

7. Potenziale der Erze und Spate in Sachsen-Anhalt

KLAUS STEDINGK unter Mitarbeit von: J. RENTZSCH, G. KNITZSCHKE, G. SCHENKE, K. HEINRICH, H. SCHEFFLER

Mindestens seit dem Mittelalter und bis in die jüngste Vergangenheit waren die Erz- und Spatlagerstätten Sachsen-Anhalts Gegenstand eines vielschichtigen Bergbaus, aber auch der wissenschaftlichen Erforschung. Die Schwerpunkte der Gewinnung bildeten das Kupferschieferflöz in den Revieren von Mansfeld und Sangerhausen, die Eisenerzlager des Elbingeröder Komplexes und die Mineralgänge im Unterharz (Abb. 1). Darüber hinaus gibt es eine große Zahl von Klein- und Kleinstvorkommen, die wegen ihrer mineralogisch-paragenetischen Besonderheiten überregionales wissenschaftliches Interesse auf sich gezogen haben. So finden wir heute in allen größeren naturwissenschaftlichen Sammlungen der Welt z.B. Erzstufen aus den Neudorfer Gruben, außergewöhnliche Fluorit-Kristalle aus dem Flußschächter Gangzug bei Rottleberode oder Fossilien des Mansfelder Kupferschiefers (Abb. 2).

Wesentliche Impulse für die Entschlüsselung komplexer lagerstättentypischer Prozesse gingen von der wissenschaftlichen Erforschung wichtiger Typlagerstätten wie dem Kupferschiefer oder den Gangmineralisationen des Mittel- und Unterharzes aus. Erinnert werden soll hier an die klassischen Arbeiten von ZINCKEN (1825), HESEMANN (1930) und SCHNEIDERHÖHN (1941) oder moderne Bearbeitungen von TISCHENDORF (1959), RENTZSCH & KNITZSCHKE (1968) und anderen Autoren, die z.T. weltweite Beachtung gefunden haben.

Heute sind Erz- und Spatbergbau in Sachsen-Anhalt Geschichte. Die Vergangenheit lehrt uns aber, dass mit dem Wechsel der wirtschaftlichen Rahmenbedingungen das Rohstoffpotenzial eines Landes immer wieder neuen Bewertungskriterien unterliegen kann (Abb. 3). Aus diesem Grund kommen im Folgenden die lagerstättengeologische Situation bei



Abb. 1: Aufschluss eines typischen Unterharzer Erzgangs. Sanierungsarbeiten trafen östlich Straßberg mit dem Biwender Stollen den Biwender Gangzug erzführend an. Das liegende Trum zeigte hier eine Quarz-Sulfidführung (Pyrit, Kupferkies) mit z.T. reichlich Scheelit, daneben Siderit und Spuren von Fluorit. Deutlich zu erkennen ist der so genannte Scherlinsenbau zwischen den beiden Hauptmineralisationen (Biwender Stollen Querschlag 6; Aufnahme: Mai 1997)



Abb. 2: *Pygopterus humboldti* (Fundort: Zimmermannschacht 1888). Wichtige Impulse für die paläontologische Forschung gaben die reichen Funde der oft ausgezeichnet erhaltenen Fossilien des frühen Zechsteinmeeres. Der fast 800jährige Bergbau auf Kupferschiefer förderte unzählige Fischabdrücke, aber auch Reste der küstennahen Flora zu Tage.

Einstellung des Abbaus und die Bilanzierung der bekannten Restvorräte besonders zur Darstellung.

Aus methodischen Gründen werden - mit Ausnahme der Uran-Thorium-Vorkommen - die Lagerstätten bzw. ihre historischen Reviere nach der Abfolge des geologischen Alters ihrer Rahmensteine beschrieben. Dieser Beitrag beginnt daher mit den devonischen Eisenerzlagerstätten des Elbingeröder Komplexes.

7.1 Elbingeröder Komplex

Nach wie vor stellt der Elbingeröder Komplex eine der lagerstättengeologisch wichtigsten Einheiten des Harzes dar. Während heute die Gewinnung hochreiner devonischer Massenkalke im Vordergrund steht, die zugleich einen beachtlichen Wirtschaftsfaktor unseres Landes darstellt, waren über Jahrhunderte die Eisenerzlager bis in die jüngere Vergangenheit von nicht unerheblicher volkswirtschaftlicher Bedeutung.

Der Elbingeröder Komplex wird hauptsächlich aus Vulkanit- und Riffkarbonatgesteinen aufgebaut, die

von Ton- und Grauwackenschiefern umrahmt werden. Die untermeerisch entstandenen (submarinen) vulkanischen Ergüsse sind an NE-SW gerichtete (variszisch orientierte) Spaltensysteme des Untergrundes gebunden und bilden innerhalb des Gesamtkomplexes folgende vier Teilhochlagen:

- Büchenberg-,
- Mandelholz-,
- Elbingerode-Neuwerker- und
- Braunesumpf-Sattel (Abb. 4).

7.1.1 Bildungsgeschichte des Elbingeröder Komplexes

Drei magmatische Hauptphasen haben in einem Zeitraum von über 90 Mio. Jahren (in den Zeitstufen Untereifel bis Kulm) in einem großen Meeressedimentationstrog eine mächtige Vulkanitserie abgelagert, die in der älteren Literatur auch als Schalsteinserie bezeichnet wird. Eine lithostratigraphische Gliederung der Vulkanite und die zeitliche Einordnung der Intrusiva des Elbingeröder Komplexes legte MUCKE (1973) vor. Danach lassen sich die scheinbar regellos verteilten und stofflich differenzierten Vulkanite drei Haupteruptionsphasen zuord-

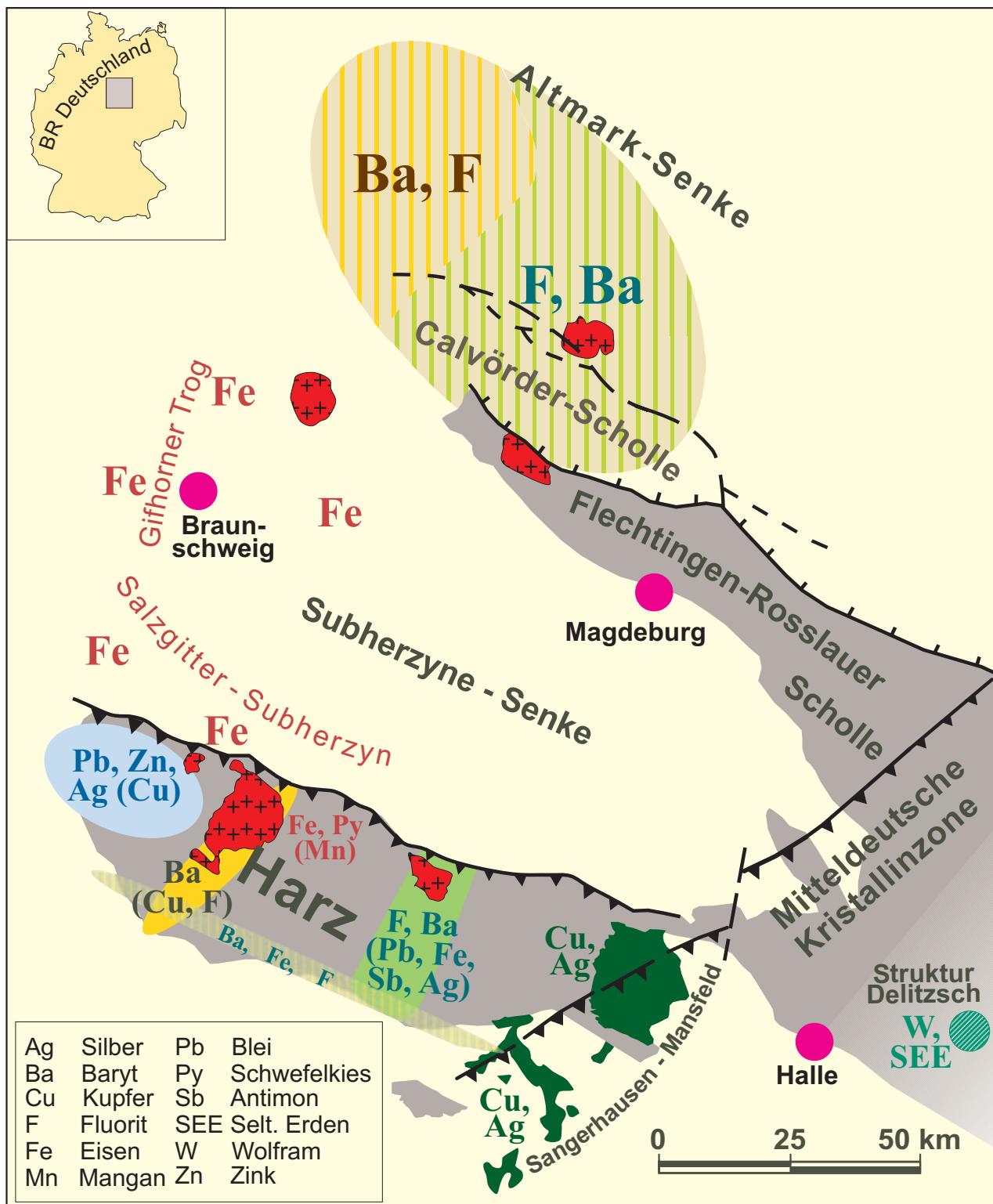


Abb. 3: Potenzialkarte der Erz- und Spatvorkommen in Sachsen-Anhalt. Von wenigen Ausnahmen abgesehen treten die bekannten Mineralisationen innerhalb paläozoischer Rahmengesteine auf. Als älteste Lagerstätten entstanden die Eisenerze und Schwefelkiesvorkommen des Elbingeröder Komplexes im Gefolge des mitteldevonischen Vulkanismus. Auch die Kupfer-, Zink-, Silber- und Bleivererzung an der Zechsteinbasis am südöstlichen Harzrand sowie die Gangmineralisationen des Harzes und der Altmark-Senke sind an Gesteine des Erdaltertums geknüpft. Eindeutig mesozoischen Alters sind dagegen die sedimentären Eisenerze in der Subherzynen-Senke (verändert nach STEDINGK et al. 1995).

