. Abb. 5.1).

Hinsichtlich ihres makroskopischen Erscheinungsbildes unterscheiden sich diese Gänge kaum von den nicht-Sulfid-haltigen Gängen. Der Gang im Verbindungsstollen zwischen Wasserstrecke und Kobaltstrecke (Probe KS3) fällt mit ca. 65° nach SW (Richtung 190°) ein, zeigt damit einen nahezu E-W-Verlauf. Der Gang ist in einer Störung angesiedelt, welche sämtliche Gesteinseinheiten des Bergwerkes durchschlägt. Er ist nahezu komplett abgebaut und sein Verlauf in etwa anhand des heutigen Stollenverlaufs nachzuvollziehen und nur Reste der ehemaligen Gangfüllung sind an den Stollenwänden noch erhalten. Im Bereich der Probenahmestelle ist nahe der Firste noch ein größerer Bereich des Ganges erhalten und konnte daher beprobt werden. Er sitzt dem rötlichen Ilfelder Rhyolith auf, der direkt am Kontakt zum Gang grau bis gelb verfärbt ist (Abb. 7.2.1 a), was auf eine Alteration des Nebengesteins durch das den

Abb. 7.1.3: Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen an Eisen-Mangan-(hydro)-oxiden, die z.T. die Baryte verdrängen, sowie als kleine Einschlüsse innerhalb der Baryte auftreten, BSE-Aufnahmen a) 200-fache Vergrößerung; b) Detail aus a) bei 400-fache Vergrößerung; Elementverteilungsbilder (zu Aufnahme in Bild a)) für Eisen/ Mangan (c), Kobalt (d), Kupfer (e) und Nickel (f) zeigen eine klare Trennung der Eisen- und Mangananteile als auch eine deutliche Assoziation der Spurenelemente Kobalt, Kupfer und Nickel mit den Manganphasen; weiterhin zeigt die Tabelle Ergebnisse der EDX-Messungen der Mangan-(hydro)-oxiden an den in den Bildern dargestellten Messpunkten (Angaben in normierten Masseprozent, b.d.l. = unterhalb der Nachweisgrenze), hier ist deutlich zu erkennen, dass neben Mangan, vor allem auch Kobalt, Nickel, Kupfer, Zink und Arsen enthalten sind, während die Eisengehalte z.T. sehr gering ausfallen bzw. unter der Nachweisgrenze liegen (M1-4) (Probe LW\_KS4\_1, Bergwerk „Lange Wand“)

Gang verursachende Fluid hindeutet. Seine Mächtigkeit variiert, da er linsenförmig in der Störung sitzt. Die unter Tage anstehende Oberfläche ist stark verwittert, auch die schwarzen Ränder sind sofort sichtbar. Die sulfidische Erzführung äußert sich erst beim Aufschlagen des Gesteins, wobei zwischen makroskopisch weißem bis rosa gefärbtem Baryte kleine Chalkopyrite nesterartig zwischen den Barytkristallen sitzen. Zahlreiche schwarze Eisen-Mangan-(hydro)-oxide durchziehen das Gestein (Abb. 7.2.1 b).

Ähnliche Strukturen können innerhalb eines kleinen Ganges am südlichen Abzweig des Verbindungsstollens zwischen Wasserstrecke und Kobaltstrecke erkannt werden. Allerdings sind hier makroskopisch die enthaltenen Chalkopyrite nur schwer zu erkennen, sie können allerdings als einige Millimeter große, nesterartige Agglomerationen zwischen den Barytkristallen mit einer Lupe identifiziert werden. Weiterhin sind auch Eisen-Mangan-(hydro)-oxide in deutlich kleineren Rissen vorhanden. Die Ränder der Chalkopyrite sind stark von Baryten und Eisen-Mangan-(hydro)-oxiden zersetzt, wodurch die Angularität der Chalkopyrite erhöht wird. Die ursprüngliche

Kristallform ist nicht mehr zu erkennen.

Mikroskopische Aufnahmen zeigen, dass die Chalkopyrite von zahlreichen Rissen durchzogen werden, die mit Eisen-(hydro)-oxiden verfüllt sind. Weiterhin finden sich innerhalb der Chalkopyrite Relikte ehemaliger, idiomorph ausgebildeter Pyrite, die von Chalkosin, Covellin sowie einer Eisen-(hydro)-oxid-Phase verdrängt werden (Abb. 7.2.2 a, b). EDX-Analysen zeigen hier eine relativ „reine“ Eisen-(hydro)-oxid-Phase auf, die aus ca. 46 Gew.-% Eisen und ca. 44 Gew.-% Sauerstoff aufgebaut ist. Weiterhin können hierdurch auch die Kupfersulfide Chalkosin und Covellin bestätigt werden, die als „Alterationsminerale“ den Pyrit als auch randlich den Chalkopyrit verdrängen.

Die Alteration bzw. Verdrängung der Chalkopyrite durch Chalkosin, Covellin und/oder Eisen-(hydro)-oxide ist in den untersuchten Proben unterschiedlich stark vorangeschritten. Mehrere Millimeter große Chalkopyrit-Kristalle sind oftmals mit kleinen Rissen durchzogen bzw. werden so stark verdrängt, dass Chalkopyrit nur noch als reliktsche Kristalle innerhalb einer unregelmäßigen Masse aus Eisen-(hydro)-oxiden

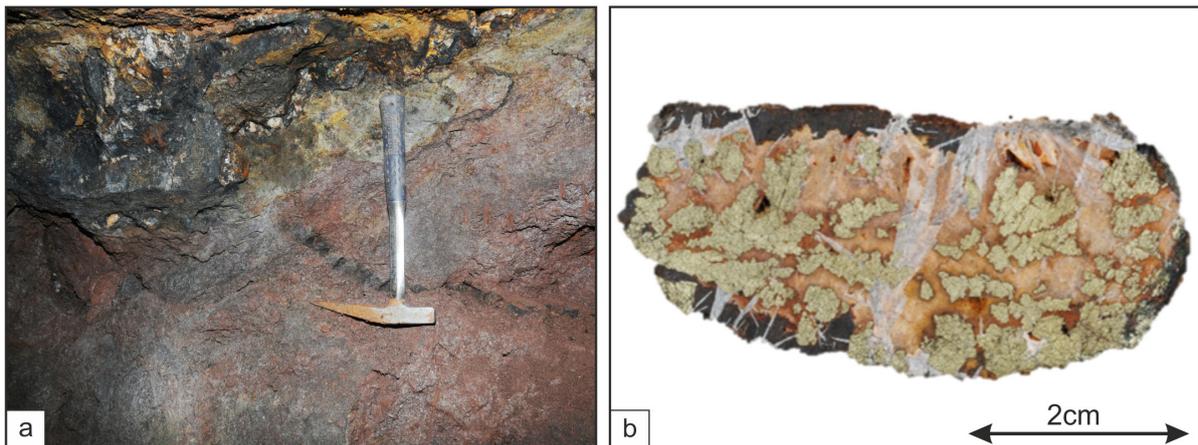


Abb. 7.2.1: Sulfid-haltiger Baryt-Gang im Bergwerk „Lange Wand“ im Ilfelder Rhyolith, der eine deutliche graue bis gelbe Alteration im Kontakt zum Gang zeigt (a), Sulfide werden erst beim Anschlagen sichtbar, sonst zeigen diese Gänge ein ähnliches Erscheinungsbild wie die nicht-sulfid-haltigen Gänge: randliche, schwarze Eisen-Mangan-(hydro)-oxide und im Inneren zwei Generationen von Baryt (feinkristalliner rosafarbener Baryt und grobkristalliner weißer Baryt), mit z.T. makroskopisch erkennbaren Sulfide (Chalkopyrit) (b) (Probe LW\_KS3, Bergwerk „Lange Wand“)

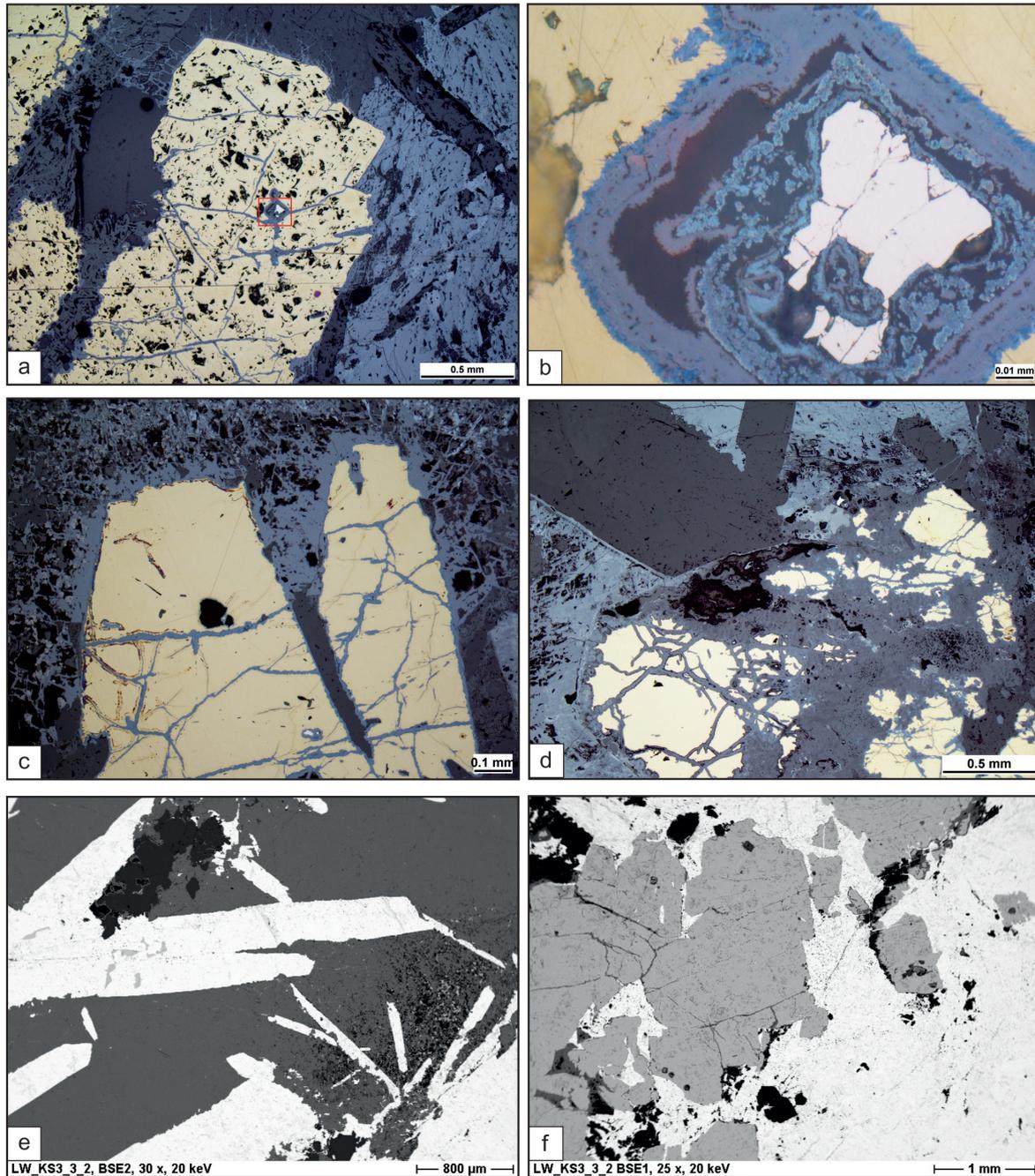


Abb. 7.2.2: Mikroskopische (a bis d) und Rasterelektronenmikroskopische (REM, e + f) Aufnahmen der Sulfid-haltigen Baryt-Gänge, die in den Gängen enthaltenen Chalkopyrite (gelb) zeigen deutliche Alterationserscheinungen, wobei zahlreiche, mit Eisen-(hydro)-oxiden (blaugrau bzw. bräunlich-grau) verfüllte Risse die sulfidischen Minerale durchziehen (a, c + d), kleine ehemals idiomorph ausgebildete Pyrite (weiß) treten als reliktsische Einschlüsse (rotes Viereck in a; Detailaufnahme in b) in den Chalkopyriten auf und werden von Chalkosin, Covellin und einer Eisen-(hydro)-oxid-Phase (bräunlich-grau mit rötlichen Innenreflexen) verdrängt (b) (Auflichtmikroskopie, einfach polarisiertes Licht, a) 5-fache Vergrößerung, b) 100-fache Vergrößerung, c) 10-fache Vergrößerung, d) 5-fache Vergrößerung; Probe LW\_KS3\_3\_2, Bergwerk „Lange Wand“); mittels REM können kleine, mittelgraue Chalkopyrit-Einschlüsse im weißen, hypidiomorph ausgebildeten Baryt erkannt werden (e), wobei eine Detailaufnahme zeigt, dass der Baryt (weiß) den Chalkopyrit (mittelgrau) verdrängt; kleine schwarze Quarze werden ebenfalls durch Baryt verdrängt (f) (BSE-Bilder, e) 30-fache Vergrößerung, f) 25-fache Vergrößerung, Probe LW\_KS3\_3\_2, Bergwerk „Lange Wand“

zu erkennen sind (Abb. 7.2.2 c, d). Vereinzelt können auch Kupferhydrokarbonate (meist Malachit) als Alterationsneubildungen erkannt werden.