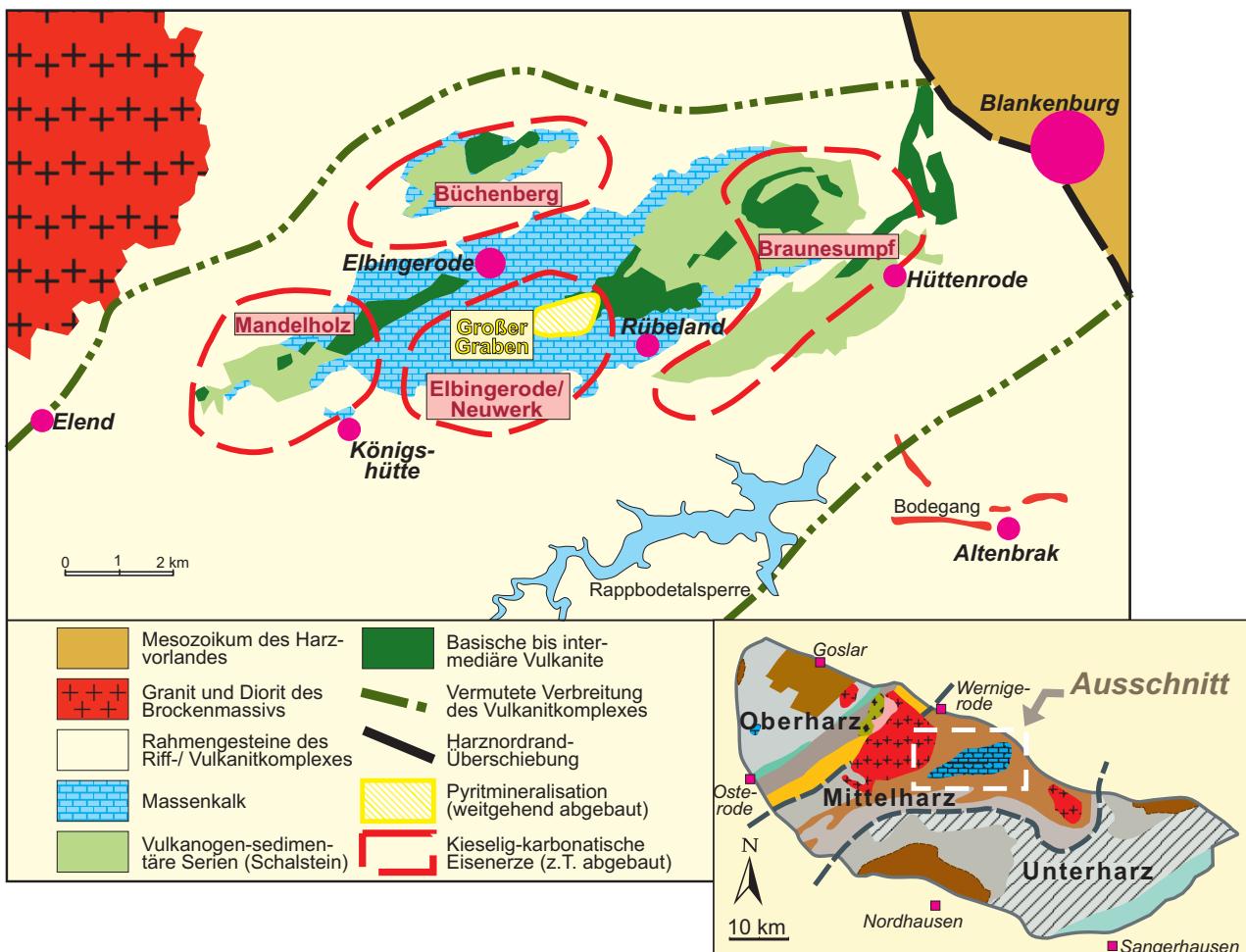


Abb. 4: Lagerstättengeologische Übersichtskarte des Elbingeröder Komplexes. An den mitteldevonischen Vulkanismus geknüpft treten hier Schwefelkies- und Eisenerzvorkommen auf, die in zahlreichen Gruben über Jahrhunderte bis zur Fördereinstellung 1990 in Abbau standen (verändert nach WASTERNACK 1989).

nen, die in die Untere, Mittlere und Obere Hauptgruppe untergliedert werden (Abb. 5). Innerhalb dieser Sequenz wurden sowohl saure (Alkali-Trachyte, sogenannte Keratophyre) als auch basische Ergussgesteine (sogenannte Spilite) auf mehrfach wechselnden Aufstiegsbahnen gefördert. Dabei lag die mengenmäßig bedeutendste Eruptionsperiode im Obereifel bis Givet mit über 700 m mächtigen Gesteinsfolgen („Schalsteinserie“) im Zentralteil (evtl. bis 1000 m).

Die Basisgruppe mit Wissenbacher Schiefern ist aus dem Braunesumpfsattel (BORSDORF 1971) und westlich des Büchenbergsattels u.a. durch Bohrungen bekannt geworden. Im tiefen Givet begann der Höhepunkt des frühvariszischen Magmatismus mit vorwiegend spilitischen Laven der unteren Hauptgruppe. Die Tonschiefersedimentation war zu dieser Zeit fast völlig unterdrückt. Die obere Hauptgruppe setzt dabei nach einer Unterbrechung des

Vulkanismus mit etwa vier kurzzeitig aufeinanderfolgenden Keratophyrergüssen ein. Sie bildet zugleich das Liegende des Erzlagerhorizonts. Mit ihren hellgrünlichgrauen bis violettgrauen Farben weisen diese Vulkanite auf ein wechselndes Redoxpotential hin. Charakteristisch für diese jüngsten Magmatite sind resedimentierte Vulkanoklastite aus der mittleren Hauptgruppe und biogene Xenolithklassten (LUTZENS 1969). Diese entstammen vermutlich Vulkanbauten, die schon zur Zeit der mittleren Hauptgruppe den Meeresspiegel erreicht hatten und während der Ablagerung der oberen Hauptgruppe erloschen waren (MUCKE 1973). Nachstehende Abb. 5 gibt eine Übersicht der den Elbingeröder Komplex aufbauenden Gesteine und den Zeitraum ihrer Entstehung.

Zwischen den Phasen erhöhter vulkanischer Tätigkeit entwickelte sich auf und an den vulkanischen Untiefen im Meer ein großer Kalkstein-Riffkomplex.

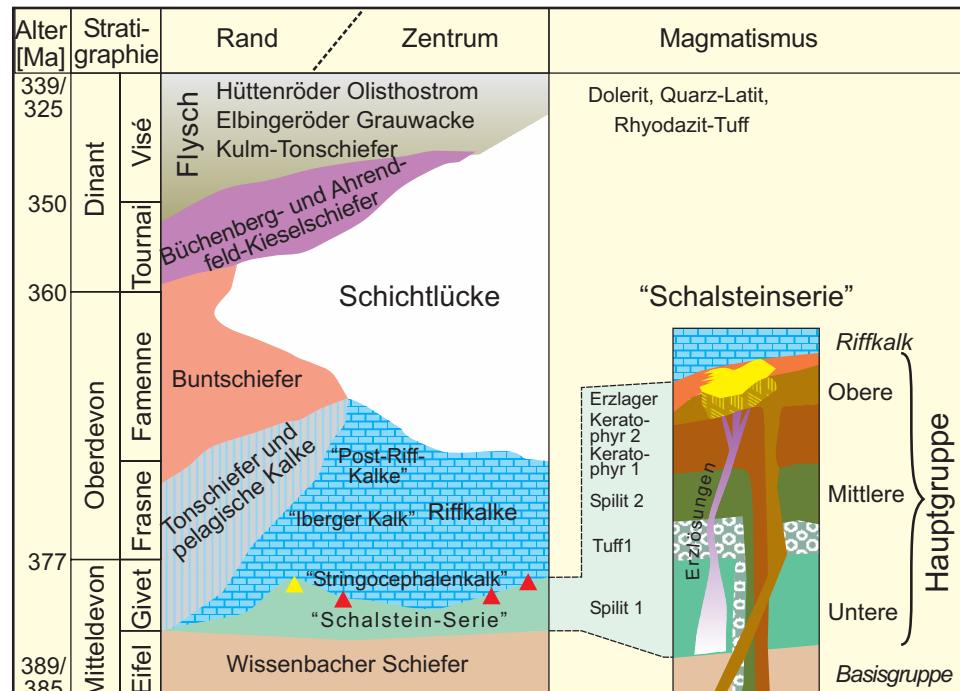


Abb. 5: Stratigraphie und lithologische Abfolge des Elbingeröder Komplexes (links, verändert und ergänzt nach FRIEDEL 1996). Rechts: Schematische Gliederung der „Schalsteinserie“ vereinfacht nach MUCKE (2000).

Hierbei erfolgte die Riffentwicklung nach einer Vorphase (im hohen Eifel) dreiphasig. Unterschieden werden ein Atoll-, Kappen- und Demergenzstadium (WELLER & WEYER 1991). Für den Höhepunkt des Riffwachstums im Givet ist ein atollartiger Aufbau mit einem zentralen lagunären Bereich anzunehmen, in dem typische Rückriff- und Riffschutt-Sedimente zur Ablagerung kamen. Ab dem unteren Oberdevon sind i.W. nur noch Sedimente der Außenriff-Fazies nachweisbar. Das Riffwachstum endete etwa an der Grenze Frasne/Famenne. Hiermit fügt sich der Abbruch des Riffwachstums dieser Region lückenlos in den übergeordneten erdgeschichtlichen Rahmen (weltweites Absterben der Korallenriffe und Kellwasser-Event) ein. Die größten Kalksteinmächtigkeiten von ca. 600 m wiesen Bohrungen und bergmännische Aufschlüsse im Raum Elbingerode nach.

Im Verlauf der weiteren geologischen Entwicklung wurde der Vulkan-Riff-Komplex in dem weiter absinkenden Sedimentationstrog von der fortlaufenden Tonschiefer- und Grauwackensedimentation der Umgebung langsam zugeschüttet und überdeckt. Die anschließende Gebirgsbildungsepoke (Orogenese) vom Oberdevon bis Karbon (Variszikum) verfaltete die mächtigen Sedimentfolgen mit dem Vulkanit-Kalkstein-Komplex zu einem sehr dishar-

monischen Faltenbau. Bedingt durch die sehr differenzierte Härte und Verformbarkeit der geologischen Gesteinseinheiten reicht der Baustil von der einfachen Faltung über Isoklinalfaltung (Abb. 6) bis hin zum Schuppenbau.

Postorogene Bruchtektonik durchsetzt mit etwa N-S streichenden Störungen den gesamten Elbingeröder Komplex. Hierzu gehören auch die oberkarbonischen Mittelharzer Ganggesteine, die Mächtigkeiten von wenigen Metern bis zu mehreren Zehnermetern erreichen. Das breite petrographische Spektrum dieser Ganggesteine reicht von Latiten über Trachyten bis zu Rhyolithen (MÜLLER & STRAUSS 1987).

Eine nochmalige mehrphasige bruchtektonische Deformation der Gesteine erfolgte während des Mesozoikums (Ende Trias bis Oberkreide). Ergebnis dieser Beanspruchung sind vor allem NW-SE und auch etwa N-S-gerichtete Bruchstörungen und -zonen. Durch nachfolgende Hebung und Abtragung des Harzes ist die zwischenzeitliche mesozoische Absenkung mit Sedimentüberdeckungen von vermutlich über 3000 m nicht mehr erhalten, so dass heute der Elbingeröder Komplex mit seinen Riff- und Vulkanitgesteinen direkt an der Erdoberfläche ansteht (MOHR 1993).

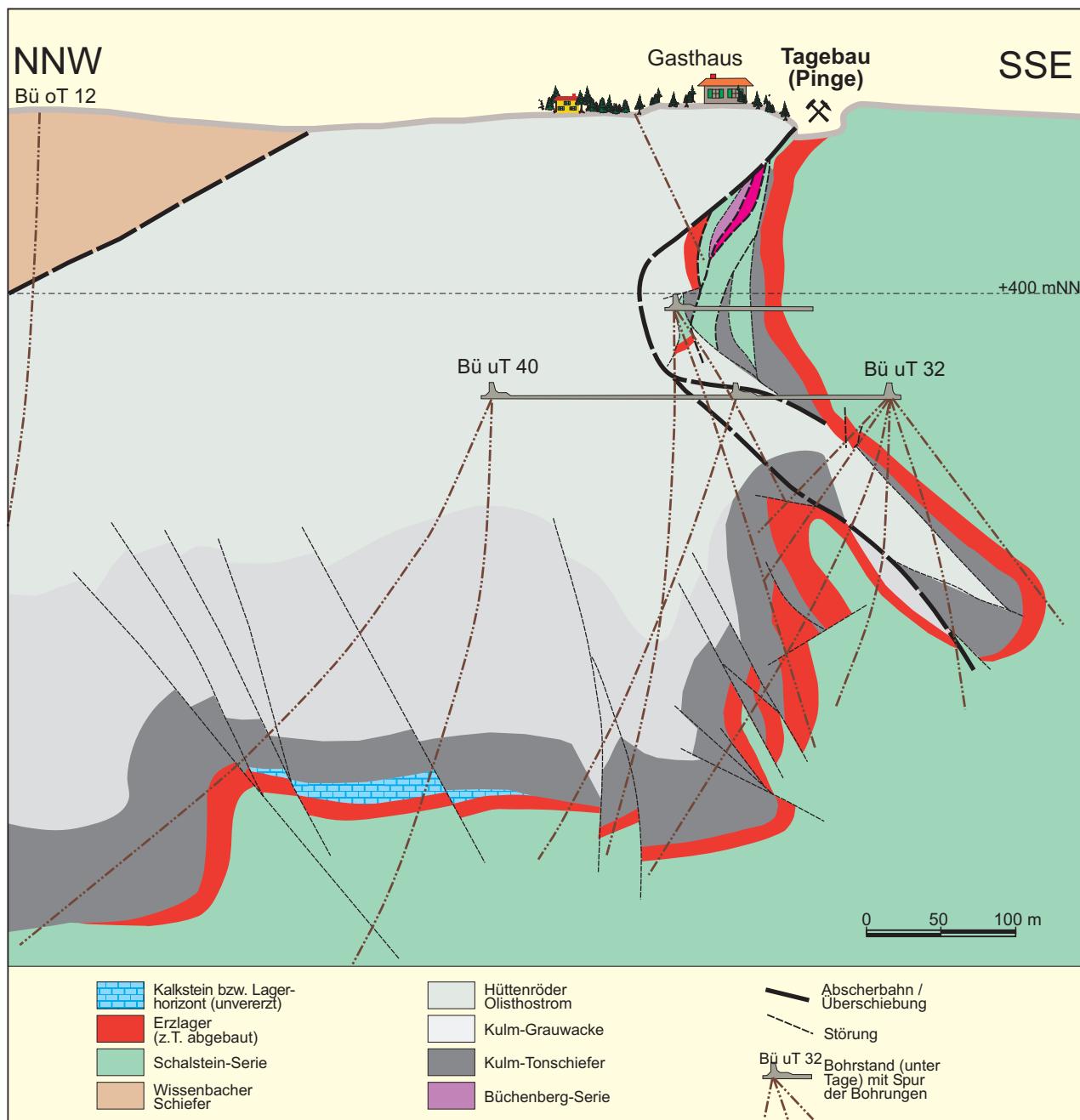


Abb. 6: Vereinfachter Schnitt durch die Nordwest-Flanke des Büchenberg-Sattels östlich des Zillierbach-Stausees. Im Unterschied zu den meisten Revieren - wo Massenkalk den Lagerhorizont begrenzt - besteht hier das Hangende des Erzlagers aus unterkarbonischen Ablagerungen. Bei der Erkundung und Gewinnung bereiteten die intensive Faltungs- und Bruchtektonik und die hieraus resultierenden komplizierten Lagerungsverhältnisse erhebliche Probleme (verändert nach LANGE 1973).

7.1.2 Übersicht der Erzführung und -genese

Sulfidmineralisation

An die mittlere und z.T. obere Hauptgruppe der Vulkanphase (Abb. 6) sind hydrothermale (aus warmer wässriger Lösung ausgeschiedene) Eisenerzbildungen geknüpft, die vorwiegend als feinkörnige, submarine Eisen-Sulfidausfällungen (Pyrit oder

Schwefelkies) bis über 20 m (max. bis zu 45 m) Mächtigkeit den Keratophyren schichtförmig auflagern, mit allerdings nur selten beobachtbaren deutlichen Schichtungsstrukturen. Dieser massive Erzkörper („Massiverzlager“ oder „Lagererz“) wird von den hangenden Kalksteinfolgen stratiform (schichtparallel) überlagert, oft verbunden mit einem hämatitischen (d.h. oxidischen) Übergangsbereich

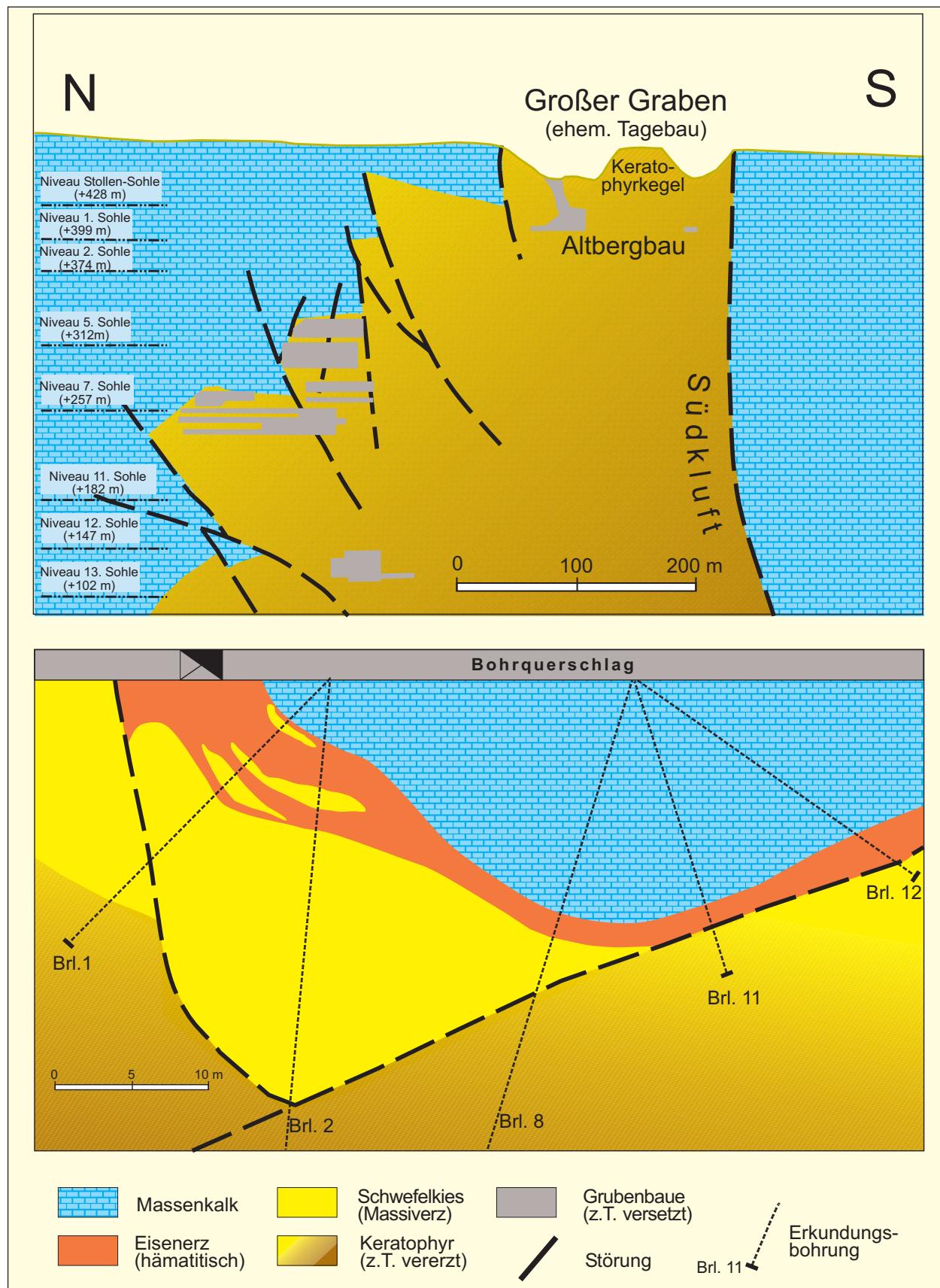
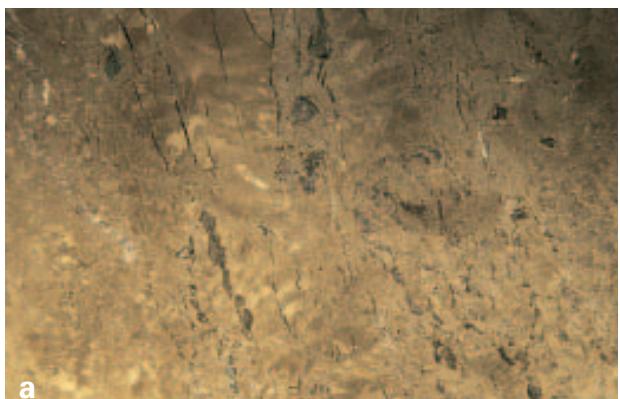
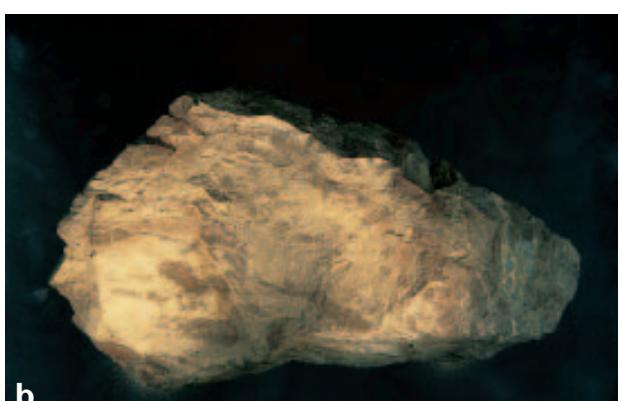


Abb. 7: Schnitt durch die Schwefelkieslagerstätte und den Großen Graben mit den Bauen der ehemaligen Grube Einheit (oben). Unten: Die komplexe Verzahnung der Massivsulfide mit hämatitischen Eisenerzen lässt verschiedene genetische Interpretationen zu. Nach SCHEFFLER (1975) ist von einer syngenetischen Bildung der Massivsulfide auszugehen (Mineralisation vom Typ "Rio Tinto").



a



b



c



d

im obersten Teil des Erzlagers. Auch eine laterale (seitliche) Verzahnung des Massivsulfiderzes mit hämatitischen Eisenerzen ist örtlich zu beobachten (Abb. 7).

Die primären Ablagerungsgefüge sind generell von einer wechselnd starken Rekristallisation im Erzkörper überprägt, wie das in Abb. 8a in einer anpolierten Probe zu erkennen ist. Eine scharfe Liegengrenze der Vererzung existiert nicht (Abb. 8b). Zwar gibt es eine deutliche Erzgehaltsverringerung an der Grenze zwischen Massiverzkörper und Vulkanitoberfläche, aber die Vererzung reicht in Form von z. T. feinverteilter Imprägnation über Kluftfüllungen, Trümern und Gänge unterschiedlich weit in die Vulkanite hinein mit z.T. extrem wechselnden Erzgehalten. Allgemein ist die Vererzung durch eine starke - tektonisch kontrollierte - Absetzigkeit gekennzeichnet (Abb. 7). Mehrfach konnte ein Auskeilen auf kürzeste Entfernung beobachtet werden.