Weiterhin können kleine Chalkopyrit-Einschlüsse im Baryt erkannt werden. Vor allem mittels Rasterelektronenmikroskopie können bis einige Millimeter große, gut ausgebildete Barytkristalle erkannt werden, die kleine Reste von Chalkopyrit enthalten (Abb. 7.2.2 e). Detaillierte Aufnahmen zeigen, dass die einzelnen Chalkopyrite teilweise brekzienartig voneinander getrennt

und die Zwischenräume mit Baryt verfüllt worden, wodurch eine deutliche Verdrängung der Chalkopyrite durch den Baryt aufgezeigt wird (Abb. 7.2.2 f). Die Baryte wiederum sind von Eisen-Mangan-(hydro)-oxiden umgeben und werden teilweise von ihnen verdrängt. Jedoch zeigen die Eisen-Mangan-(hydro)-oxide keine Anteile von Kobalt, Nickel, Kupfer oder Zink. Mit Gehalten von ca. 12,5 Gew.-% Mangan und etwa 39,5 Gew.-% Eisen sind hier auch die Eisengehalte deutlich höher als bei den spät gebildeten Eisen-Mangan-(hydro)-oxiden der nicht-Sulfidhaltigen

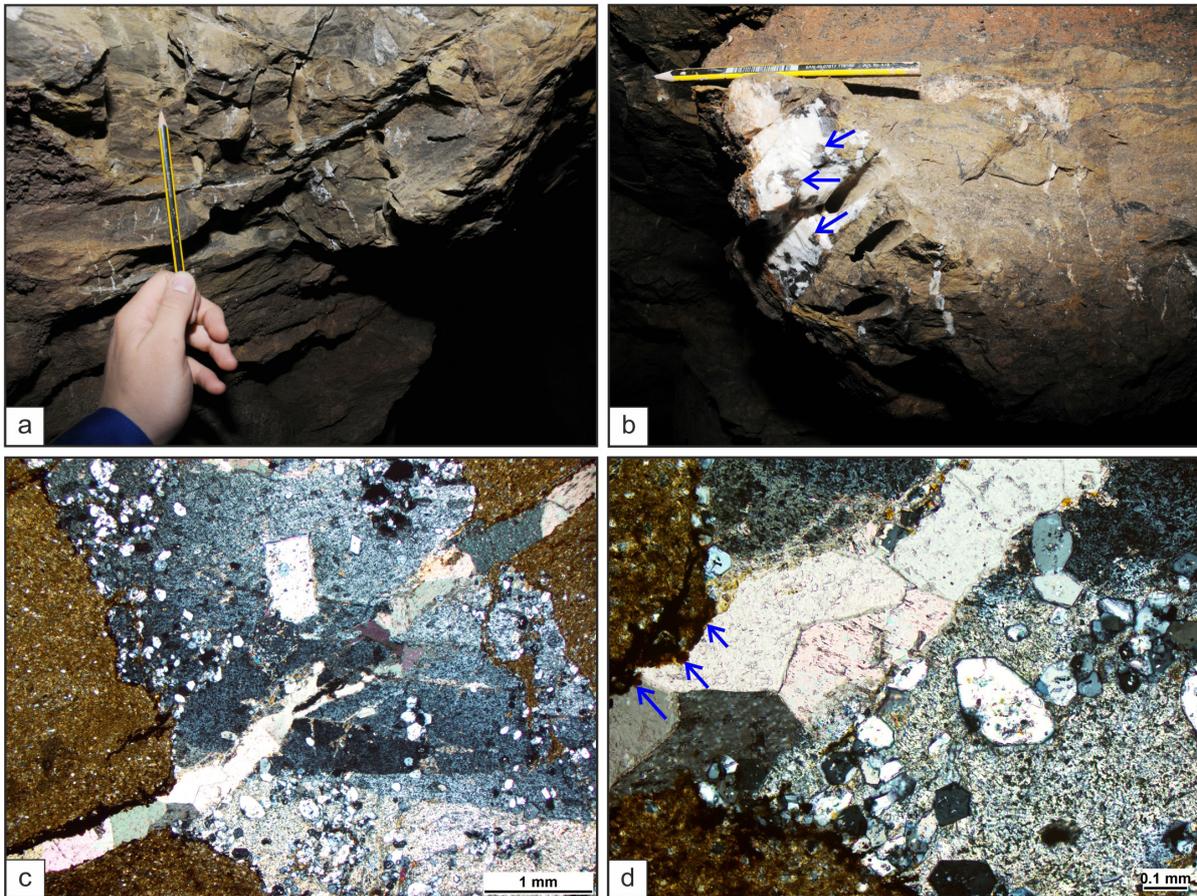


Abb. 7.3.1: a) Gangschar kleiner unregelmäßig den Zechsteinkalk durchziehender, weißer Kalzit-Gänge mit relativ geringer Ausdehnung (Probe LW\_K8, Bergwerk „Lange Wand“), Anschnitt eines Kalzit-Gangs mit großen, rautenförmigen, braunschwarzen Kalzit-Kristallen (blaue Pfeile, Probenahmepunkt der Probe LW\_FiKo\_1, Bergwerk „Lange Wand“); mikroskopische Aufnahmen zeigen mehrere Generation von Kalzit-Gängen, wobei der ältere Baryt-Kalzit-Gang zahlreiche, kleine, hypidiomorphe bis z.T. idiomorphe Quarze enthält (c) und von einer jüngeren, relativ „reinen“ Kalzit-Ader mit hypidiomorph ausgebildeten Kalzitkristallen (pastellfarbene Interferenzfarben Bild c+d) durchschlagen wird; randlich der Kalzit-Ader finden sich bräunlich-schwarze Eisen-(hydro)-oxide (blaue Pfeile in Bild d) (Durchlicht, gekreuzt polarisiertes Licht; c) 25-fache Vergrößerung, d) 10-fache Vergrößerung, Probe LW\_K8\_1, Bergwerk „Lange Wand“)

Gänge.

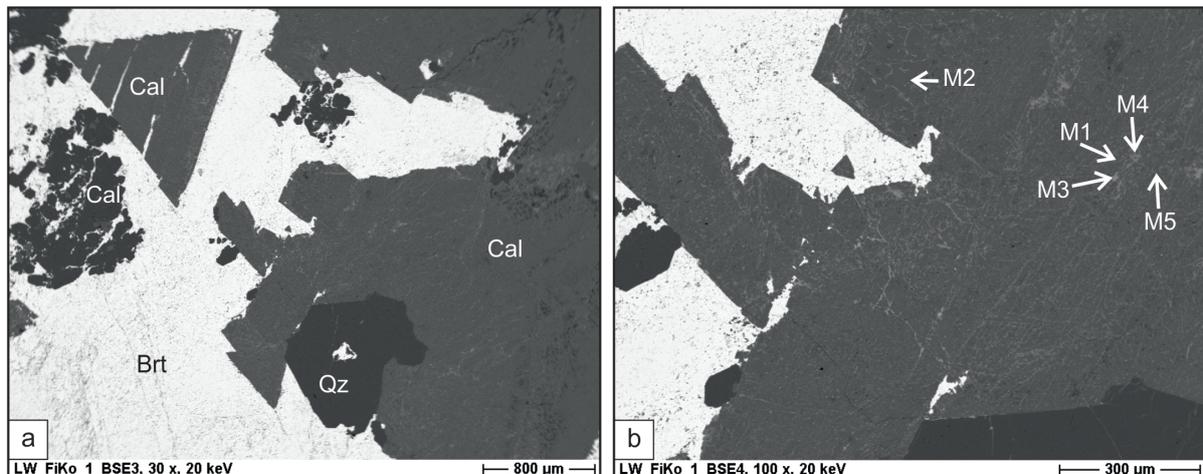
### 7.3 Kalzit-Baryt-Quarz-Gänge im Zechsteinkalk des Bergwerks „Lange Wand“

Weitere Gänge finden sich im Bergwerk „Lange Wand“ im Hangenden des Kupferschiefers. Sie sind ausschließlich im Zechsteinkalk vertreten, mit weißem Kalzit verfüllt und sind mit 3-5 cm wesentlich geringmächtiger als die Baryt-Gänge. Weiterhin sind sie meist nur auf wenige 10er Zentimeter Länge zu verfolgen. Meist treten sie in Scharen mit unterschiedlicher Orientierung der einzelnen Gänge auf, weshalb keine eindeutige Vorzugsrichtung bestimmt werden kann (Abb. 7.3.1 a). Hauptbestandteil dieser Gänge ist Kalzit. Jedoch können auch Baryt und Quarz in Assoziation mit den Kalziten auftreten (Abb. 7.3.1 b).

Mikroskopisch zeigt sich hier, dass es sich bei den Gangscharen um Gänge unterschiedli-

cher Generationen handelt. So wird z.B. ein ca. 5 cm breiter Gang aus Baryt, Quarz und Kalzit von einer relativ reinen Kalzit-Ader mit großen, hypidiomorph ausgebildeten Kalzit-Kristallen durchschlagen (Abb. 7.3.1 c). Dabei besteht der 2-3 mm mächtige, ältere Gang hauptsächlich aus Baryt und wird von zahlreichen kleinen Quarzen begleitet, die z.T. sehr gut auskristallisiert sind und hypidiomorphe bis idiomorphe Kristallformen zeigen (Abb. 7.3.1 d). Im Kontaktbereich zwischen der jüngeren Kalzit-Ader und dem Nebengestein sind einige bräunlich-schwarze Erzphasen erkennbar (blaue Pfeile in Abb. 7.3.1 d), die aufgrund der rötlichen Färbung im Durchlichtmikroskop als Eisen-(Hydro)-oxide interpretiert werden.

Zum Teil sind in den größeren Gängen auch bräunlich-schwarze, teils rautenförmige Kalzite enthalten (blaue Pfeile in Abb. 7.3.1 b). Sie können zwischen 0,5 und 20 cm große



	Sauerstoff	Calcium	Mangan	Eisen	Zink	Barium
<b>M1</b>	45,4	16,1	23,5	12,1	0,6	2,3
<b>M2</b>	54,3	43,2	2,6	b.d.l	b.d.l	b.d.l
<b>M3</b>	42,9	2,8	42,4	7,1	0,8	4,0
<b>M4</b>	43,6	6,8	27,2	19,3	0,7	2,4
<b>M5</b>	47,3	49,7	0,8	2,2	b.d.l	b.d.l

Abb. 7.3.2: REM-Aufnahmen eines Baryt-Kalzit-Gangs sowie EDX-Analyse eines der großen, rautenförmigen, braunschwarzen Kalzit-Kristalles (Messpunkte im Detailbild b, EDX-Ergebnisse der einzelnen Messpunkte in der Tabelle: Angaben in normierten Masseprozent, b.d.l. = unterhalb der Nachweisgrenze); deutlich erkennbar sind Reste von Kalzit (mittel- bis dunkelgrau) und Quarz (schwarz), die von Baryt (weiß) verdrängt werden, dabei ist vor allem bei den Quarzen noch reliktsch die hypidiomorphe bis idiomorphe Kristallform erkennbar (a); (BSE-Aufnahme, a) 30-fache Vergrößerung, b) 100-fache Vergrößerung; Probe LW\_FiKo\_1, Bergwerk „Lange Wand“)

Kristalle ausbilden und liegen meist in einem „Gemenge“ aus weißem Baryt und Kalzit. Mikroskopische Untersuchungen zeigen, dass weiterhin bis 2 mm große Quarze in diesen Gängen auftreten können. Dabei bilden sie als auch die kleineren Kalzite z.T. hypidiomorphe bis idiomorphe Kristallformen aus (Abb. 7.3.1 b).

Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen zeigen, dass sich vor allem die großen, bräunlich-schwarzen Kalzit-Kristalle durch einen variierenden Anteil an Eisen und/oder Mangan auszeichnen (Abb. 7.3.2 b sowie Tabelle in Abb. 7.3.2), wodurch die

dunkle Färbung der Kalzite erklärt werden kann. Dabei fällt auf, dass es sich um Eisen-Mangan-(hydro)-oxide handelt, die entlang der Kristallkanten bzw. entlang von Rissen und Zwillingslamellen die Kalzit-Kristalle durchziehen (Abb. 7.3.2). EDX-Analysen dieser Phasen zeigen weiterhin, dass es sich um Mangan-(Hydro)-oxide handelt, mit unterschiedlichen Anteilen an Eisen, Zink und Barium, sonst allerdings keine weiteren Spurenelemente enthalten (Tabelle in Abb. 7.3.2). Weiterhin zeigen die Aufnahmen mit dem Rasterelektronenmikroskop, dass die hypidiomorphen bis idiomorphen Kalzite