Aus den geologischen Verbandsverhältnissen lässt sich indirekt das Alter der Vererzung ableiten. So sind die synsedimentären, submarinen Lager eindeutig unmittelbar postmagmatisch im obersten Givet gebildet worden. Vom stratiformen (lagerförmigen), sedimentär-hydrothermalen Lagerstättentyp, der zu mehr als 80 % aus Pyrit besteht, weichen alle Untergruppen des Keratophyrerztyps ab. Hierbei wird das Rahmengestein dreidimensional von pyritgefüllten Trümern, Haarrissen, Kontraktionsflächen und Gängen durchzogen. Die Imprägnationen dürften gleich alt bis wenig jünger als die oben beschriebenen Massivsulfide sein (Abb. 9 a). Als bauwürdig pyritisiert erwies sich nur die erste Zone des jüngsten Keratophyergusses (Abb. 9 b).

Abb. 8: a. Massiver rekristallisierter Schwefelkies mit randlichen Geltexturen und Quarz-Durchtrümerung. Die Vorkommen dieses sedimentär-hydrothermalen Lagerstättentyps, der zu mehr als 80 % aus Pyrit besteht, bildeten in der Vergangenheit einen hochqualitativen Vorstoff für die Schwefelsäureerzeugung (Bildausschnitt ca. 7 cm). b. Dichter Schwefelkies mit eingeregelten Keratophyr-Fetzen (sogenanntes Schiefererz) aus dem Liegenden eines Massiverzkörpers (Länge des Stücks ca. 15 cm). c. Hydrothermal umgewandelter und hämatitisierter Keratophyr mit Pyrit-Durchtrümerung (sogenannter "Blutstein", Länge des Stücks ca. 20 cm). d. Berühmt ist die Grube Drei Kronen und Ehrt auch für ihre ausgezeichneten kristallinen Bildungen. Hier Calcit-Kristalle mit einem Überzug von Siderit (Länge des Stücks ca. 12 cm, Sammlung Schloss Bernburg).

Im Inneren des Vulkanitstocks sind weder im Keratophyr noch in den Spiliten bauwürdige Pyritkonzentrationen bekannt geworden (SCHEFFLER 2002).

Die Genese des Pyrits und der lokal komplexen Verzahnungen sulfidischer und oxidischer Erze hat bis heute noch keine befriedigende Erklärung gefunden. Drei Modelle werden gegenwärtig diskutiert:

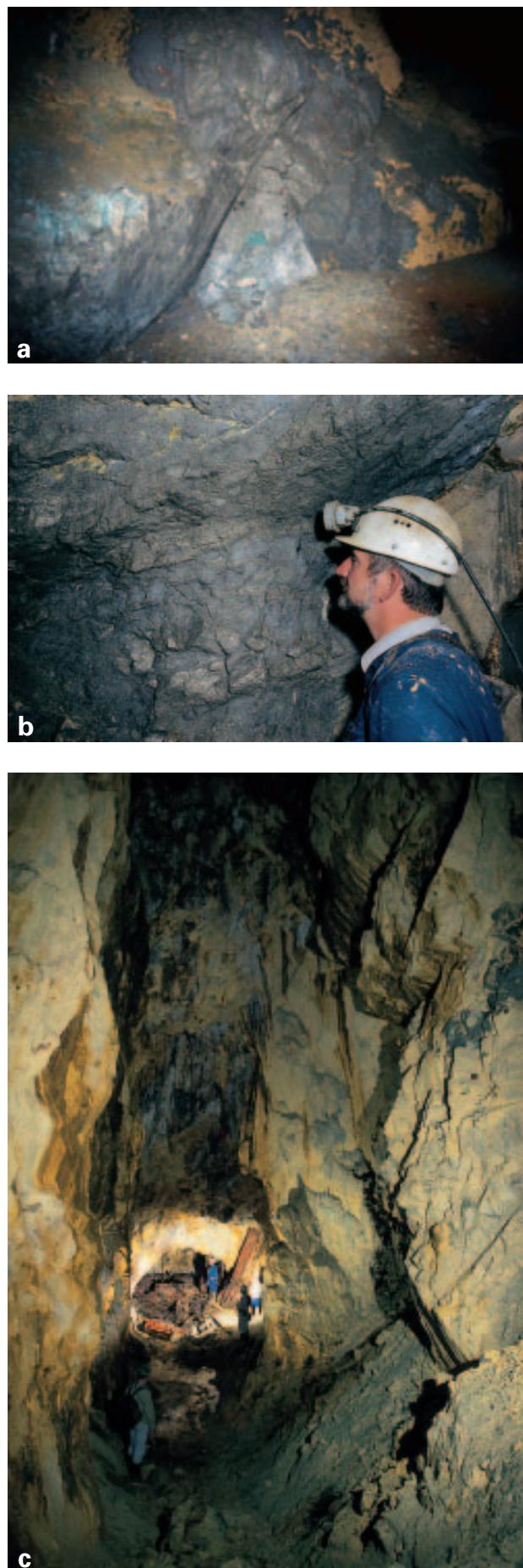
- Postvulkanische primäre hydrothermale Ausfällung des Pyrits am Meeresboden bzw. auf Klüften,
- Bildung des Pyrits durch metasomatische Verdrängung gewöhnlicher Lahn-Dill-Erze (sekundäre Schwefelzufuhr),
- Kombination von a und b.

Anhaltspunkte für die komplexen Bildungsbedingungen der Sulfide geben die differenzierten Schwefelisotopenverhältnisse der imprägnativen und sedimentären Pyrite. Hierbei zeigt sich, dass in den jüngeren Pyriten das schwerere Schwefelisotop relativ angereichert auftritt und in den Massivsulfiden der leichte Schwefel dominiert. Dieser Befund lässt verschiedene Interpretationen zu. Unter der Annahme der Generierung des Sulfidschwefels durch bakterielle Tätigkeit oder thermochemische Sulfatreduktion (VINOGRADOV 1962, JOCHUM et al. 1994) spricht die Isotopenfraktionierung für eine syngenetische bis frühdiagenetische Pyritabscheidung in den Lagererzen. Eine spätdiagenetische Pyritisierung der Keratophyre aus dem gleichen schwefelliefernden Reservoir würde die relative Anreicherung des schwereren ^{34}S -Isotops in den Keratophyrerzen plausibel machen.

Im Unterschied hierzu postuliert MUCKE (2000) eine metasomatische Sulfiderzbildung. Dieser Bearbeiter vermutet einen Hiatus zwischen der Ablagerung der oxidischen Eisenausfällung (Givet) und der Pyritisierung (Unterkarbon β/γ). Stark vereinfacht könnte den metasomatischen Prozessen folgende chemische Reaktionsgleichung zu Grunde liegen:

$$2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{CH}_4 + 4\text{H}_2\text{S} \rightleftharpoons 2\text{FeS}_2 + 2\text{Fe}^{2+} + 6\text{H}_2\text{O} + \text{C}.$$

Bei dem vorhandenen Stoffbestand der primären



Mineralisation ist mit dieser Reaktion, neben der Freisetzung von Eisen, zugleich eine Mobilisation von Mangan und Kieselsäure verbunden. Die Sideritisierung/Ankeritisierung und Silifizierung der hangenden Kalke sowie die Bildung lokaler silikatischer Manganvererzungen ließen sich hierdurch zwanglos erklären.

Der mitteldevonische Magmatismus wäre bei beiden genetischen Modellvorstellungen nur indirekt für die Erzakkumulation verantwortlich, da er bei der Lagerstättenbildung im Wesentlichen die Alterationsprozesse (Generierung der Fluidsysteme zur Mobilisation der Elemente) steuerte. Für die Genese der Pyritlagerstätte dürfte der thermische Einfluss des relativ hochliegenden Keratophyrherds von entscheidender Bedeutung gewesen sein. Eine weitere wichtige Voraussetzung für den Vulkanismus und die Erzbildung stellt die geologisch-tektonische Position dar, die durch sich kreuzende und tiefreichende Störungssysteme an dieser Stelle gekennzeichnet ist.

Andere Metallsulfide (wie Zinkblende) kommen in kleinsten Mengen vor und auch die Spurenelementführung ist gering, so dass von einer jeweils monomineralischen Erzführung (Pyrit/Schwefelkies/Hämatit) gesprochen werden kann. Die Kobalt-Nickelgehalte schwanken in weiten Grenzen, wobei sich der Lagerpyrit vom Keratophyr-Pyrit durch ein höheres Co-Ni-Verhältnis deutlich unterscheidet. Wirtschaftlich interessante Goldgehalte konnten in der Erzführung nicht nachgewiesen werden.

Oxidische Eisenerze

Die oxidischen Eisenerze des Elbingeröder Komplexes sind an die obersten Bereiche der 400 m bis 1000 m mächtigen vulkanogenen Abfolge des höheren Givets gebunden. Sie fügen sich damit in die fazielle Sonderentwicklung des Elbingeröder Raums (ZÖLLICH 1939, KRZYWICKI 1954, REICHSTEIN 1959, 1964, STEFFEN 1968, GROSS 1970) ein.

Eine klare Abgrenzung des Erzlagers vom Massenkalk des Zentralbereichs ist oft schwierig. Im Hangenden des Lagerhorizonts bzw. der Vulkanite folgen geschichtete oder massive Kalke (Riff- und Riffschuttkalke), die lateral in mergelige und z.T. tuffitische Tonschiefer und lokal in dunkle, kohlenstoffhaltige Tonschiefer übergehen. Vom hangenden Kalkdach bis zum \pm unvererzten Liegenden beträgt



Abb. 10: Aufschluss des Schalsteinlagers im Besucherbergwerk Büchenberg (1. Sohle). Das geringmächtige Lager besteht hier aus mehreren Lagen kieseliger Hämatiterze innerhalb einer vulkanoklastischen Gesteinsabfolge (Hangendes der Mittleren Hauptgruppe, MUCKE 2000).

die Mächtigkeit der Gesamtmineralisation in der Regel 15 bis 20 m. In seltenen Fällen wurden Mächtigkeiten bis zu 45 m erreicht. Offenbar besteht ein Zusammenhang zwischen der Mächtigkeit der Vererzung und ihrem Hangenden. Denn überlagert die obere Hauptgruppe noch die mittlere Hauptgruppe, ist der Erzlagerhorizont zwischen beiden nur geringmächtig - als Schalsteinlager - (Abb. 10) ausgebildet (REICHSTEIN 1959, GROSS 1970).

Herkunft des Eisens

Im Revier des großen Grabens treten sulfidische und oxidische Eisenerze in unmittelbarer Verzahnung miteinander auf (Abb. 7). Die Spurenelementgehalte von Pyrit und Hämatit der ehemaligen Grube Einheit sowie der Lahn-Dill-Eisenerze der weiteren Umgebung weisen auf einen einheitlichen Ursprung des Eisens hin. Mikroskopische Untersuchungen und geochemische Bilanzrechnungen verschiedener Autoren machen die Ableitung des Lagerstätten-eisens aus Stoffaustauschreaktionen in den liegenden Vulkaniten wahrscheinlich. Für den Elbingeröder Komplex entspricht die Akkumulation in den Erzkörpern überschlägig 0,7 % mobilisiertem Vulkaniteisen.

Mit einem Eisenpotenzial der Sulfide von ca. 50 Mio t Fe ergäben modellhafte Überlegungen für die Lagerstätte der ehemaligen Grube Einheit allerdings einen höheren Wert. Dieses Phänomen lässt sich jedoch im Hinblick auf die Paläogeographie des Ablagerungsraums leicht erklären. Mit der Position der Lagerstätte in unmittelbarer Nähe eines Vulkanzentrums war eine verstärkte Stoffmobilisation und

-migration entlang der Vulkanitaufstiegsbereiche (Bruchzonen, Schloten oder Förderspalten) verbunden. Hinzu kommt eine durch die thermische Anomalie generierte Hydrothermenzirkulation. Damit wäre auch die Bindung der Vererzung an den Ort der größten Keratophyrmächtigkeit, also an die Nähe des vulkanischen Förderzentrums, gesetzmäßig.

7.1.3 Mineralisation des Eisenerz-Lagerhorizonts

In der Vergangenheit sind die Erzarten der einzelnen Lagerstätten von den Bearbeitern mit unterschiedlichen Namen belegt worden. Diese gehen meist auf alte bergmännische Begriffe zurück und charakterisieren die mineralogisch-petrographische Zusammensetzung nur sehr unvollkommen (Abb. 11). Erst KNAUER (1960, Revier Büchenberg) und DAVE (1963, Revier Braunesumpf) berücksichtigten im Ergebnis ihrer mineralogisch-geochemischen Bearbeitungen für die Klassifikationen der Erztypen den quantitativen Mineralbestand der Erze.

Der stark wechselnde Chemismus und die sehr unterschiedliche mineralogische Zusammensetzung der Abfolge innerhalb des Lagerhorizonts lassen Gesetzmäßigkeiten der Verteilung einzelner Erz-

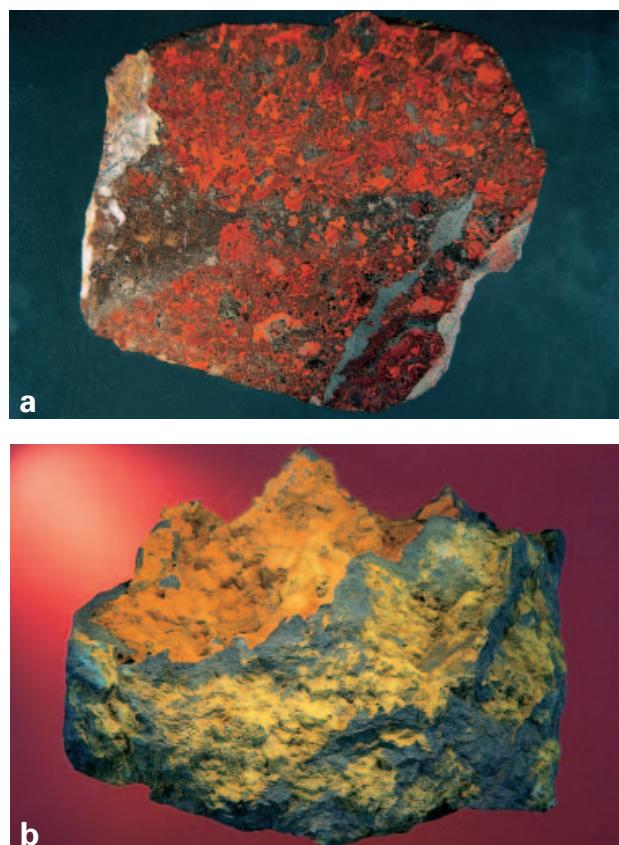


Abb. 11: Rot- und Brauneisenerze. **a.** Der überwiegende Teil der Mineralisation besteht aus kieseligen Roteisenerzen mit Schlieren von Hämatit (angeschliffenes Belegstück, Steinbachtal bei Königshütte, Größe des Stücks ca. 12 cm), **b.** Oberflächennahes Brauneisenerz vom Büchenberg (Größe des Stücks ca. 10 cm).

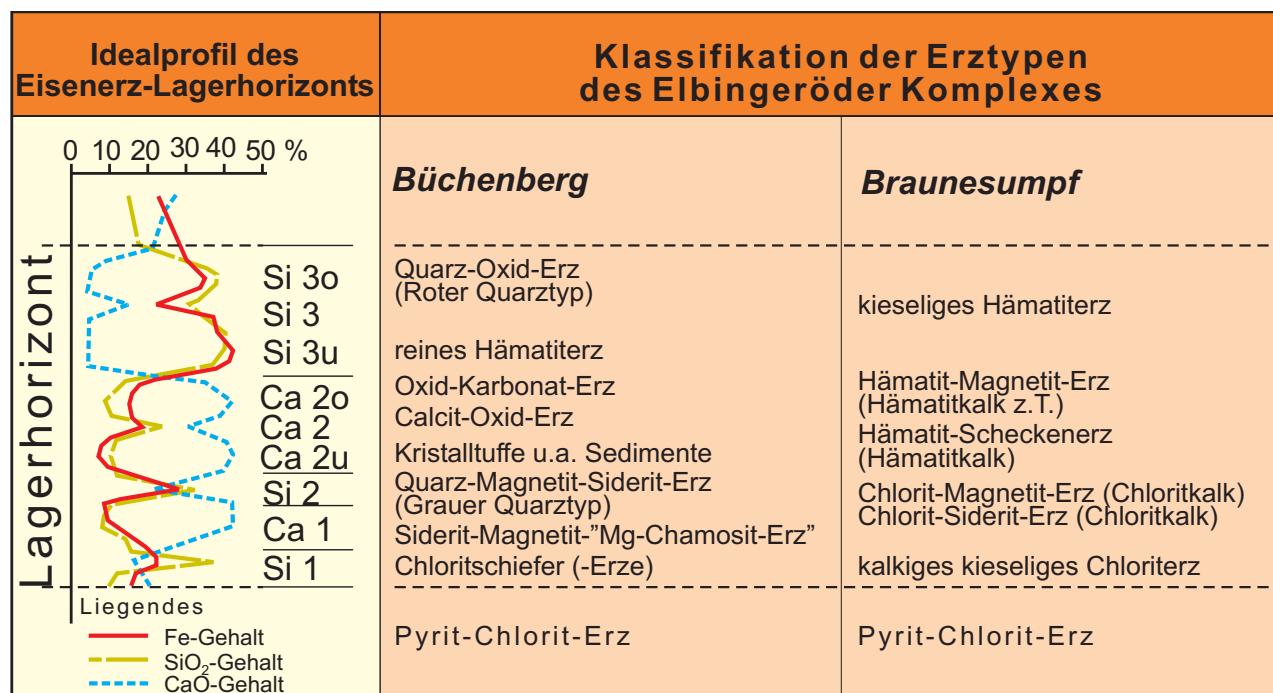


Abb. 12: Idealisierter Schnitt des Lagerhorizonts und Korrelation mit den wichtigsten Erztypen der Reviere Büchenberg und Braunesumpf (verändert nach LUTZENS & BURCHARDT 1972).

typen kaum erkennen (Abb. 12). Unmittelbar über dem Schalstein sind oft kieselige Hämatiterze (rote Eisenkiesel) ausgebildet. Bei voller Erzlagerentwicklung finden sich in den höheren Lagerteilen vorwiegend Magnetit-Chlorit-Erze sowie Magnetit-Siderit-Pyrit-Erze. Zusammengefasst lassen sich nach LUTZENS & BURCHARDT (1972) die Hauptlagerstätten Büchenberg und Braunesumpf wie folgt charakterisieren:

1. Büchenberg

- Die Vererzung ist vorwiegend kieselig-oxidisch.
- Neben hohem Anteil kieseliger Oxiderze sind sideritische Erze weit verbreitet.
- Der Kalkanteil ist allgemein niedrig.

2. Braunesumpf

- Kalkige Erze und schwach eisenschüssige Kalke treten stärker in den Vordergrund.
- Typisch ist ein hoher Anteil von Magnetit-Chlorit-Siderit-Erzen, diese sind hier die wichtigsten Reicherze.

STEFFEN (1968) gibt die durchschnittliche Zusammensetzung der Eisenerze des gesamten Elbingeröder Komplexes wie folgt an:

9 – 16 %	Magnetit
4 – 13 %	Hämatit
12 – 18 %	Siderit
8 – 13 %	Fe-Silikate (Chamosit und andere)
18 – 34 %	Calcit
20 – 27 %	Quarz
< 1 %	Pyrit, Anthraxolit und akzessorische Minerale.

7.1.4 Genese der Eisenerze

Besonders seit den Arbeiten von KNAUER (1960), aber auch DAVE (1963) besteht über die Genese der primären Eisenerze als synsedimentäre, submarin-hydrothermale Bildungen kein Zweifel mehr. Entscheidend für die Stoffakkumulation und ihre mineralogische Differenzierung waren die primären Ausfällungsbedingungen innerhalb des Ablagerungsraums, d.h. wechselnde Zusammensetzung und Konzentration der mineralisierenden Lösungen oder die Änderung des Redoxpotentials führten zu der unregelmäßigen Vererzung, wie sie für die Lahndill Eisenerze typisch ist (s. Abb. 11). Als Quelle des

Lagerstätteneisens werden allgemein Stoffaustauschreaktionen in den liegenden Vulkaniten angenommen. Eine direkte Ableitung der Eisenlösungen aus den magmatischen Prozessen (Exhalationen), wie sie den klassischen Vorstellungen entspricht (QUADE 1976), ist im Ergebnis moderner Untersuchungen auszuschließen (SCHEFFLER 1975). MUCKE (1973) beschreibt aus den Liegengesteinen der Erzlager steilstehende Kluftsysteme, die mit Eisenchlorit, Hämatit und Karbonat gefüllt sind. Hier sind die Aufstiegswege der eisenreichen Minerallösungen zu vermuten.

Wie die Untersuchungen von LUTZENS & BRÜNING (1972) beweisen, kam es nach Ablagerung der Mineralisation auch zu Umlagerungen, Stoffaustauschreaktionen und metasomatischen Umsetzungen innerhalb der Erzkörper. Eindeutig sprechen hierfür die brekziösen Strukturen und die Magnetitpseudomorphosen nach Hämatit. Die Erzlösungen veränderten dabei auch die Pyroklastite metasomatisch. LANGE (1957) und MEINEL (1965) konnten erzmikroskopisch nachweisen, dass Pyrit meistens jünger als die übrigen Erzminerale (Hämatit, Magnetit, Siderit, Chlorit) ist. Daraus ergeben sich Anhaltspunkte für eine vermutlich spätdiagenetische Pyritisierung. Hier könnte eine Wechselwirkung mit den sich ab dem tieferen Oberdevon ändernden und zunehmend anaeroben Ablagerungsbedingungen (Schwarzschiefer-Fazies) bestehen.

7.1.5 Manganmineralisationen

Mangananreicherungen treten im Elbingeröder Komplex an verschiedenen Stellen und in unterschiedlicher stratigraphischer Position auf. Am bekanntesten ist das Vorkommen Schävenholz innerhalb der Kulm-Kieselschiefer (Grenzbereich Ahrendfeld- / Büchenberg-Serie; s. Abb. 5). Es handelt sich hierbei um einen bis max. 10 m mächtigen deutlich geschichteten Mangankiesel-Horizont, der als hydrothermal-sedimentäre Bildung zu betrachten ist.