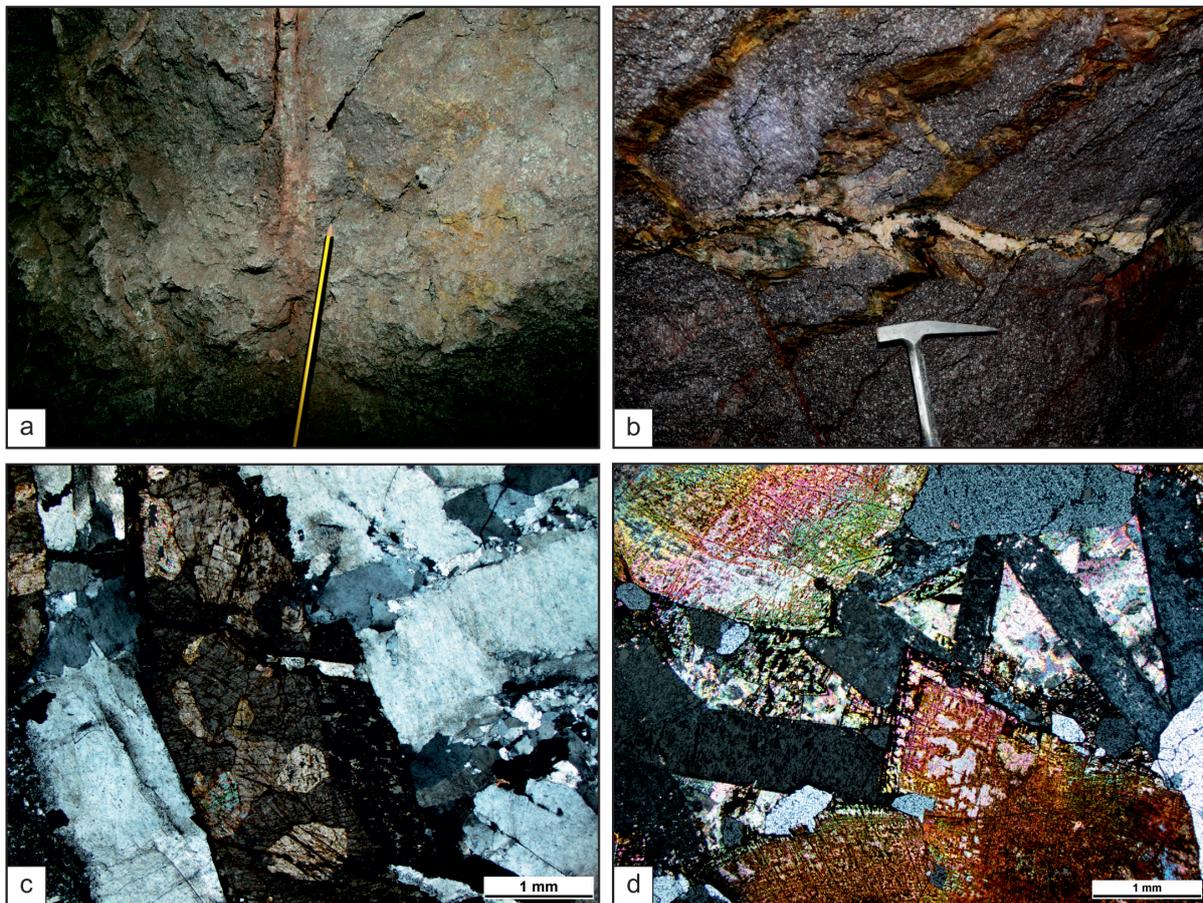


Abb. 7.4.1: Bräunlich-gelbe Karbonat-Gänge im Ilfelder Rhyolith a) Bergwerk „Lange Wand“, stark alteriert und dadurch schwer zu beproben (Bergwerk „Lange Wand“, Besucherbereich); b) am Hummelkopf wird eine Gangschar der bräunlichen Karbonat-Gänge von einem Baryt-Gang durchschlagen, der von schwarzen Eisen-Mangan-(hydro)-oxiden begleitet wird; mikroskopische Aufnahmen zeigen, neben großen, grauen, hypidiomorph bis idiomorph ausgebildeten Baryten, Karbonate mit kräftigen und z.T. dunklen Farben, die vereinzelt von Eisen-Mangan-(hydro)-oxiden (schwarz in Abb. D) verdrängt werden; weiterhin durchschlagen idiomorphe Baryte die ebenfalls z.T. hypidiomorph ausgebildeten Karbonate (Abb. d, rechter oberer Quadrant); c) Probe B3\_1, Hummelkopf, Durchlicht, gekreuzt polarisiertes Licht, 2,5-fache Vergrößerung; d) Probe B4\_1, Hummelkopf gekreuzt polarisiertes Licht, 2,5-fache Vergrößerung

und Quarze durch Baryt verdrängt werden. So finden sich z.T. Reste von Kalzit, die im Baryt zu schwimmen scheinen bzw. entlang von Zwillingslamellen durch Baryt verdrängt werden (Abb. 7.3.2 a).

#### **7.4 Ankerit-/ Karbonat-Gänge im Ilfelder Rhyolith sowie weitere Gänge und Adern**

Weitere Gänge können vor allem im Ilfelder Rhyolith beobachtet werden. Meist sind sie auf diesen beschränkt, d.h. sie enden an der Grenze zu den überlagernden Sedimenten des Rotliegend. Es handelt sich dabei um wenig Zentimeter breite, meist dunkelbraun gefärbte Gänge, die eine Reaktion mit Salzsäure zeigen. Deshalb wird darauf geschlossen, dass es sich hierbei um Karbonat-haltige Gänge handelt. Ihre Orientierung ist sehr variabel. Oftmals unterlagen sie, wie auch der Ilfelder Rhyolith selbst, starken Verwitterungsprozessen, was vor allem im Bereich des Bergwerks „Lange Wand“ eine Beprobung erschwert (Abb. 7.4.1 a).

Am Hummelkopf werden ebenfalls an mehreren Stellen Karbonat-Gänge angetroffen, die eine ähnliche Erscheinungsform zeigen, wie im Bergwerk „Lange Wand“. Sie unterscheiden sich makroskopisch an Hand ihrer braunen Farbe deutlich von den Baryt-Gängen. Die Karbonat-Gänge zeigen Mächtigkeiten zwischen 5 und 20 cm. Ihre räumliche Orientierung variiert. Einerseits scheinen sie parallel zu den Baryt-Gängen zu verlaufen, andererseits weichen sie von diesen deutlich ab. Dabei zeigt sich am Hummelkopf, dass die Karbonat-Gänge älter sind als die Baryt-Gänge, da eine Gangschar aus braunen Karbonat-Gängen von einem Baryt-Gang durchschlagen wird (Abb. 7.4.1 b).

Mit Hilfe der Durchlichtmikroskopie zeigen sich pastellfarbene, karbonatische Minerale. Weiterhin finden sich in den Gängen auch kleinere Anteile an Baryt und Quarz. Auf Grund der dunklen Interferenzfarben der karbonatischen Bestandteile unter gekreuzten Polarisatoren wird von einer ankeritischen bis sideritischen Zusammensetzungen ausgegangen (Abb. 7.4.1 c). Weiterhin wer-

den sie von sehr dünnen Kalzit-Gängen durchschlagen sowie vereinzelt von Eisen-Mangan-(hydro)-oxiden verdrängt (Abb. 7.4.1 d). Rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen bzw. Analysen mit der EDX-Sonde bestätigen einen nahezu sideritischen Charakter der Karbonate.

#### **8. Strukturgeologische Betrachtungen zum Gangverlauf in den untersuchten Gebieten des Ilfelder Beckens**

Alle lithologischen Sedimenteinheiten im Bergwerk „Lange Wand“ fallen relativ flach, mit Werten zwischen  $11^\circ$  und  $18^\circ$ , Richtung Süden ein. Es konnte keine Winkeldiskordanz zwischen den stratigraphisch aufeinanderfolgenden Einheiten nachgewiesen werden, weshalb man zumindest im Bereich des Bergwerkes von einer normalen, ungestörten Lagerung ausgehen kann. Lediglich die Oberfläche zum Ilfelder Rhyolith stellt eine unregelmäßige Fläche dar, weshalb, zusammen mit der deutlichen Alteration der oberen Bereiche des Rhyoliths, von einer ehemaligen Landoberfläche ausgegangen werden kann, auf die nachfolgend die Rotliegend- und Zechstein-Sedimente ungestört abgelagert wurden.

Die Einfallswinkel der Baryt-Gänge im Bergwerk „Lange Wand“ sind mehrheitlich steil und zeigen Einfallswerte zwischen  $60^\circ$  und  $90^\circ$ . Demgegenüber können in den Fallrichtungen der Störungsflächen bzw. der Gangflächen zwei Richtungen erkannt werden, die sich um circa  $20^\circ$  Grad unterscheiden. Jedoch ergibt sich bei Fallrichtungen von  $20-40^\circ$  bzw.  $190-210^\circ$  zum einen und Fallrichtungen zwischen  $160^\circ$  und  $170^\circ$  eine generelle Richtung für den Verlauf der Gänge, die mit etwa E-W angegeben werden kann. Auch die Sulfid-haltigen Baryt-Gänge passen sich mit einer Streichrichtung von nahezu E-W an die allgemeinen Richtungen an, fallen lediglich etwas flacher Richtung Norden ein (Abb. 8.1). Diese Angaben können allerdings nur als grobe Richtungen angegeben werden, da zum einen die Datengrundlage mit 13 (bzw. 15) Messpunkten sehr klein und zum anderen

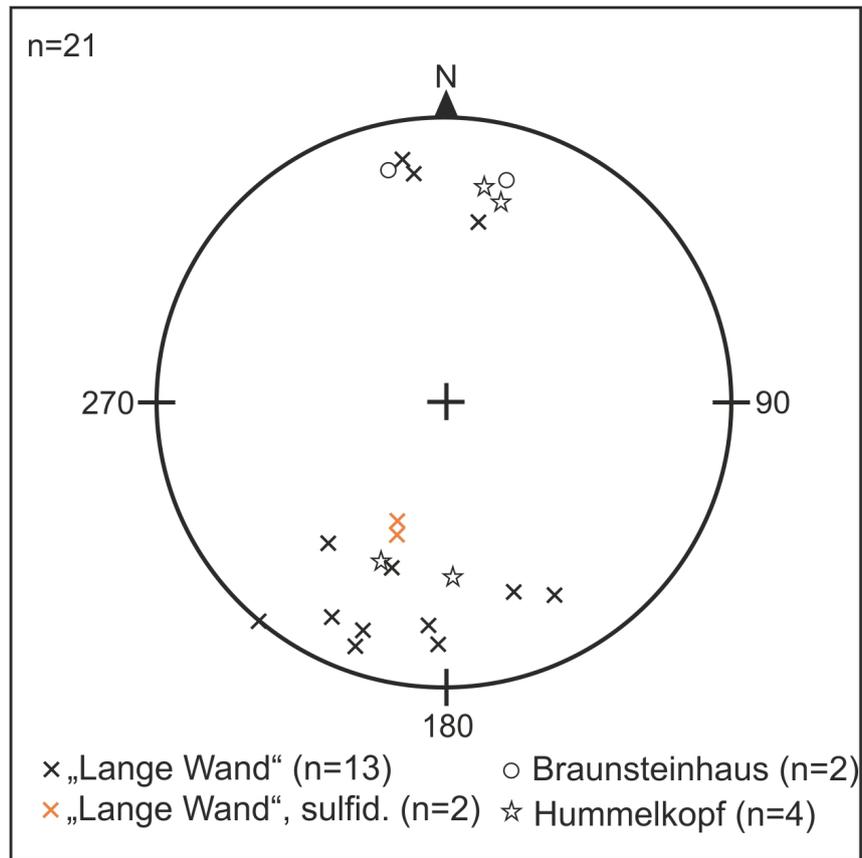


Abb. 8.1: Pol-Punkt-Darstellung der Gangflächen, die das Einfallen der Baryt-Gänge aller untersuchter Bereiche im Ilfelder Becken repräsentiert; trotz geringer Anzahl an Messungen, sowie einer gewissen Streuung, lässt sich ganz allgemein ein grober Verlauf der Baryt-Gänge von E-W erkennen; weiterhin plotten die Gangflächen aller drei untersuchter Gebiete ähnlich, weshalb ein struktureller Zusammenhang der Gangentstehung nahe liegt, auch die Sulfid-haltigen Baryt-Gänge passen sich an den generellen Trend an

eine gewisse Streuung erkennbar ist (Abb. 8.1).

Auch im Bereich des Braunsteinhauses und am Hummelkopf fallen die Baryt-Gänge steil mit  $72^\circ$  bis  $90^\circ$  nach Süden bzw. Norden ein und zeigen einen ähnlichen Verlauf. Das gemeinsame Plotten der Daten aller untersuchten Baryt-Gänge des Ilfelder Beckens sprechen für einen strukturellen Zusammenhang der Gangentstehung im gesamten Beckenbereich bei Ilfeld.

Zahlreiche Störungen und Versätze mit unterschiedlichen Beträgen können im Bergwerk „Lange Wand“, aber auch am Hummelkopf beobachtet werden. Häufig sind mit diesen Störungen mächtige Baryt-Gänge assoziiert, die oftmals nahezu komplett abgebaut wurden und deren Verlauf heute anhand

der Stollenverläufe rekonstruiert werden kann. Ein Beispiel hierfür stellt der Kobaltstollen im Bergwerk „Lange Wand“ dar. Der hier abgebaute Baryt-Gang ist nur noch in Resten an den Stollenwänden erhalten und der Stollen folgt etwa dem Verlauf des Ganges. Dabei befindet sich der Gang in einer Abschiebung, welche die Gesteinsschichten um bis zu 1 m versetzt. Die Hangend-Scholle ist dabei der nordöstliche Teil (Abb. 8.2). Der Versatz ist lateral verschieden und nimmt von NW nach SE zu.

## 9. Einfache geochemische Charakteristika der Gangmineralisationen im Ilfelder Becken

Die petrographischen Untersuchungen ergaben, dass wenigstens zwei Generationen von

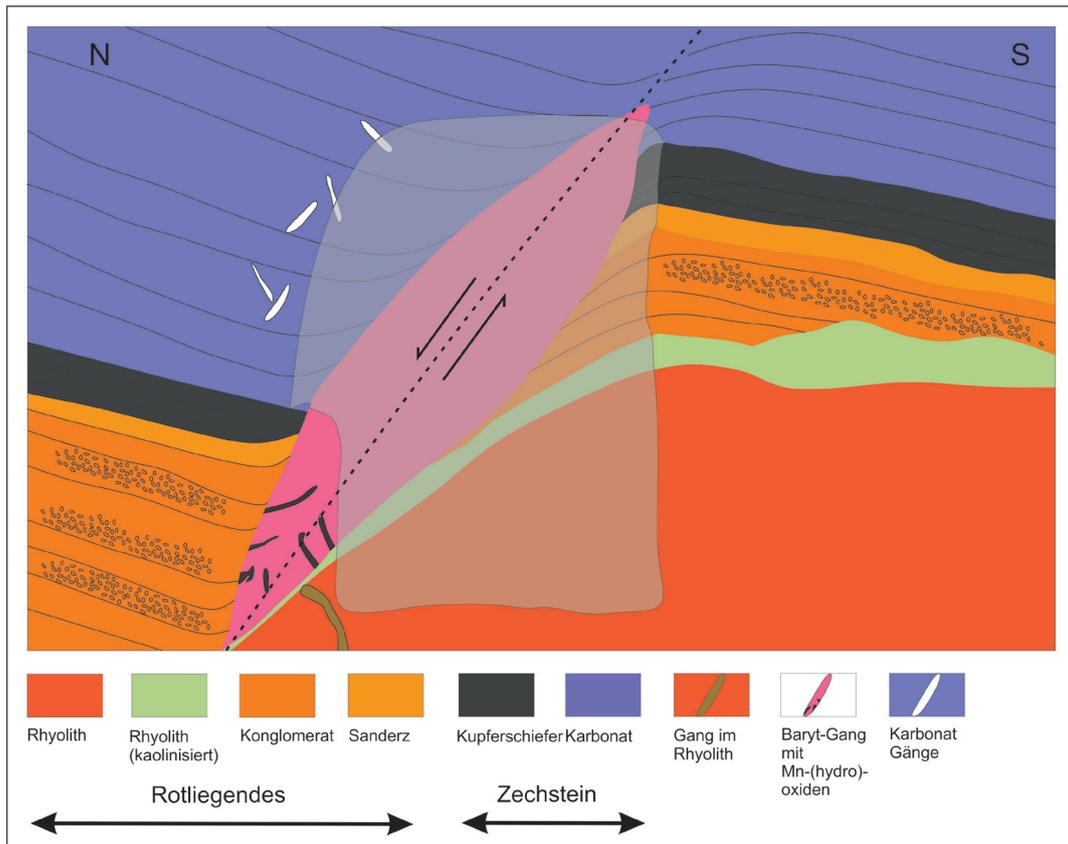


Abb. 8.2: Skizzenhafter Profilschnitt des ehemaligen Baryt-Ganges des Kobaltstollens; anhand der Lithologien in den gegenüberliegenden Stollenwänden lassen sich vertikale Versätze der permischen Schichten um bis zu 1 m rekonstruieren, die allerdings im Verlauf des Stollens variieren; der grau unterlegte Bereich bildet den abgebauten Bereich des Stollens (Bildhöhe ca. 2 m)

Baryt unterschieden werden können. Außerdem zeigten sich in der Charakterisierung der mit dem Baryt assoziierten Eisen-Mangan-(hydro)-oxiden Unterschiede im Spurenelementgehalt. Daher sollen im Folgenden kurz einige einfache geochemische Charakteristika der Gänge und ihres Mineralinhaltes aufgezeigt werden.

Hierfür wurden an ausgewählten Proben Messungen der Baryt-Gänge mit der tragbaren RFA durchgeführt. Es wurden insgesamt 163 Messungen ausgeführt, wobei neben Proben aus den drei untersuchten Lokalitäten des Ilfelder Beckens zusätzlich Barytproben aus Nentershausen (Richelsdorfer Revier), Wettelrode (Sangerhäuser Revier), Kamsdorf (Saalfeld-Kamsdorfer Revier) und Mohrungen (Sangerhäuser Mulde) zu Vergleichszwecken mit analysiert wurden. Dabei lag das Hauptaugenmerk auf dem Barium-Strontium-

Verhältnis der Baryte, mit dessen Hilfe die unterschiedlichen Baryt-Generationen abgegrenzt werden sollen. Weitere 16 Baryt-Proben konnten zur Validierung der tragbaren RFA mit einer hausinternen stationären RFA gemessen werden. Zusätzliche 144 Messungen an unterschiedlichen Baryten erfolgten mittels EDX-Spektrometer am Rasterelektronenmikroskop, da so gezielt die unterschiedlichen Generationen gemessen werden können. Zusätzlich sollen die Eisen-Mangan-(hydro)-oxide ebenfalls mittels tragbarer RFA überprüft werden, mit dem Ziel Unterschiede in den Spurengehalten der einzelnen Mangan-Eisen-(hydro)-oxiden aufzuzeigen (Vgl. Kap. 7.1 und Abb. 7.1.3). Aufgrund der relativ hohen Mangananteile in den (Hydro)-oxiden wurde auf eine Validierung der Daten mittels hausinterner RFA verzichtet, da eine Bestimmung des

Oxidationszustandes der Manganoxide und damit eine Korrektur der Glühverluste den Rahmen dieser Arbeit sprengen würden (vgl. Kap. 5, S. 28-29).

Barium und Strontium zeigen ähnliche chemische Eigenschaften, weshalb es nicht unüblich ist, dass sich beide Elemente innerhalb ihrer Sulfat-Kristallstruktur ersetzen können. Dabei sind allerdings die Löslichkeiten von Barium- und Strontium-Sulfat (Baryt bzw. Coelestin) in Abhängigkeit der Fluidchemie unterschiedlich. Daher kann z.B. der Anteil an Strontium in Baryten innerhalb eines Ganges in Abhängigkeit der chemischen Eigenschaften des mineralisierenden Fluids variieren, vor allem wenn sich im Laufe der Zeit die Fluidchemie verändert. Es entstehen unterschiedliche Ganggenerationen mit variierenden Barium-Strontium-Verhältnissen (SCHERP & STRÜBEL 1974).

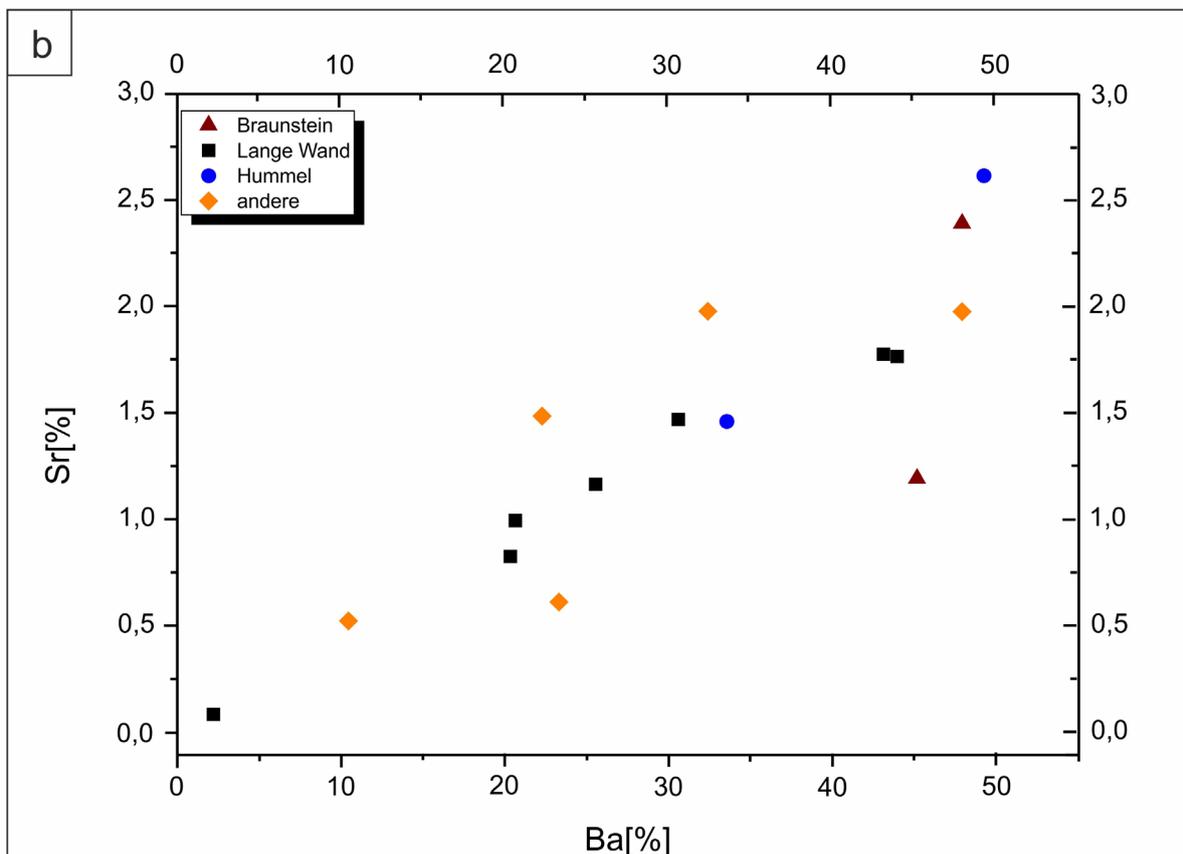
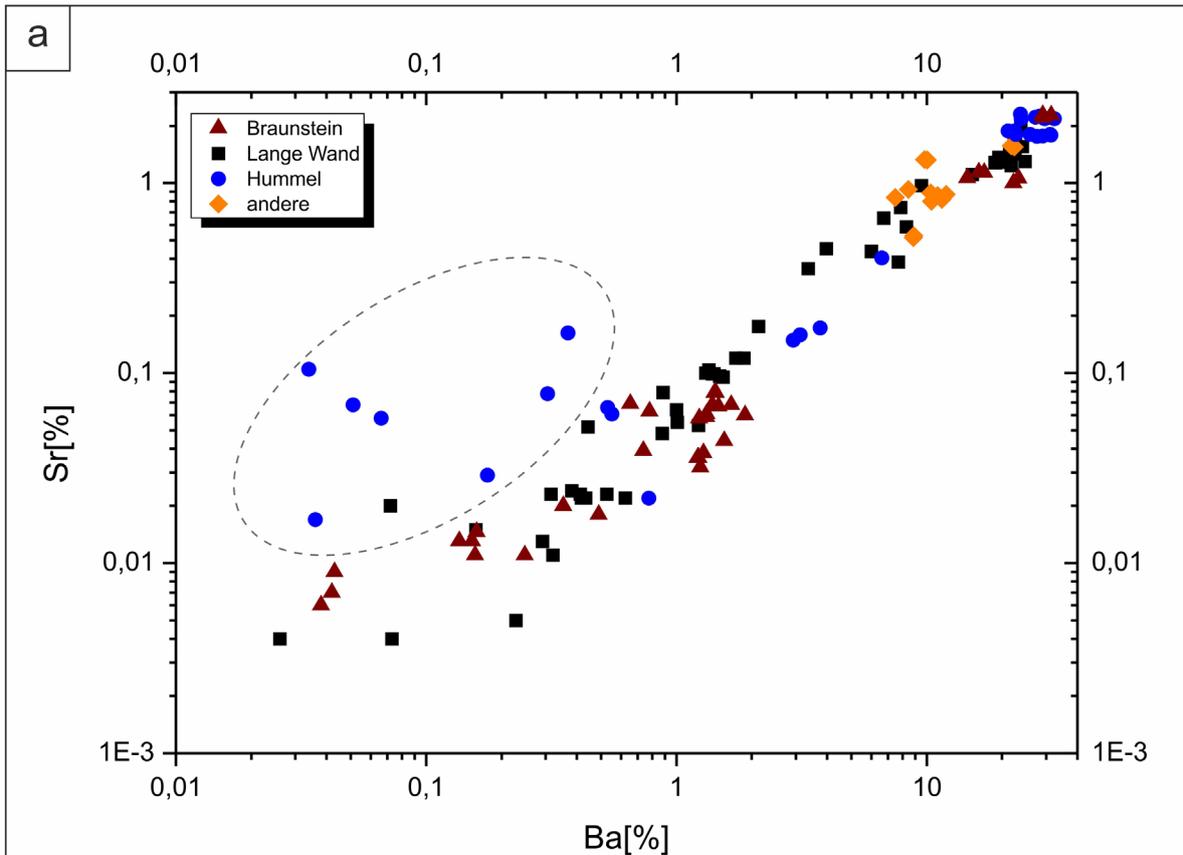
Der Zusammenhang zwischen Barium und Strontium im Baryt zeigt sich in einer positiven Korrelation beider Elemente. Diese zeigt sich auch in den Ergebnissen der Analysen mit der tragbaren RFA und der stationären RFA. Ein Barium-Strontium-Plot aller gemessenen Proben verdeutlicht die positive Korrelation beider Elemente in den Baryten. Auch die Proben aus den Kupferschiefer-Bergbaugebieten von Nentershausen (Richelsdorfer Revier), Wettelrode (Sangerhäuser Revier), Kamsdorf (Saalfeld-Kamsdorfer Revier) und Mohrungen (Sangerhäuser Mulde) („andere“ in Abb. 9.1) passen sich dabei dem generellen Trend gut an. Allerdings zeigen einige Proben vom Hummelkopf eine leichte Abweichung von diesem Trend bzw. scheinen undeutlich einen

eigenen, weiteren Trend, und damit eventuell eine andere Generation abzubilden (Abb. 9.1a).

Zur Validierung der Messungen mit der tragbaren RFA wurden an ausgewählten 16 Proben Analysen mit der hausinternen RFA durchgeführt. Dabei variieren hier die Gehalte z.T. sehr stark, was vermutlich durch die makroskopische Unterteilung in Gangart bzw. Erzmineral und anschließender Trennung der beiden Bestandteile bedingt ist. Dabei wurden nicht ausschließlich Baryte als Gangart abgetrennt, was zu einer „Verdünnung“ der Bariumanteile in der analysierten Probe führt. Trotzdem ist, wenn auch etwas abgeschwächt der generelle Trend, sprich eine schwache positive Korrelation erkennbar (Abb. 9.1 b).