Der vertikale Aufbau der Mineralisation zeigt eine deutliche Abnahme der Silikate zum Hangenden bei etwa gleichbleibendem Karbonatanteil. In ihrer chemischen Zusammensetzung (6 Proben, BURCHARDT 1970) wird die Vererzung durch vergleichsweise niedrige Eisen- (Fe_2O_3 0,3 – 1,0 %) und Calcium-

gehalte (CaO 0,6 – 3,9 %) charakterisiert. Die durchschnittlichen Mangan- (MnO 37,8 %) und SiO_2 -Gehalte (42,6 %) entsprechen der Zusammensetzung typischer Rhodonite. Neben Rhodonit treten noch Rhodochrosit, vermutlich Manganhydro-silikate, Quarz, Calcit und Tonminerale auf.

Wegen ihres im Vergleich mit den sedimentären Eisenerzen eindeutig jüngeren Alters haben die Mangananreicherungen Anlass zu kontroversen geogenetischen Diskussionen gegeben. Während BUR-CHARDT (1970) eine vulkanogen-sedimentäre Zufuhr und Ausfällung MnCl_2 -reicher Lösungen postuliert, vermutet MUCKE (2000) eine Manganfreisetzung durch Pyritisierung oxidischer Eisenerze (s.o.). Da an der stratigraphischen Einstufung der Manganakkumulationen kein Zweifel bestehen kann, müßten die Sulfiderze des Großen Grabens ebenfalls unterkarbonischen Alters sein. Hierfür ergeben sich jedoch nach den Untersuchungen SCHEFFLERS (1975) keine Anhaltspunkte. Wahrscheinlicher ist dagegen die Mobilisation des Mangans (Mn^{2+}) aus Beckensedimenten unter reduzierenden Bedingungen (HUCKRIEDE & MEISCHNER 1996). Danach könnten mehrfache und kurzfristige Wechsel des Redoxpotenzials zur Ausfällung von Manganoxiden geführt haben, die diagenetisch mit der reichlich vorhandenen Kieselsäure zu Rhodonit reagierten.

Eine gewisse wirtschaftliche Bedeutung erlangten nur die vollständig abgebauten Mangananreicherungen im eisernen Hut und in den hangenden Kalken des Großen Grabens im Zusammenhang mit der Gewinnung limonitischer Eisenerze. Allen übrigen Vorkommen kommt ausschließlich historisches, mineralogisches oder auch ästhetisches Interesse zu (Abb. 13).

7.1.6 Historischer Abriss und Bilanz des Bergbaus

Hochmittelalterlicher Abbau der Eisenerze des Elbingeröder Komplexes läßt sich urkundlich bis ins 10. Jahrhundert zurückverfolgen (SCHWERDTFEGER 1998). Neuere archäologische Befunde (Primärerze und Schlacken bei Blankenburg) lassen sogar auf eine frühe Eisenerzverhüttung im vierten nachchristlichen Jahrhundert schließen (pers. Mitt. STRUTZ 2001). Die mittelalterlichen und frühneuzeit-

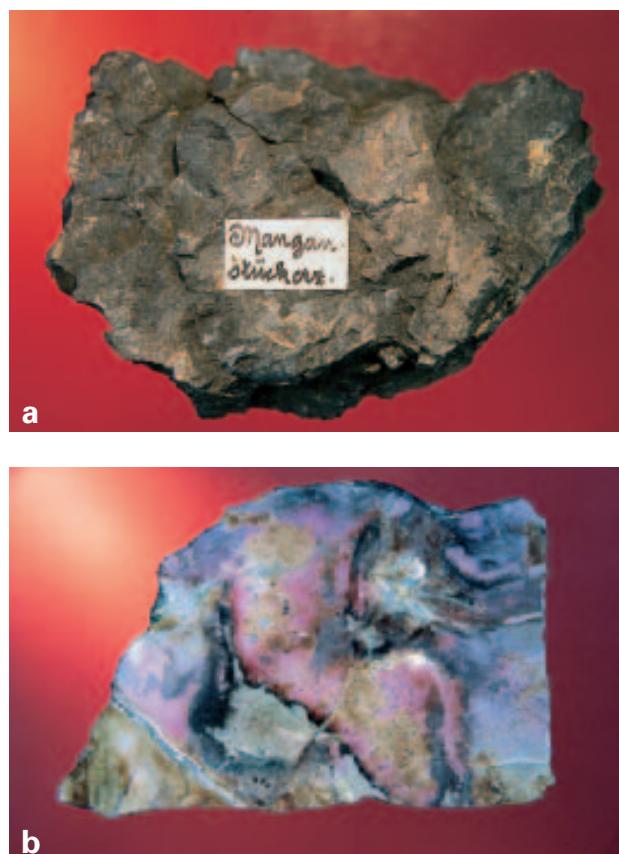


Abb. 13: Manganerze vom Büchenberg. **a.** Mangan-Stückholz (Größe des Stücks ca. 6 cm), **b.** Rhodonit (Schävenholz, Länge des Stücks ca. 10 cm). Mangananreicherungen treten im Elbingeröder Komplex an verschiedenen Stellen auf, ihre Genese ist z.T. noch umstritten, geringe wirtschaftliche Bedeutung erlangten die oberflächennahen Vorkommen des Großen Grabens und des Büchenbergs.

lichen Zentren des Bergbaus lagen bei Hüttenrode, am Büchenberg und bei Mandelholz. In dieser Betriebsperiode wurden ausschließlich die zu Tage ausstreichenden Erzlager aufgeschürft und in Verhieb genommen. Der Verlauf der Erzlagerstätte von der Oberfläche zur Teufe hin bestimmte dabei den Fortgang der bergmännischen Gewinnungstätigkeit. Die oft sehr tiefen und heute weitgehend von Bäumen überwachsenen Tagebaue und Pingen im Elbingerode-Hüttenröder Raum sind eindrucksvolle Zeugen dieses alten Bergbaus.

Eine Urkunde aus dem Jahre 1582 (SCHLEIFENBAUM 1906) erwähnt erstmalig das Brauneisenvorkommen "Großer Graben", das zunächst im Tagebau und später auch im Tiefbau bis zu einer Teufe von 50 m gewonnen wurde. Hierbei dürften auch die primären Kieserze bereits entdeckt worden sein. Wie bei vie-

len zu Tage ausstreichenden Massivsulfid-Lagerstätten ging auch hier ein viele Jahrhunderte zurückreichender Abbau limonitischer Erze des „Eisernen Hutes“ voraus, bevor das Eisensulfid als Rohstoff vor allem für die chemische Industrie im 20. Jahrhundert in den Vordergrund trat.

Überregionale Bedeutung erlangte der von politischen Grenzen und zahlreichen Krisen beeinträchtigte Eisenerzbergbau erst im 18. und 19. Jahrhundert. Am Ende dieser Zeit ging man fast vollständig zum Tiefbau über und fuhr zur Wasserlösung der bis zu 100 m tiefen Baue verschiedene Stollen auf. Der stark zersplittete Abbau (bis zu 328 Eigenlehnerzechen) verhinderte dabei die Schaffung zentraler Anlagen, die dem gesamten Bergbau hätten dienen können. Erst mit Einführung des Allgemeinen Preussischen Berggesetzes (1867) reduzierte sich die Zahl der Gruben in wenigen Jahren auf 14 Abbaustellen. Als Zentren des Eisenerzbergbaus entwickelten sich die Gruben am Büchenberg (Abb. 14), bei Hüttenrode (Braunesumpf), bei Neuwerk und Mandelholz (Bunte- und Blanke Wormke). Ihre Belegung und Förderung war schon zu Beginn des 19. Jahrhunderts für die Zeit recht bedeutend (z.B. produzierte das Revier Büchenberg um 1800 mit 250 Mann Belegschaft rund 10 000 Jahrestonnen Eisenerz). Der in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts abgeschlossene Konzentrationsprozess der zahlreichen Gewinnungsstellen führte zum Ausbau der Förderkapazität der leistungsfähigen Gruben in den Revieren Büchenberg und Braunesumpf.

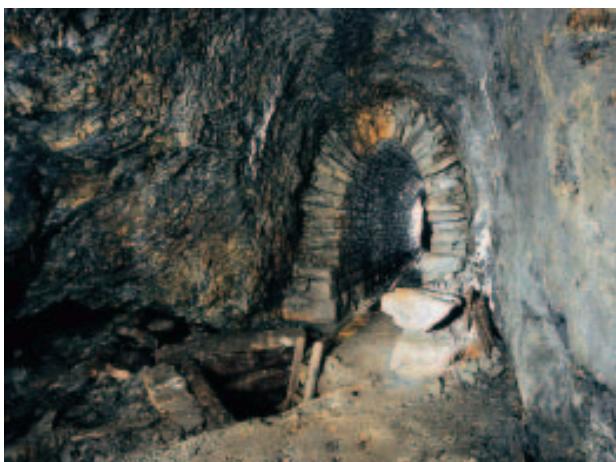


Abb. 14: Im Altbergbau der Grube Büchenberg. Derartige Strecken wurden in der Mitte des 19. Jahrhunderts zum planmäßigen Aufschluss der Eisenerze aufgefahren. Sie ermöglichen eine deutliche Produktionssteigerung (Foto J. KRUSE, Elbingerode).

Wegen Unwirtschaftlichkeit kam 1925 der gesamte Elbingeröder Eisenerzbergbau zum Erliegen (BRÜNING 1926). Aber bereits ab 1935 gelangten mit der Aufrüstung des Deutschen Reiches auch die Eisenerzvorräte des Elbingeröder Komplexes wieder ins Blickfeld. Zur Wiedererschließung der bekannten Erzbasis tätigten die Mannesmann-Röhrenwerke umfangreiche Investitionen und gestalteten die Gruben Büchenberg und Braunesumpf zu leistungsfähigen Bergwerken um. Wichtige Maßnahmen waren z.B. Teufen und Ausbau neuer Förderschächte, umfassende Aus- und Vorrichtungsarbeiten oder der Bau einer 8,4 km langen Seilbahn. Im Jahr 1940 förderte allein die Grube Büchenberg 80 000 t Roherz.

Daneben bildeten auch die Gruben „Braunesumpf“ und „Drei Kronen und Ehrt“ wichtige Reviere. Mit dem Vortrieb des „Fürstlichen Stollens“ hatte man hier erstmals Massivsulfide in bauwürdiger Menge angetroffen, die ab 1889 von der Grube „Drei Kronen und Ehrt“ in Verhieb genommen wurden. Aber erst ab dem 20. Jahrhundert verlagerte sich das Schwergewicht der Förderung dort allmählich vom Oxidationserz auf den primären Schwefelkies.

Die erfolgreichste Bergbauperiode am Elbingeröder Komplex begann nach dem Zweiten Weltkrieg. Wegen des dringenden Bedarfs der jungen DDR an Eisen und Stahl zur Beseitigung der Kriegsschäden und zum Wiederaufbau der Wirtschaft blieben die Gruben in Betrieb und wurden in den Folgejahren stark ausgebaut. Hierbei führte eine intensivierte Erkundung zum Nachweis und Aufschluss neuer Lagerstättenbereiche.

Es waren nun drei Gruben, die Eisenerze förderten. Während die Gruben „Büchenberg“ und „Braunesumpf“ weiter Eisenerze abbauten und Mitte der sechziger Jahre eine Gesamtförderung von ca. einer Million Tonnen als Kapazitätsslimit erreichten, verlagerte sich der Produktionsschwerpunkt in der Grube „Einheit“ (als Nachfolgerin der Grube „Drei Kronen und Ehrt“) zu den Sulfiderzen.