Auf Grund der vom allgemeinen Trend etwas abweichenden Proben vom Hummelkopf, wurden einzelne Baryte nochmals genauer untersucht. Um eine ortsauflösende Analytik zu erhalten und sicher zu stellen, dass der Anteil an „störenden“ Elementen gering gehalten wird, erfolgten Untersuchungen mittels EDX-Sonde am Rasterelektronenmikroskop. Dadurch konnten die petrographisch unterschiedlich beschriebenen Baryt-„Generationen“ hinsichtlich ihres Barium-Strontium-Gehaltes ebenfalls genauer untersucht werden. Dabei erfolgten 144 Messungen an unterschiedlichen Baryten. Erstaunlicherweise zeigen die Ergebnisse hier einen schwach negativen Trend im Barium-Strontium-Plot (Abb. 9.2). Weiterhin ist vor allem bei Messungen von Baryten aus dem Bergwerk „Lange Wand“ eine Trennung zwischen den unterschiedlich ausgebildeten Baryten zu erkennen: während die feinkristallinen Baryte sich durch relativ hohe Bariumgehalte

Abb. 9.1: Ba-Sr-Plots aller mittels tragbarer RFA (a) und hausinterner RFA (b) gemessener Baryte; da die Messungen mit der tragbaren RFA am Handstück stattfanden und dabei häufig andere Minerale mit gemessen wurden, während für die hausinterne RFA die Baryte separiert wurden, ergeben sich in den absoluten Anteilen Unterschiede (daher unterschiedliche Skalen der Diagramme); dennoch ist ein klarer Trend in beiden Diagrammen erkennbar, der die positive Korrelation beider Elemente verdeutlicht; weiterhin deutet sich für einige Proben vom Hummelkopf ein Cluster an (gestrichelte Ellipse in a), das leicht vom allgemeinen Trend abweicht und auf eine andere Barytgeneration an dieser Lokation hinweist



(55-65 Gew.-%) auszeichnen, besitzen sie, verglichen zu den anderen Proben, einen relativ geringen Strontium-Anteil (0,4-1,4 Gew.-%). Andererseits zeigen die grobkristallinen Baryte bei ähnlichen, leicht geringeren Bariumgehalten (53-60 Gew.-%) deutlich höhere Strontium-Anteile (1,8-3,4 Gew.-%). Eine ähnliche Trennung zeigen auch die Baryte des Braunsteinhauses. Demgegenüber ist die Trennung der unterschiedlich ausgebildeten Baryte am Hummelkopf undeutlicher. Zwar zeigen einzelne feinkristalline Baryte auch Bariumgehalte zwischen 55 und 60 Gew.-% bei assoziierten Strontiumgehalten von 0,5-1,2 Gew.-%, der Hauptanteil aller Baryte, unabhängig ob fein- oder grobkristallin, weist allerdings bei stärker streuenden Barium-Anteilen (53-65 Gew.-%) Strontium-Gehalte von 2,0-2,8 Gew.-% auf (Abb. 9.2).

Dabei entsprechen die feinkristallinen Kristalle einer ersten Baryt-Mineralisation in den Gängen, die grobkristallinen Baryte entsprechen einer zweiten, späteren Phase, was schon sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch beobachtet werden konnte. Die Barium-Strontium-Verhältnisse aus den EDX-Analysen zeigen eine klare Trennung zwischen den beiden Barytausbildungen, wodurch eine Zuordnung zu verschiedenen Generationen bekräftigt wird. Dabei zeigen die zuerst gebildeten, feinkristallinen Baryte mit 0,4-1,4 Gew.-% Strontium deutlich geringere Anteile als die später gebildeten grobkristallinen Baryte (1,8-3,4 Gew.-%).

Mit den Baryt-Gängen, vor allem mit der ersten feinkristallinen Generation von Baryt, sind häufig z.T. schlecht kristallisierte Eisen-Mangan-(hydro)-oxiden assoziiert. Messungen mit der tragbaren RFA sowie EDX-Analysen zeigen hier vor allem bei den Eisen-Mangan-(hydro)-oxiden im Bergwerk „Lange Wand“ zum einen unterschiedliche Anteile von Eisen und Mangan, zum anderen, verschiedene Gehalte an Spurenelementen. Dabei konnten schon während der mikroskopischen Untersuchungen mindestens zwei Generationen der (Hydro)-oxide ausgemacht werden. Dabei tritt die erste Generation der

Eisen-Mangan-(hydro)-oxide vor allem im Randbereich der Gänge auf und kann daher als eine frühe Phase interpretiert werden. EDX-Messungen haben hier gezeigt, dass häufig der Eisen-Anteil gegenüber dem Mangan-Gehalt überwiegt und nur untergeordnet Spurenelemente detektiert werden können. Messungen mit der tragbaren RFA an den Handstücken zeigen zwar variierende Gehalte an Eisen und Mangan, das Verhältnis beider Elemente ist allerdings in allen gemessenen Punkten annähernd gleich und schwankt zwischen 2,02 % (Messpunkt M3) und 4,47 % (Messpunkt M7). Weiterhin zeigen alle Messpunkte einen erhöhten Anteil an Nickel. Stellenweise werden in einzelnen Messpunkten zusätzlich noch Zink, Arsen, Kupfer und Blei in unterschiedlichen Anteilen gemessen (Abb. 9.3).

EDX-Messungen an den Eisen-Mangan-(hydro)-oxiden der späteren, auf Rissen und Zwickeln zwischen den Baryten sitzenden Generation zeigen deutlich Anteile an Kobalt, Nickel und Kupfer. Diese Buntmetalle werden vereinzelt von Arsen begleitet. Weiterhin zeigen die EDX-Analysen eine deutliche Korrelation zwischen Kobalt- und Mangan-Gehalt (Kap. 7.1, Abb. 7.1.3, S. 38).

Geht man davon aus, dass ein Ausfällungsprozess in einem Gang immer am Rand beginnt, lässt sich aus den oben beschriebenen Beobachtungen schließen, dass zunächst die Mangan-ärmeren Phasen ausgefallen sind.

Der Ursprung des Kobalts, Nickels und Kupfers in der zweiten Eisen-Mangan-(hydro)-oxid-Generation kann nicht eindeutig geklärt werden. Zwar finden sich im Kupferschiefer neben framboidalen Pyriten, zahlreiche angulare Aggregate bestehend neben Eisen auch aus Kobalt, Nickel und Arsen sowie Schwefel. Ein direkter Zusammenhang mit den Baryt-Gängen und deren zweite Eisen-Mangan-(hydro)-oxid-Generation konnte allerdings nicht hergestellt werden. Die Texturen dieser Vererzungen weisen auf eine Platznahme im Kupferschiefer unter Verdrängung synsedimentärer Sulfide (framboidale Pyrite) hin. LARGE et al. (1999) beschreiben

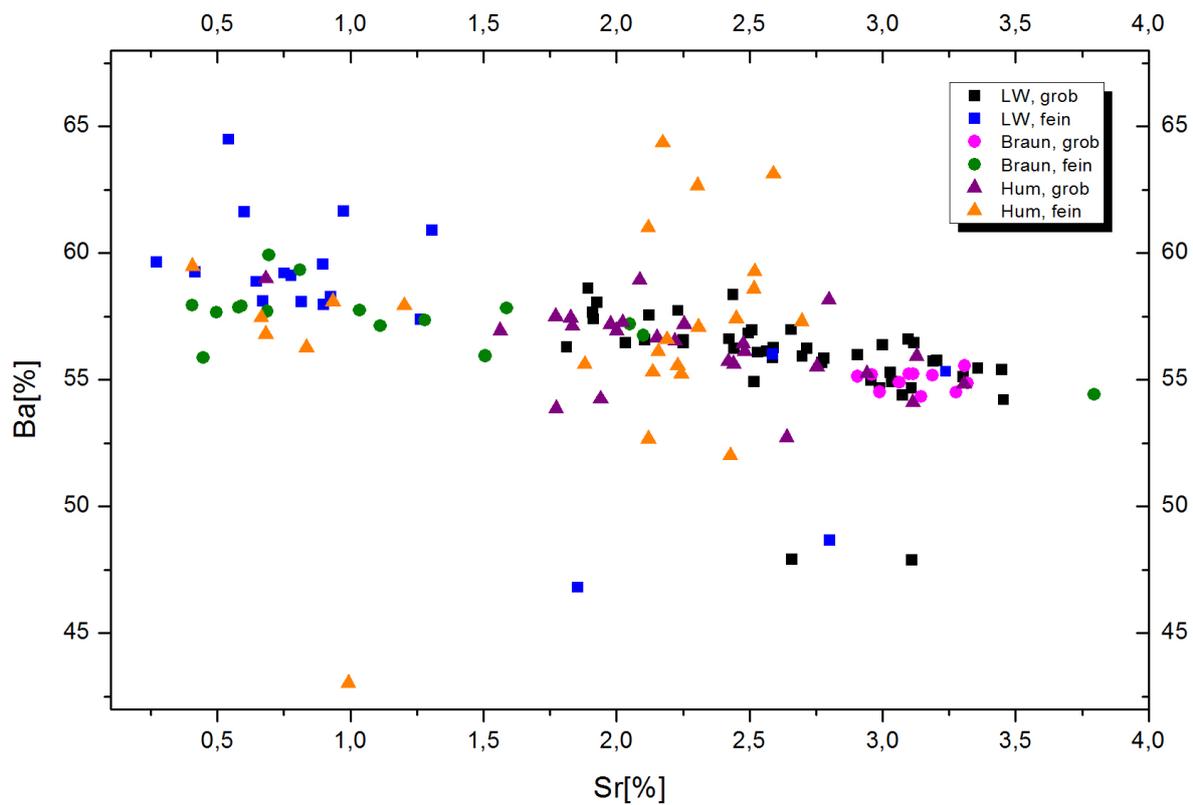
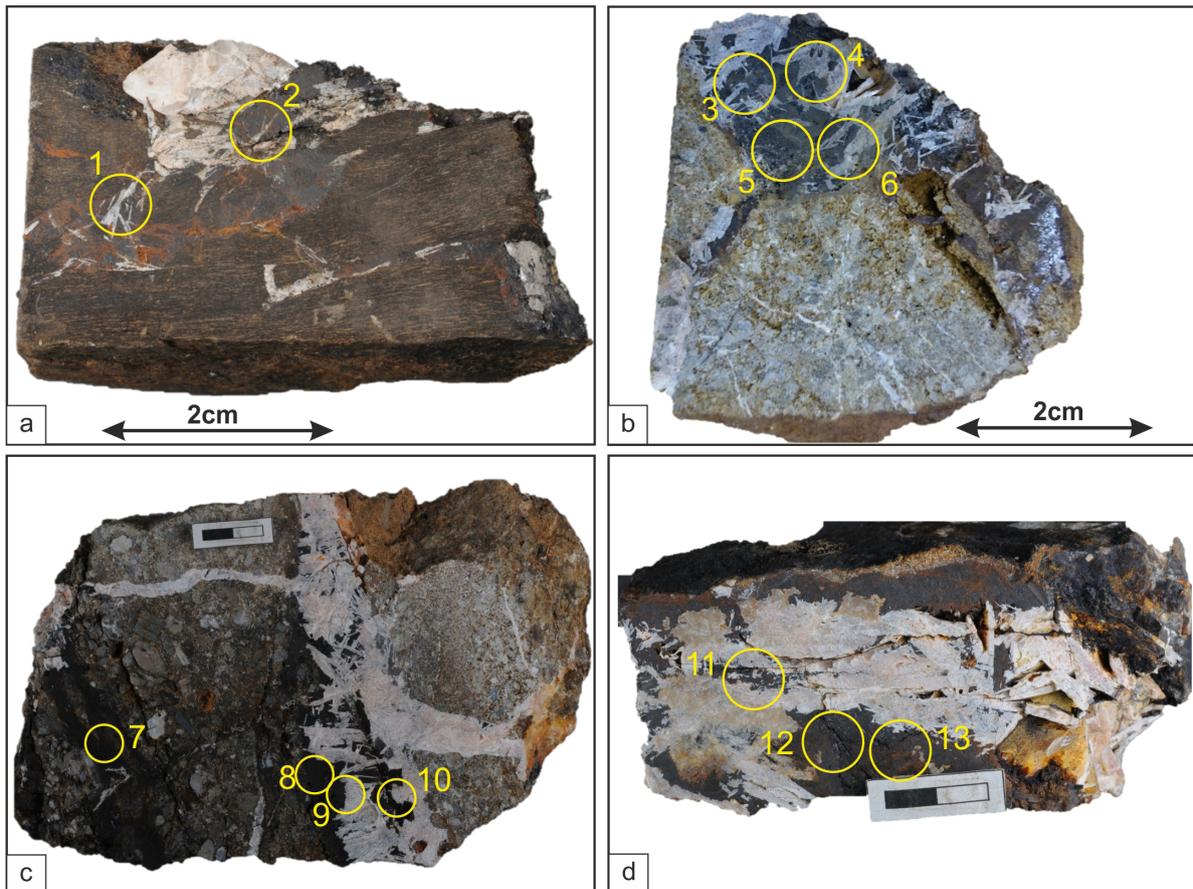


Abb. 9.2: Ba-Sr-Plots aller mittels EDX-Messungen analysierter Baryte; dabei wurden hier die Daten noch anhand der Ausbildungsform der Baryte unterschieden; insgesamt ist der Trend, der sich in den Gesamtmessungen aufzeigte, hier undeutlicher, es ergibt sich eher eine negative Korrelation beider Elemente; weiterhin deutet sich besonders bei den Proben aus dem Bergwerk „Lange Wand“ und z.T. beim Braunsteinhaus eine Trennung der feinkristallinen, früher gebildeten Baryte von den grobkristallinen, wahrscheinlich später gebildeten Baryten an; demgegenüber ist die Trennung bei den Proben vom Hummelkopf nicht so eindeutig, sie weisen zudem eine höhere Streuung der Bariumgehalte auf

interstitielle Kobaltin-Füllungen in Lücken zwischen framboidalen Pyrit-Kristallen. Für diese Füllungen werden durchschnittlich 32 % Schwefel, 33 % Arsen, 27 % Kobalt, 4 % - 5 % Nickel und 2 % Kupfer angegeben. EDX-Analysen an Sulfid-Aggregaten im Kupferschiefer in den untersuchten Proben weisen mit durchschnittlich 30 % Schwefel, 19 % Eisen, 14% Kobalt, 8 % Nickel und 29 % Arsen eine ähnliche Zusammensetzung auf. Der Eisengehalt in den gemessenen Aggregaten kann dabei mit dem ehemaligen Pyrit in Verbindung gebracht werden.

Nickel und Kobalt in Verbindung mit Arsen und Schwefel sind im Zusammenhang mit dem

Kupferschiefer hauptsächlich in störungsgebundenen Mineralisationen bekannt, seltener werden sie mit einer syngenetischen Vererzungen in Verbindung gebracht (WAGNER et al. 2010; WAGNER & LORENZ 2002; VAUGHAN et al. 1989). Zumeist sind diese Gang-Mineralisationen mit Baryt assoziiert und durchschlagen, ähnlich den Gängen im Bergwerk „Lange Wand“, den Kupferschiefer. Sie werden dann auch als „Kobalt-Rücken“ bezeichnet (VAUGHAN et al. 1989; MOHR 1993). Für diese Mineralisationen werden als Buntmetallquelle Fluide aus größeren Tiefen angenommen, welche Kobalt, Nickel und Arsen gelöst mit sich führen. Durch das Mischen



	Mangan	Eisen	Nickel	Kupfer	Blei	Zink	Arsen
<b>M1</b>	7,77	30,66	0,22	b.d.l.	0,01	1,04	0,38
<b>M2</b>	9,19	30,04	0,29	0,06	0,02	1,42	0,38
<b>M3</b>	4,90	9,91	0,03	b.d.l.	b.d.l.	0,10	0,01
<b>M4</b>	8,79	29,50	0,21	b.d.l.	b.d.l.	0,21	0,03
<b>M5</b>	5,46	15,70	0,07	b.d.l.	b.d.l.	0,23	0,02
<b>M6</b>	5,30	18,18	0,07	b.d.l.	b.d.l.	0,23	0,02
<b>M7</b>	3,94	17,53	0,07	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
<b>M8</b>	10,09	29,18	0,25	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
<b>M9</b>	10,91	34,17	0,29	b.d.l.	b.d.l.	0,01	b.d.l.
<b>M10</b>	11,77	29,27	0,17	b.d.l.	b.d.l.	0,15	0,01
<b>M11</b>	8,97	26,63	0,18	b.d.l.	b.d.l.	0,03	0,58
<b>M12</b>	9,89	37,27	0,37	0,07	0,08	0,55	0,19
<b>M13</b>	10,19	36,93	0,38	0,05	0,06	0,49	0,01

Abb. 9.3: Messpunkte der Analysen mit der tragbaren RFA (gelber Kreis entspricht jeweils dem Messradius des Gerätes) der unterschiedlichen Eisen-Mangan-(hydro)-oxiden an Proben aus dem Bergwerk „Lange Wand“ (a: Probe LW-KS3\_2\_1, b: Probe LW\_K4\_1, c: Probe LW\_K4\_3, d: Probe LW\_K1\_1, vgl. Abb. 5.1), wobei in allen Messpunkten erhöhte Nickelgehalte und vereinzelt zusätzlich noch Zink, Arsen, Blei und Kupfer gemessen wurden (Angaben in normierten Masseprozent, b.d.l. = unterhalb der Nachweisgrenze)

dieser Tiefenwässer mit Formationswässern an der Rotliegend-Zechsteingrenze kommt es zur Ausfällung und zur Platznahme der Vererzungen (VAUGHAN et al. 1989).

Die hier angetroffene Vererzung ist allerdings an die Eisen-Mangan-(hydro)-oxide gebunden, weshalb sie nicht als klassische „Rückenmineralisation“ interpretiert werden kann. Die Herkunft der Metalle muss dabei ungeklärt bleiben.

### **10. Vorläufige paragenetische Interpretation der Gangmineralisationen im Bergwerk „Lange Wand“**

Im Bergwerk „Lange Wand“ konnten vier verschiedene Gang-Typologien identifiziert werden. So existieren Ankerit-Gänge im Rotliegend-Rhyolith, die stark verwittert sind und keine Vererzung zeigen. Weiterhin sind zahlreiche Baryt-Gänge in allen Nebengesteinen zu finden. Sie lassen sich in nicht-Sulfid-führende Gänge und Sulfid-führende Gänge unterteilen. Zahlreiche Kalzit-Baryt-Quarz-Gänge finden sich im Zechstein-Karbonat. Sie sind auf diese Lithologie begrenzt und zeigen keine Vererzung. Im Folgenden soll eine vorläufige paragenetische Abfolge für die Baryt-Gänge näher diskutiert werden.

Die Baryt-Gänge im Bergwerk „Lange Wand“ sind sich in ihrem Gangverlauf ähnlich. Sowohl die nicht-Sulfid-führenden als auch die Sulfid-führenden Gänge verlaufen in grober Näherung etwa E-W und fallen relativ steil nach Norden bzw. Süden ein (vgl. Abb. 8.1). Einige Gänge weichen hiervon leicht ab. Dabei sind die Sulfid-führenden Baryt-Gänge, abgesehen von den offenkundig enthaltenen Chalkopyriten, makroskopisch nicht von den nicht-Sulfid-führenden Gängen zu unterscheiden. Beide Gangtypen sind klar mit Störungen assoziiert, welche den Kupferschiefer samt umliegenden Lithotypen durchschlagen. In allen Baryt-Proben konnten Eisen-Mangan-(hydro)-oxide nachgewiesen werden. Sie befinden sich einerseits an den Rändern der Baryt-Gänge. Andererseits sind zahlreiche Eisen-Mangan-(hydro)-oxid-

Ausfällungen zwischen den Baryt-Kristallen in Riss- und Zwickelfüllungen zu finden. Die Baryte selbst treten ebenfalls in zwei Erscheinungsformen auf. Einerseits befinden sich feinkörnige Baryte in den seitlichen Rändern mit den Eisen-Mangan-(hydro)-oxiden, wobei letztere die Baryte verdrängen. Andererseits sind großtafelige Baryte im Zentrum der Gänge zusammen mit Kalziten verwachsen.

Daraus lässt sich für die nicht-Sulfid-führenden Baryt-Gänge folgende paragenetische Abfolge ableiten (Abb. 10.1). Entlang einer offenen Kluft bzw. Störung zirkuliert ein warmes, evtl. heißes, salinares Fluid, das verschiedene Metalle, z.T. durch Komplexbildung gelöst hat. Daraus fällt durch Änderung des Drucks und/oder des Fluid-Chemismus zunächst Baryt aus, der sich an die Ränder der Kluft anlagert. Vermutlich kam es nicht zu einer vollständigen Schließung des Kluftsystems durch Baryt, da die Kristalle feinkristallin vorliegen. Dies spricht für eine schnelle Ausfällung in relativ kurzer Zeit. Dabei waren die notwendigen Temperatur-, Eh-, und pH-Bedingungen für das Ausfällen von Baryt vermutlich nur kurzzeitig gegeben. Durch erneute Änderung der physikalischen Eigenschaften des Fluids fallen anschließend die Eisen-Mangan-(hydro)-oxide aus. Eine genaue Mineralbestimmung ist nicht möglich, da sie amorph ausfallen und nicht kristallisieren. Weiterhin verdrängen die Eisen-Mangan-(hydro)-oxide die vorher ausgefallenen, feinkristallinen Baryte, was im Zuge der mikroskopischen Untersuchungen anhand reliktscher Baryt-Reste in den (Hydro)-oxiden nachgewiesen wurde (Abb. 7.1.2). Vermutlich verbleiben in der fluiden Phase anschließend nur noch Barium-Kationen und Sulfat-Anionen, wobei das Barium-Kation sehr wahrscheinlich komplexiert vorliegt (BOSBACH et al. 1998). Es kommt, verbunden mit einer möglichen Abkühlung des Systems, zu einer weiteren Übersättigung mit Barium, was eine erneute Fällung von Baryt und damit eine komplette Füllung der ehemaligen Kluft zur Folge hat. Vermutlich kühlt das System nun langsam ab.

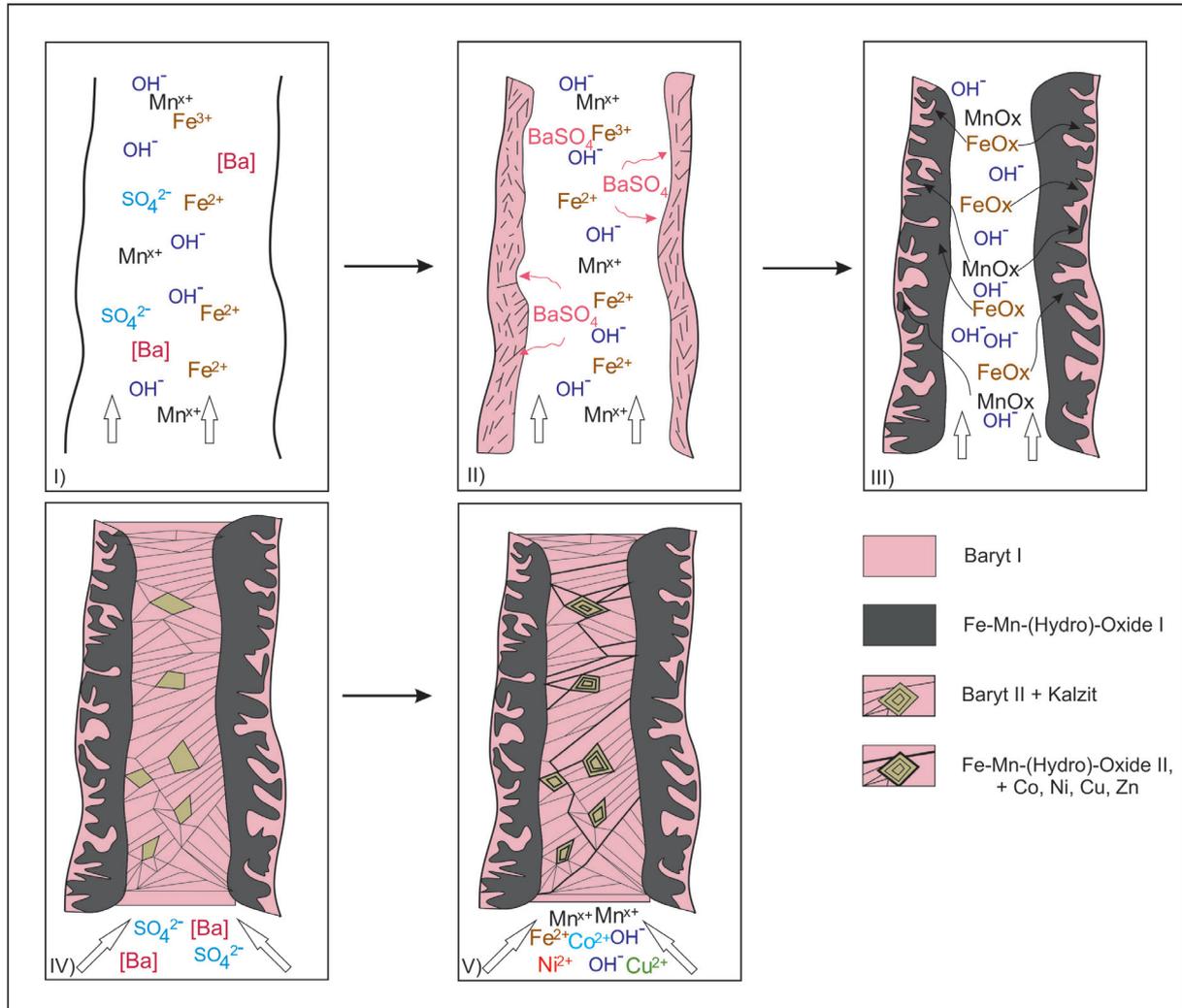


Abb. 10.1: Vorläufige paragenetische Interpretation zur Entstehung der nicht-Sulfidhaltigen Baryt-Gänge: in einer Kluft zirkuliert ein metallhaltiges Fluid (I), weshalb auf eine frühe, feinkristalline Barytmineralisation (II) die Fällung von Eisen-Mangan-(hydro)-oxiden (III) folgt, sowie eine Kristallisation einer weiteren, grobkristallinen Barytphase (IV) mit der Kalzite assoziiert sind; letztere werden anschließend durch eine erneute Fällung von Eisen-Mangan-(hydro)-oxiden (V) entlang von kleinen Rissen und der Kristallgrenzen verdrängt

Dafür spricht, dass die nun ausfallenden Baryte großkristallin sind. Mit ihnen zusammen werden einige Kalzite ausgefällt, die rautenförmig auskristallisieren und die Kluft nahezu verfullen. Anschließend wird der Gang wieder reaktiviert. Eine neue fluide Phase migriert durch den Gang. Wegsamkeiten für das Fluid sind beispielsweise Kristallgrenzen und Abkühlungsrisse. Das Fluid führt neben Mangan und Eisen auch weitere Elemente wie Kobalt, Nickel, Kupfer und Zink, sowie Arsen. Letztere werden bei der Ausfällung der Eisen-Mangan-(hydro)-oxide an

diese gebunden. Dabei ist diese zweite Phase durch einen deutlich höheren Mangan-Gehalt gekennzeichnet. Außerdem kommt es zur massiven Verdrängung der Kalzite durch Mangan-(hydro)-oxide, wobei die Kristallstrukturen der Kalzite genutzt werden, was u.a. zur Bildung von Pseudomorphosen von Mangan-(hydro)-oxiden nach Kalzit führt.