Obwohl die Restvorräte an Roteisenerz gut erkundet und nicht unbedeutend waren (s. Tab. 1), wurde die Abbautätigkeit 1969 in „Braunesumpf“ (Abb. 15) und 1970 in „Büchenberg“ (Abb. 16) eingestellt, ungeachtet dessen, dass die Gruben bereits zur

Produktionserweiterung aus- und vorgerichtet waren. Hintergrund für den Beschluss waren:

- der - auch unter planwirtschaftlichen Bedingungen - problematische Abbau qualitativ marginaler Erze und
- die Möglichkeit im Rahmen des RGW auf Rohstofflieferungen anderer Staaten zurückgreifen zu können.

Mit diesem Beschluss war zugleich über die Zukunft der Eisenerzgewinnung im Elbingeröder Komplex entschieden.

Im Ergebnis eingehender Erkundungsarbeiten ist die Verbreitung der nördlich des Elbingeröder Sattels nachgewiesenen Erzlager nicht sehr groß. Diese Erze liegen ebenso wie die bei Mandelholz nachgewiesenen zu denen der Grube am Büchenberg zu isoliert, um sinnvoll in die Potenzialabschätzung (Tab. 1) einbezogen zu werden. Südlich des Elbingeröder Sattels konnten keine Erze nachgewiesen werden, obwohl die vulkanogen-kalkige Fazies des Elbingeröder Komplexes noch weit jenseits der Südbegrenzung des Komplexes erbohrt worden ist (LUTZENS 1967). **Es bleibt festzuhalten, dass in den beiden Hauptrevieren des Elbingeröder Komplexes noch geringhaltige Eisenerz-Vorräte von mindestens 80 Mio. t zu erwarten sind.**

Heute ermöglicht das Schaubergwerk „Büchenberg“ einen ausgezeichneten Einblick in die Lagerstättenverhältnisse der devonischen Eisenerzlager des Mittelharzes und die Gewinnungstechnologie aus der Mitte des 20. Jahrhunderts.

Im Gegensatz zu den zwei Eisenerzgruben hatte die Grube „Einheit“ mit ihrer Sulfiderzproduktion einen



Abb. 15: Blick in einen alten Abbau des Holzbergglagers auf der 5. Sohle in der Grube Braunesumpf bei Hüttenrode.

rund zwanzig Jahre länger anhaltenden Abbaubetrieb. Naturgemäß besaßen zu Beginn der Schwefelkies-Gewinnung die hochqualitativen sedimentären Massivsulfide die wirtschaftlich größte Bedeutung. Nach ihrer weitgehenden Erschöpfung konnten ab dem Jahr 1965 auch die Imprägnationserze in großen Mengen mit hereingewonnen werden. Die Voraussetzungen hierfür schufen die Lösung der Aufbereitungsprobleme und die Inbetriebnahme einer Flotationsanlage. Erst durch die Erzeugung qualitativ befriedigender Pyritkonzentrate gelang es, das gesamte Lagerstättenpotenzial sinnvoll zu nutzen. In den Folgejahren verdoppelte sich die Förderung und erreichte 1971 mit einem maximalen Schwefelinhalt von 56 559 t und einer Produktion von 381 144 t Roherz im Jahr 1973 ihren Höhepunkt (SCHEFFLER 2002). Die Haupterzmenge kam hierbei aus dem Südfeld, das etwa 800 m streichend und in einer Breite von 400 m in Verrieb stand (Firstenkammerbau). Hierbei ist zu beachten, dass Roherze mit einem minimalen Schwei-

Kategorie	Braunesumpf		Büchenberg	
	Roherz (Mio. t)	Fe-Gehalt (%)	Roherz (Mio. t)	Fe-Gehalt (%)
Bilanzvorräte (A-C ₂)	12,4	25,6	38,4	22,1
Außenbilanzvorräte	2,6	13,3	0,3	21,5
Prognostische Vorräte	20,0	k.A.	7,5	k.A.
Gesamt	35,0		46,2	

Tab. 1: Zusammenfassung der Roherz-Vorräte der Reviere Braunesumpf und Büchenberg zum Zeitpunkt der Fördereinstellung nach SCHUST et al. (1985) (Berechnungsgrundlage: die Vorräte liegen im Bereich des Grubengebäudes, 3 km streichend; Büchenberg: 6. Sohle [300 m Teufe] und zur Teufe; Braunesumpf: 9. Sohle [340 m Teufe] bis 15. Sohle [Bohrerkundung]):

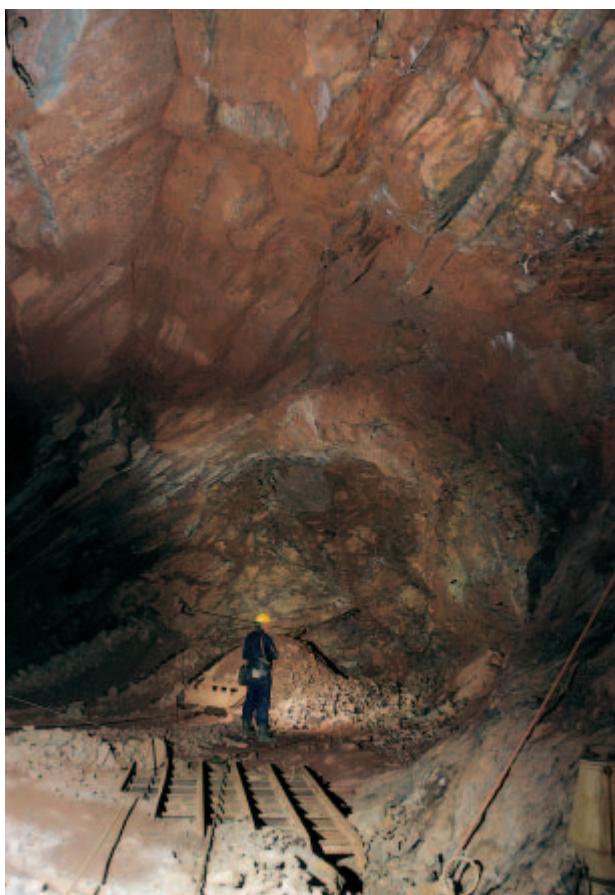


Abb. 16: Schaubergwerk Grube „Büchenberg“. Auf der 1. Sohle steht das steil einfallende Eisenerzlager mit einer Mächtigkeit von etwa sechs Metern an. Das Museum bietet neben der Lagerstättengeologie auch einen guten Einblick in die Abbautechnik (Schräpperabbau) der späten 60er Jahre des vergangenen Jahrhunderts.

felkiesgehalt um 15 % als noch bauwürdig galten. Ab März 1988 begannen ausgedehnte Sucharbeiten im Niveau der 15. Sohle, die erfolglos blieben. Die völlig unwirtschaftliche Schwefelkiesgewinnung konnte unter marktwirtschaftlichen Bedingungen nicht weitergeführt werden. Die Einstellung der Produktion am 1. August 1990 war daher unvermeidlich. Seit dieser Zeit fanden aufwendige Verwahrungs- und Sanierungsarbeiten statt, die in wenigen Jahren zum Abschluss kommen sollen.

Die vielschichtige Problematik dieser Arbeiten und den Stand der intensiven Erkundung der Lagerstätte soll die nachfolgende Zusammenstellung der vorhandenen Grubenräume und sonstigen Aufschlüsse (Bohrungen) verdeutlichen (SCHEFFLER 2002). Nach Einstellung der Förderung waren insgesamt in der Schwefelkiesgrube „Einheit“ etwa

43 000 m Strecken
5 700 m vertikale Grubenbaue, davon
924 m Schächte
aufgefahren.

Für die geologische Vor- und Betriebskundung wurden weiterhin etwa 135 Über Tage-Bohrungen mit insgesamt ca. 30 000 Bohrmetern und etwa 1 000 Untertage-Bohrungen mit insgesamt rund 60 000 Bohrmetern niedergebracht. Nicht eingerechnet sind drei Bohrungen zur Wasserableitung, 40 über tägige Baugrundbohrungen im Karstgebirge und zahlreiche untertägige Hammerbohrungen für die Nahbereichskundung und Abbauführung.

Allein die Summe der Grubenbaue der Aus- und Vorrichtung ergibt ein Hohlraumvolumen von etwa 336 000 m³. Diesem Gesamtvolumen steht im Besucherbergwerk nur noch der winzige Bruchteil von ca. 16 400 m³ Hohlraum zur Besichtigung oder auch der wissenschaftlichen Forschung gegenüber.

In der gesamten Betriebszeit sind rund 13 Mio. t pyrithaltiger Roherze gefördert worden (SCHEFFLER 2002). Angaben zu den noch vorhandenen **Restvorräten** sind nur unter Vorbehalt und summarisch möglich, da nach heutigen Kriterien eine Pyritmineralisation von 7-8 Mio. t mit Schwefelkiesgehalten von 15-20 % keine wirtschaftlich gewinnbare Lagerstätte darstellt. Daran dürfte sich auch in fernerer Zukunft kaum etwas ändern.

Heute wird die Erinnerung an dieses Kapitel Harzer Bergbaugeschichte im seit 1990 bestehenden Besucher- Bergwerk „Drei Kronen und Ehrt“ wach gehalten. Hier besteht für den interessierten Besucher die Möglichkeit, einen Einblick in die Lagerstättenverhältnisse und die früher verwendete Gewinnungstechnik zu erhalten.

7.2 Mittel- und Unterharzer Ganggebiet

Im Mittel- und Unterharz sind zahlreiche Gangmineralisationen bekannt, die z.T. bis in die jüngere Vergangenheit Gegenstand einer lebhaften Gewinnung waren. Hierzu gehören neben wirtschaftlich völlig bedeutungslosen Erzvorkommen, wie z.B. bei Hasserode (s. Kap. 7.6.2) oder Töllerode, die nur wegen ihrer ungewöhnlichen Paragenesen wissen-