Die Bildung der Sulfidhaltigen Baryt-Gänge erfolgt zunächst analog der paragenetischen Abfolge der nicht-Sulfidhaltigen Gänge (Abb. 10.2). Vor allem die ähnlichen Raumdaten beider Gangtypen weisen auf eine zeitgleiche

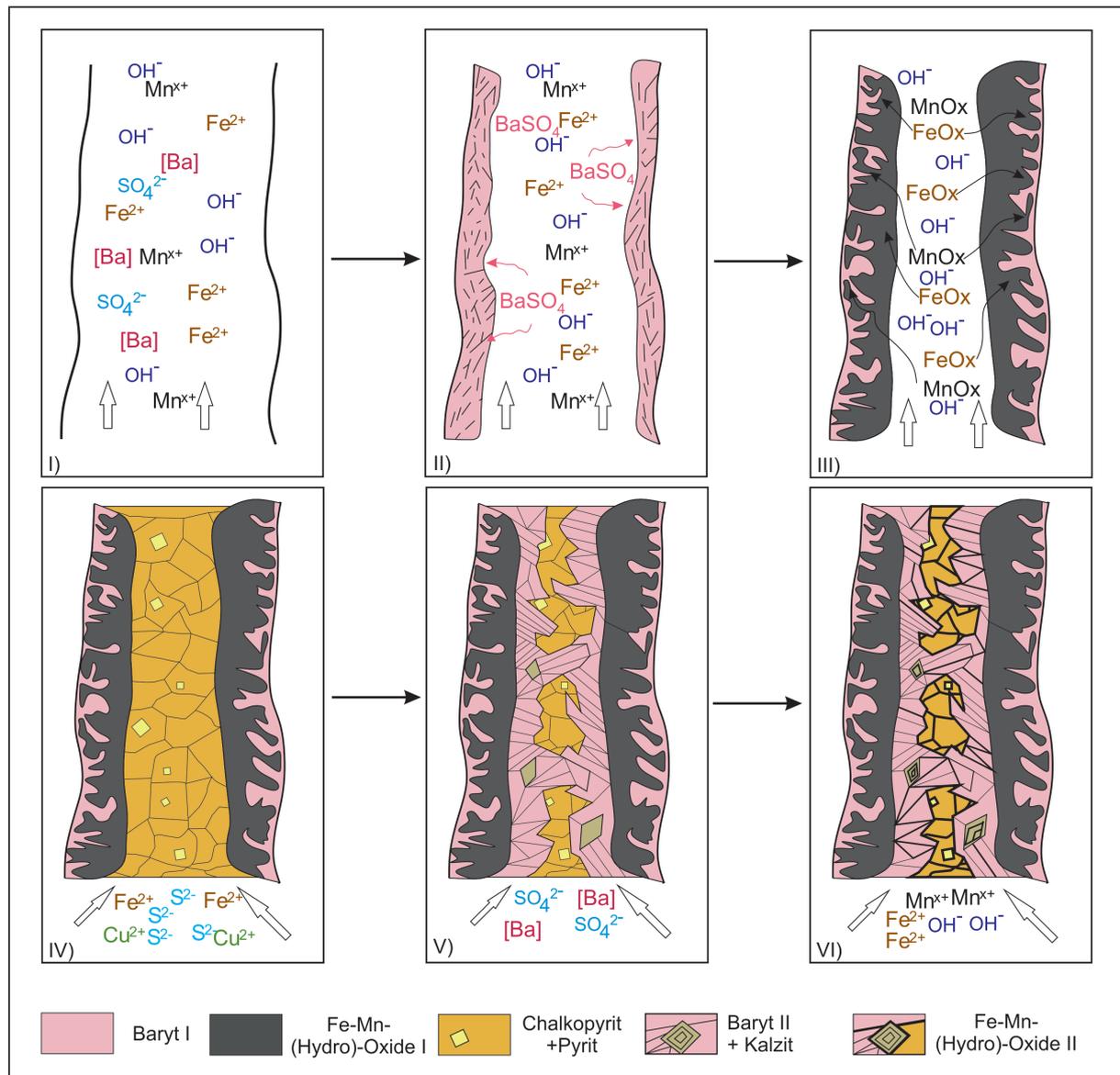


Abb. 10.2: Vorläufige paragenetische Interpretation zur Entstehung der Sulfid-haltigen Baryt-Gänge: auf eine frühe, feinkristalline Barytmineralisation (II) folgt die Fällung von Eisen-Mangan-(hydro)-oxiden (III) sowie eine Kristallisation von Sulfiden (IV), die von einer anschließenden weiteren, grobkristallinen Barytphase (V), mit der Kalzite assoziiert sind, überprägt wird; eine erneute Fällung von Eisen-Mangan-(hydro)-oxiden (VI) entlang von kleinen Rissen und den Kristallgrenzen, verdrängt vornehmlich die Kalzite und führt zur Oxidation der Sulfide

Aktivierung der tektonischen Strukturen sowie dem Einbringen eines ähnlichen Fluids. So bildet sich zunächst feinkristalliner Baryt an den Rändern der Gänge. Anschließend wird dieser durch schwarze Eisen-Mangan-(hydro)-oxide verdrängt. Nun erfolgt ein starker Wechsel des chemischen Milieus. Die noch offenen Klüfte werden vermutlich vollständig von Chalkopyriten und Pyriten ausgefüllt. Die für die Ausfällung von diesen

Sulfiden notwendigen Ionen von  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Cu}^{2+}$  und  $\text{S}^{2-}$  sind vermutlich bereits Bestandteil des Fluids. Dabei fallen die Chalkopyrite in bis zu 1 cm großen Kristallen aus, die Pyrite liegen zunächst idiomorph in würfelförmigen Formen innerhalb der Chalkopyrite vor. In einer weiteren Phase schwenkt das Milieu wieder Richtung oxidierenden Charakter. Es kommt zum Ausfällen von grobkristallinem Baryt. Dieser verdrängt die Chalkopyrite

teilweise komplett, teils sind Chalkopyrite noch reliktsch vorhanden. Begleitet werden die Baryte von Kalzit-Ausfällungen. In der finalen Phase werden die Baryte von einer Eisen-Mangan-(hydro)-oxid-Phase überprägt. Dabei werden vor allem die Kalzite verdrängt. Die Chalkopyrite werden in Rissen oxidiert, es kommt zur Umkristallisation zu Limonit, Covellin und Chalkosin. Im Unterschied zur finalen Mangan-Eisen-(hydro)-oxid-Phase der nicht-Sulfid-haltigen Baryt-Gänge sind in dieser Phase keine Buntmetalle in den Mangan-(hydro)-oxiden vorhanden.

Die Bildung der Ankerit-Gänge im Rotliegend-Rhyolith ist zeitlich vor der Entstehung der Baryt-Gänge einzuordnen. Sie sind vermutlich vor der Sedimentation der Rotliegend-Sedimente entstanden, da sie an der Grenze Rhyolith-Sediment enden. Die Kalzit-Baryt-Quarz-Gänge im Zechsteinkalk sind vermutlich jünger als die Baryt-Gänge. Ob die Bildung der letzten Mangan-(hydro)-

oxid-Phase rezent ist und im Zusammenhang mit der Sinterbildung einhergeht, die an einigen Stellen im Bergwerk „Lange Wand“ sehr deutlich hervortritt, kann nur vermutet werden. Der schalenartige Aufbau einiger Rissfüllungen aus Mangan-(hydro)-oxiden in den Baryt-Kristallen spricht für diese Vermutung.

Die Umkristallisationen in den Pyriten und Chalkopyriten zu Limonit, Chalkosin und Covellin können auch durch supergene Wässer verursacht worden sein. Möglicherweise ist dieser Prozess auch rezent und durch die Bergbautätigkeit anthropogen verursacht. Als definitiv supergen sind zahlreiche Kalk- und Mangan-Sinter anzusehen. Letztere können ebenfalls messbare Anteile an Kobalt und Nickel enthalten (Walther und Kappler 2014).

Insgesamt lässt sich daraus die Paragenese aller Gangmineralisationen im Bergwerk „Lange Wand“ zusammenfassen. Dabei folgen auf frühe, wahrscheinlich mit dem Ilfelder

Phase Mineral	Ankerit	Baryt I	Fe-Mn (Hydro)-Ox I ; (Sulfid-Phase)	Baryt II	Fe-Mn- (Hydro)-Ox II	Kalzit- Gänge	supergene ? Mineralisation
Ankerit	++					+	
Quarz	+					+	
Baryt	+	++		+++		+	
Kalzit	+			++		++	
Fe-Mn (Hydro)-Ox			+++				
Chalko- pyrit				+++			
Pyrit				++			
Fe-Mn (Hydro)-Ox Co, Ni, Cu, Fe					++		
Limonit/ Goethit					+		+
Covellin							+
Chalkosin							+

Abb. 10.3: Paragenese-Schema aller Gangmineralisationen im Bergwerk Lange Wand, die „Phasen“ (erste Zeile) kennzeichnen den zeitlichen Verlauf der unterschiedlichen Ausfällungsereignisse von Alt (links) nach Jung (rechts), die durchgezogenen Striche markieren Wechsel der Gangtypologien, die Phasen Baryt I bis Fe-Mn-(Hydro)-Ox II bilden die nicht-Sulfid-haltigen sowie die Sulfid-haltigen-Baryt-Gänge ab, die Sulfid-Phase ist in Klammern dargestellt, da sie nicht in allen Baryt-Gängen vorkommt; Zeichenerklärung: + geringes Auftreten (nur mikroskopischer Nachweis), ++ deutliches Auftreten mit makroskopisch sichtbarer Mächtigkeit, +++ starkes Auftreten mit hoher Mächtigkeit

Rhyolith assoziierte Ankerit-Gänge, mächtige Baryt-Gangmineralisationen, in denen mindestens zwei Baryt- und Eisen-Mangan-(hydro)-oxid-Mineralisationen stattgefunden haben. In einzelnen Gängen lässt sich zudem eine „zwischen geschaltete“ sulfidische Phase identifizieren. Spätere Kalzit-Gänge bilden sich nur im Zechsteinkalk aus. Eine eventuell rezente supergene Überprägung der Baryt-Gänge wird durch eine Umwandlung der Sulfide zu Limonit/Goethit, Covellin und Chalkosin deutlich (Abb. 10.3).

Die Metallanreicherungen im Ilfelder Becken zeigen hierbei einen deutlichen epigenetischen Charakter. So finden sich in den lithologischen Einheiten am Übergang vom Rotliegend zum Zechstein Gänge von einigen Metern Mächtigkeit, die sowohl die Einheiten und damit vorhandene Sedimentationsstrukturen als auch ältere Mineralisationsergebnisse (synsedimentäre sowie diagenetische Metallanreicherungen) durchschlagen. Sie führen weiterhin zu Verdrängungs- bzw. Umwandlungserscheinungen an vorhandenen Erzmineralen, bei denen neben der Gangart Baryt häufig Anreicherungen Kupfer- und Kobalthaltiger Minerale als auch Eisen- und Manganoxide in den Gängen zu finden sind.

Ähnliche Abfolgen für Gangmineralisationen haben auch GERLACH (1989) für das Mansfeld/Sangerhäuser Kupferschiefer-Bergbauggebiet und STOPPEL & GUNDLACH (1983) bzw. MESSER (1955) für das Richelsdorfer Bergbauggebiet beschrieben. Auch hier folgen auf eine Baryt-Eisen-Mangan-(hydro)-oxid-, z.T. karbonatische Phase eine weitere Baryt-dominierte Mineralisationsphase, wobei beide Ereignisse vor allem im Mansfeld/Sangerhäuser Revier durch eine sulfidische Mineralisation unterbrochen werden. Im Unterschied zum Ilfelder Becken, beschreiben obige Autoren für beide Kupferschiefer-Bergbauggebiete eine, auf die zweite Baryt-Generation folgende Arsenid-Folge mit der vor allem Co-Ni-Arsenide assoziiert sind und auf die eine weitere oxidische Mineralisation mit Baryt als Gangart folgt, wobei letzterer von (Hydro)-oxiden begleitet wird. Damit

lässt sich ein Zusammenhang zwischen den Gangmineralisationen des Mansfeld/Sangerhäuser, Ilfelder sowie Richelsdorfer Gebietes vermuten, der auf einen ebensolchen mit einem großtektonischen Ereignis hinweisen könnte.

## 11. Ausblick

Im Rahmen der Arbeit konnte aufgezeigt werden, dass ein genetischer Zusammenhang zwischen den Gangmineralisation im Bergwerk „Lange Wand“, am Hummelkopf und am Braunsteinhaus bestehen könnte. Vor allem das ähnlich Plotten der Barium-Strontium-Gehalte sowie eine geochemische Unterscheidung von fein- und grobkristallinem Baryt, sind ein starker Hinweis auf ähnliche Bildungsbedingungen. Auch der Zusammenhang zwischen Mangan-(hydro)-oxid-Vorkommen in allen drei untersuchten Gebieten ist ein starkes Indiz für ähnliche Mineralisationsabläufe.

Trotz Hinweise auf einen intensiven Bergbau zur Gewinnung von Kupfer und vor allem auch Kobalt, konnte die Co-Ni-Cu-Vererzung nicht eindeutig lokalisiert werden. Es kann nur vermutet werden, dass sie innerhalb der Baryt-Mineralisationen vorkam, welche in der Kobaltstrecke abgebaut wurde. Der vollständige Abbau der Vererzung macht es heute schwierig, sie genau zu lokalisieren und zu charakterisieren. Zur generellen Klärung der Genese der Gangmineralisationen im Ilfelder Becken wären daher weitere Untersuchungen erforderlich.

## 12. Danksagung

Die Autoren möchten sich hiermit ganz herzlich bei Manfred KAPPLER und Martin MÜLLER bedanken, die mit helfender Hand bei der Geländearbeit zur Seite standen und mit umfangreichem Wissen zu den Gegebenheiten vor Ort unterstützend zum Gelingen der Arbeit beigetragen haben.

## 13. Literatur

BLUNDELL, D.J.; KARNKOWSKI, P.H.; ALDERTON, D.H.M.; OSZCZEPALSKI, S. & KUCHA,

- H. (2003): Copper mineralization of the Polish Kupferschiefer; a proposed basement fault-fracture system of fluid flow. *Econ. Geol.* 98/7: 1487-1495.
- BORG, G. (1991): The significance of Rotliegend volcanics for the metal provinces of the Kupferschiefer Basin. *Zbl.Geol.Paläont.*, 1991, 4 (1), 123-137.
- BORG, G.; PIESTRZYNSKI, A.; BACHMANN, G.H.; PÜTTMANN, W.; WALTHER, S. & FIEDLER, M. (2012): An Overview of the European Kupferschiefer Deposits. In: Hedenquist, J.W.; Harris, M. & Camus, F. (eds): *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe*: SEG Special Publication 16: 455-486.
- BRONGERSMA-SANDERS, M. (1966): Metals of Kupferschiefer supplied by normal sea water: *Geologische Rundschau*, 55: 365–375.
- BRUMSACK, H.-J. (2006): The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: Implications for Cretaceous black shale formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 232/2-4: 344-361; Amsterdam.
- CALVERT, S.E. & PETERSEN, T.F. (1993): Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: Implications for the geological record. *Marine Geology* 113: 67-88; Amsterdam.
- EISENHUTH, K.-H. & KAUTZSCH, E. (1954): *Handbuch für den Kupferschieferbergbau*. Fachbuch Verlag: 358 S.; Leipzig.
- FREIESLEBEN, J.C.V. (1815): *Geognostischer Beytrag zur Kenntnis des Kupferschiefergebirges, auch einiger benachbarter Gebirgsformationen, mit besonderer Hinsicht auf Thüringen*: 459 S.; Freiberg, Craz und Gerlach.
- GERLACH, R. (1992): Kluffgebundene Mineralisation im subsalinaren Tafeldeckgebirge des Harzvorlandes Lagerstättentyp Mansfelder Rücken. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 20: 233-238.
- GILLITZER, G. (1936): Die Geologie der Erzanreicherungen im mitteldeutschen Kupferschiefer: *Jahrbuch des Halleschen Verbands zur Erforschung mitteldeutscher Bodenschätze* 15: 1–19.
- HAMMER, J.; JUNGE, F.; RÖSLER, H.J.; NIESE, S.; GLEISBERG, B. & STIEHL, G. (1990): Element and isotope geochemical investigations of the Kupferschiefer in the vicinity of "Rote Fäule," indicating copper mineralization (Sangerhausen basin, G.D.R.). *Chemical Geology* 85: 345–360.
- JOWETT, E.C. (1986): Genesis of Kupferschiefer Cu–Ag deposits by convective flow of Rotliegende brines during Triassic rifting. *Economic Geology* 81: 1823–1837.
- JOWETT, E.C.; PEARCE, G.W. & RYDZEWSKI, A. (1987): A Mid-Triassic paleomagnetic age of the Kupferschiefer mineralization in Poland, based on a revised apparent polar wander path for Europe and Russia. *Journal of Geophysical Research* 92: 581–598.
- JUNG, W. & KNITZSCHKE, G. (1976): Kupferschiefer in the German Democratic Republic (GDR) with special reference to the Kupferschiefer deposit in the southeastern Harz Foreland. In Wolf KH (ed.) *Handbook of stratabound and stratiform ore deposits II. Regional studies and specific deposits 6*, Elsevier: 353–406; New York.
- KAUTZSCH, E. (1942): Untersuchungsergebnisse über die Metallverteilung im Kupferschiefer. *Reichsanalt für Bodenforschung, Archiv für Lagerstättenforschung* 74: 42 S.; Berlin.
- KNAPPE, H.; GAEVERT, H. & SCHEFFLER H. (1983): *Schaubergwerke im Südharz*. In: Harzmuseum Wernigerode (Ed.): *Der Harz – Eine Landschaft stellt sich vor*. Doppelheft 7/8, 71 S., Wernigerode.
- KNITZSCHKE, G. (1999): Geologischer Überblick zur Kupferschieferlagerstätte. In: *Verein Mansfelder Berg- und Hüttenleute & Deutsches Bergbau-Museum (eds.): Mansfeld: die Geschichte des Berg- und Hüttenwesens*. Salzland Druck GmbH: 11-40; Eisleben, Bochum, Staßfurt.
- LARGE, D. J.; SAWLOWICZ, Z. & SPRATT, J. (1999): A cobaltite-framboidal pyrite asso-

- ciation from the Kupferschiefer: Possible implications for trace element behaviour during the earliest stages of diagenesis. In: *Mineralogical Magazine* 63/3: 353-361.
- LANDER, H. (2010): Altbergbau auf Schwer-spat im Südharz. Untersuchungsgebiet Ilfeld - Appenrode - Werna - Sülzhayn. Nordhäuser Bauprüfinstitut; Nordhausen: 66 S.
- LIEDTKE, M. & VASTERS, J. (2008): Renaissance des deutschen Kupferschieferbergbaus? *Commodity Top News* Nr. 29, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe: 15 S.; Hannover
- LIESSMANN, W. (2010): Historischer Bergbau im Harz - Ein Kurzführer. Springer-Verlag, 359 S., Berlin, Heidelberg.
- MESCHÉDE, M. (2015): *Geologie Deutschlands – Ein prozessorientierter Ansatz*. Springer-Verlag: 249 S., Berlin, Heidelberg.
- MESSER, E. (1955): Kupferschiefer, Sanderz und Kobaltrücken im Richelsdorfer Gebirge (Hessen). Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Hessisches Lagerstättenarchiv, Heft 3: 125 S.
- MOHR, K. (1993): *Geologie und Minerallagerstätten des Harzes*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 496 S., Stuttgart.
- MÜLLER, G. (1981): Petrographische und geochemische Zuordnung der subsequenten permosilesischen Vulkanite des Harzes und benachbarter Gebiete. *ZDGG* 132: 5–15.
- NAGANA, C. (1963): Thermal study of some manganese oxide and hydrous oxide minerals. *Proc. Indian Academy Sci. – Section A*, 58/1: 16-28.
- OSZCZEPALSKI, S. (1989): Kupferschiefer in southwestern Poland: Sedimentary environments, metal zoning, and ore controls. *Geol. Assoc. Canada Spec. Paper* 36: 571–600.
- PAUL, J. (1993): Geologie des Ilfelder Beckens. (Permokarbon; S-Harz). In: *Göttinger Arb. Geol. Paläont.* (58), 75–86.
- PAUL, J. (2012): Weißliegend, Grauliegend und das Zechstein-Konglomerat: die Rotliegend/Zechstein-Grenze. In: *Schriftenreihe der Dt. Gesell. Geowiss.*, 707–714.
- PIESTRZYNSKI, A. (1997): Genetic model of the kupferschiefer type deposits. In: *Abstracts; 18th IAS regional European meeting of Sedimentology; Gaea Heidelbergensis* 3: 272-273.
- PIESTRZYNSKI, A. & WODZICKI, A. (2000): Origin of the gold deposit in the Polkowice-West Mine, Lubin-Sieroszowice Mining district, Poland. *Mineralium Deposita* 35: 37-47.
- PIESTRZYNSKI, A.; PIECZONKA, J. & GLUSZEK, A. (2002): Redbed-type gold mineralization, Kupferschiefer, south-west Poland. *Mineralium Deposita* 37: 512-528.
- POMPECKI, J.F. (1914): Das Meer des Kupferschiefers. *Branca Festschrift*: 444–494; Leipzig.
- RENTZSCH, J. (1964): Der Kenntnisstand über die Metall- und Erzverteilung im Kupferschiefer. *Zeitschrift für angewandte Geologie* 10: 281–288.
- RENTZSCH, J. (1965): Fazielle Gesetzmäßigkeiten beim Auftreten der Roten Fäule. In: *Autorenkollektiv: Kupferschiefer und Rote Fäule*. Freiburger Forschungshefte C193: 99-106; Leipzig.
- RENTZSCH, J. (1974): The Kupferschiefer in comparison with the deposits of the Zambian copperbelt: Centenary Société Géologique Belgique, Gisements Stratifomes et Provinces Cupriferes: 395–418.
- RENTZSCH, J. & KNITZSCHKE, G. (1968): Erzmineralparagenesen des Kupferschiefers und ihre regionale Verbreitung: *Freiburger Forschungsheft C* 231: 189–211.
- Rentzsch, J.; Franzke, H.J. & Friedrich, G. (1997): Die laterale Verbreitung der Erzmineralassoziationen im deutschen Kupferschiefer. *Z. Geol. Wiss.* 25/1-2: 141-149.
- RICHTER, G. (1941): Geologische Gesetzmäßigkeiten in der Metallführung des Kupferschiefers. *Archiv Lagerstättenforsch.* 73: 61 S.; Berlin.
- SAWLOWICZ, Z. (1990): Primary copper sulphides from the Kupferschiefer, Poland. *Mineral. Deposita* 25/4: 262–271.

- SAWLOWICZ, Z. & WEDEPOHL, K.H. (1992): The origin of rhythmic sulphide bands from the Permian sandstones (Weissliegendes) in the footwall of the Fore-Sudetic „Kupferschiefer“ (Poland). *Mineral. Deposita* 27/3: 242-248.
- SEIDEL, G. (2003): *Geologie von Thüringen*. 2., neubearb. Aufl., E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 601 S., Stuttgart.
- SCHERP, A. & STRÜBEL, G. (1974): Zur Barium-Strontium-Mineralisation. *Mineralium Deposita* 9/2: 155–168.
- SCHMIDT, F.P. & FRIEDRICH, G. (1988): Geologic setting and genesis of Kupferschiefer mineralization in West Germany. *Spec. publ. Soc. Geol. Appl. Mineral Deposits* 5: 25-59.
- SCHMIDT, F.P.; SCHUMACHER, C.; SPIETH, V. & FRIEDRICH, G. (1986): Results of recent exploration for copper-silver deposits in the Kupferschiefer of West Germany. *Spec. publ. Soc. Geol. Appl. Mineral Deposits* 4: 572-582.
- SCHNEIDER, A. (1963): Rhyolithischer Vulkanismus des Südharzer Rotliegenden. *Beitr. Mineral. U. Petrogr.* 9/2: 148–174.
- SCHRIEL, W. (1928): *Erl. Geol. Karte v. Preußen, Lfg. 282, Bl Benneckenstein*. 2. Aufl., 47 S., Berlin.
- SCHRIEL, W. & VON GAERTNER, R. (1930): *Geologische Karte von Preußen und benachbarten Ländern: 4430 Nordhausen (Nord)*. 3. Auflage, Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin.
- SPECZIK, S. (1995): The Kupferschiefer mineralization of Central Europe: New aspects and major areas of future research. *Ore Geology Reviews* 9: 411–426.
- SUN, Y. (1996): *Geochemical evidence for multi-stage base metal enrichment in Kupferschiefer*. *Berichte aus der Geowissenschaft, Diss. Techn. Hochsch. Aachen*: 200 S.; Aachen.
- TUREKIAN, K.K. & WEDEPOHL, K.H. (1961): Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. *Geological Society of America, Bulletin* 72: 175-192.
- VAUGHAN, D.J.; SWEENEY, M.A.; FRIEDRICH, G.; DIEDEL, R. & HARANCZYK, C. (1989): The Kupferschiefer: An overview with an appraisal of the different types of mineralization. *Econ Geol* 84/5: 1003-1027.
- VINE, J.D. & TOURTELOT, E.B. (1970): *Geochemistry of black shale deposits; a summary report*. *Economic Geology* 65/3: 253-272; Littleton.
- WAGNER, T. & LORENZ, J. (2002): Mineralogy of complex Co-Ni-Bi vein mineralization, Bieber deposit, Spessart, Germany. *Mineralogical Magazine* 66/3: 385–407.
- WAGNER, T.; OKRUSCH, M.; WEYER, S.; LORENZ, J.; LAHAYE, Y.; TAUBALD, H. & SCHMITT, R.T. (2010): The role of the Kupferschiefer in the formation of hydrothermal base metal mineralization in the Spessart ore district, Germany: Insight from detailed sulfur isotope studies. In: *Mineralium Deposita* 45/3: 217–239.
- WALTHER, S. & BORG, G. (2016): *Metallanreicherungen an der Zechstein Basis und deren bergbauhistorische und ökonomische Bedeutung*. In: *Grubenarchäologische Gesellschaft e.V. (ed.): Tagungsband 19. Internationaler Bergbau- und Montanhistorik-Workshop: Mansfeld-Südharz 2016*: 19-38.
- WALTHER, S. & KAPPLER, M. (2014): *Bergbau und Geologie des Kupferschiefers im Besucherbergwerk "Lange Wand" in Ilfeld*. In: *Der Aufschluss* 65/4: 181–195.
- WODZICKI, A. & PIESTRZYNSKI, A. (1994): An ore genetic model for the Lubin-Sieroszowice mining district, Poland. *Mineralium Deposita* 29/1: 30-43.