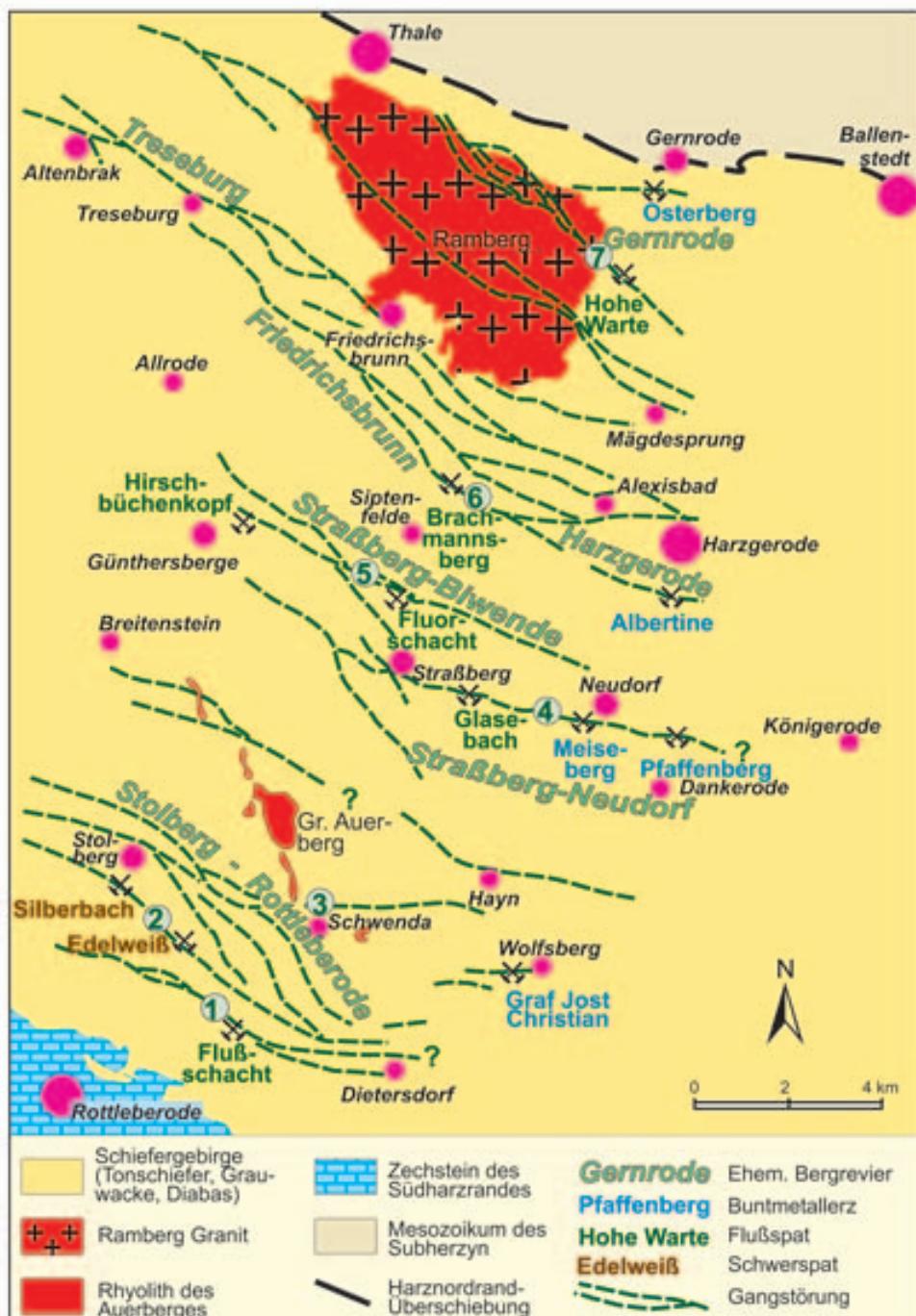


Abb. 17: Das Unterharzer Ganggebiet. Die Gangkarte zeigt stark vereinfacht die Verbreitung der wichtigsten Gangstörungen im Umfeld des Ramberg Granits bis an den Südharzrand. Die Ziffern bezeichnen die Gangstrukturen:
 1 Flußschächter Gangzug,
 2 Silberbach-Louiser Gang,
 3 Schwendaer Gangzug,
 4 Straßberg-Neudorfer Gangzug,
 5 Biwender Gangzug,
 6 Brachmannsberger Gang,
 7 Gangzug Hohe Warte
 (verändert nach WASTERNACK 1989).

schaftliches Interesse gefunden haben, auch echte Lagerstätten, die über Jahrzehnte einen gewinnbringenden Bergbau ermöglichten. Dennoch haben diese Mineralisationen niemals jene wirtschaftliche Bedeutung erlangt, wie sie bis 1992 den Erzgängen des Oberharzes zukam (BUSCHENDORF et al. 1971, STEDINGK & STOPPEL 1993a).

Das Unterharzer Ganggebiet bedeckt eine Fläche von ca. 200 km² (Abb. 17). Hierbei ist eine Verknüpfung der Mineralisationen im Umfeld des

Rambergplutons (sog. Flussspat-Achse, KLAUS 1978; WASTERNACK 1989) mit den thermisch stärker überprägten Nebengesteinen i.W. der Harzgeröder Zone (FRIEDEL et al. 1995) zu beobachten. Die wirtschaftlich wichtigsten Strukturen waren von Süden der

- Flußschächter Gangzug,
- Silberbach-Louiser Gang,
- Straßberg-Neudorfer Gangzug,
- Biwender Gangzug,
- Brachmannsberger Gang und
- Gangzug Hohe Warte bei Gernrode.

7.2.1 Übersicht des Gangerzbergbaus im Mittel- und Unterharz

Am Anfang des hochmittelalterlichen Bergbaus stand wahrscheinlich die Nutzung der weitgestreuten Eisenerzvorkommen. Ab dem 10. Jahrhundert gibt es Hinweise auf den Abbau und die Verhüttung silberhaltiger Erze (Bleiglanz und Fahlerz) in zahlreichen kleinen Gruben um Harzgerode und Neudorf. Erst in der frühen Neuzeit gewannen die Eisenerze wieder zunehmend an Bedeutung (s. Kap. 7.2.4). Ab dem späten 19. Jahrhundert konzentrierte sich der Bergbau auf die Gangartminerale Fluss- und Schwerspat. Schwerspat wurde gewonnen in den Gruben Silberbach und Edelweiß bei Stolberg und auf dem Backöfener Trum des Flusschächter Gangzugs bei Rottleberode. Flussspat förderten in großen Mengen die Grube Fluor auf dem Biwender Gangzug, der Glasebach-Schacht auf dem westlichen Straßberg/Neudorfer Gangzug und die Grube Brachmannsberg bei Siptenfelde. Nordöstlich hier von bestand der Stollenbetrieb der Grube Hohe Warte bei Gernrode. Bedeutendste Flussspatlagerstätte des Harzes war der Flusschächter Gangzug bei Rottleberode im Südteil des Ganggebiets (Abb. 17, 1). Darüber hinaus erlangte meist nur kurzfristig und lokal die Gewinnung von Antimonit, Wolframit, Zinkblende, Kupferkies, Pyrit oder Hämatit und Eisenspat eine gewisse Bedeutung. Außer Betracht sollen hier die kleineren Vorkommen wie Tilkeroode bleiben, die den Harz z.B. um ein Goldvorkommen und die mineralogische Literatur mit seltenen Palladiummineralen und einer komplexen Selenidparagenese bereichert haben (Abb. 18e).

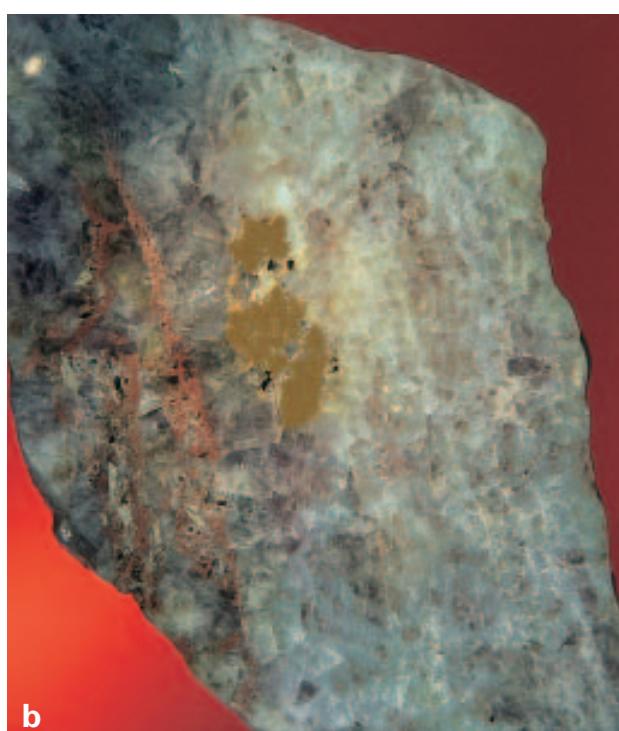


Abb. 18: Erze und Spate aus dem Unterharzer Ganggebiet: **a.** Siderit mit Quarz und Wolframit (Grube Glasebach bei Straßberg, 5. Sohle), **b.** Flussspat mit Hämatitbreccie (Flusschacht bei Rottleberode, 12. Sohle, Südliches Trum), **c.** Sideritkristalle (Grube Meiseberg bei Neudorf), **d.** Fluoritkristall (Flusschacht bei Rottleberode), **e.** Clausthalit in Ankerit mit hämatitisierter Tonschieferbruchstücken (Eskeborner Stollen bei Tilkeroode), **f.** Antimonit (Grube Jost Christian bei Wolfsberg), **g.** Baryt mit Siderit-Trum (Grube Silberbach bei Stolberg).



7.2.2 Paragenesen und Gangausbildung

Auch im Unterharz treten typische hydrothermale Paragenesen auf, deren Gefüge Rückschlüsse auf die relative Abscheidungsfolge ihrer Minerale erlauben bzw. das Schema der Gesamtmineralisation erkennen lassen (Abb. 19). Während die früheren Bearbeiter ein jungpaläozoisches bzw. mesozoisches Mineralisationsalter nur vermuten konnten, können wir heute aufgrund neuer absoluter Altersbestimmungen und im Ergebnis umfassender mikrothermometrischer Untersuchungen einen älteren variszischen (Oberkarbon/Unterrotliegend) und einen jüngeren saxonischen Vererzungszyklus (Mittlerer Jura bis Oberkreide) unterscheiden (LÜDERS et al. 1993, SCHNEIDER et al. 2002).



Die Gangstrukturen im gesamten Harz sind in ihrer heutigen Ausformung das Ergebnis der mehrphasigen mesozoischen Bruchtektonik (LÜDERS et al. 1993). Sie können als Störungslinien bis über zwanzig Kilometer streichender Länge nachgewiesen werden (Abb. 17). Mit wenigen Ausnahmen durchschlagen die Störungen den Gesteinsverband unbe-



Abb. 18h: Bleiglanzkristalle auf Sideritkristallen (Grube Pfaffenberg bei Neudorf; Geosammlungen der TU Clausthal; Foto: A. SCHUSTER, Clausthal-Zellerfeld), Bildbreite ca. 7 cm

Abb. 19: Das vereinfachte paragenetische Schema für den Unterharz weist auf eine stärkere zeitliche und stoffliche Differenzierung der Mineralisation im Vergleich zum Oberharz hin (STEDINGK & STOPPEL 1993b). Kennzeichnend für die Mineralabfolge ist eine Dreiphasigkeit mit dem Auftreten von (wahrscheinlich magmatogenem) Flusspat sowie Wolfram- und Antimon-Erzen in der jung-variszischen Hauptphase I und der mächtigen Fluorit-/Calcit-Mineralisation der Hauptphase III (ergänzt und verändert nach KLAUS 1978). Neuere Datierungen durch SCHNEIDER et al. (2002) zeigen für die saxoni-schen Vererzungen Alter von 226 Ma (Quarz-Sulfid-Abfolge) und 206 Ma (Fluorit-Calcit) an.

Mineral	Mineralisationsabfolgen Mesozoischer Vererzungszyklus		
	Variszisch Hauptphase I [292 Ma]	Hauptphase II [226 Ma]	Hauptphase III [206 Ma]
Bleiglanz		—	—
Zinkblende		—	—
Kupferkies		—	—
Pyrit	—	—	—
Magnetkies	—	—	—
Arsenkies	—	—	—
Antimonit	—	—	—
Fahlerz		—	—
Bournonit/Boul.		—	—
Wolframat	----	—	—
Scheelit		—	—
Zinnstein	—	—	—
Molybdänglanz	—	—	—
Quarz	—	—	—
Hämatit	—	—	—
Kalkspat		—	?
Eisenspat	—	—	—
Flußspat	—	?	—
Schwerspat	—	—	—

einflusst von seinem Interngefüge in vorwiegend herzynischer Richtung (WNW-ESE). Die Verwurfsbeträge sind sehr unterschiedlich. Es überwiegen die Schrägabschiebungen und Blattverschiebungen mit Sprunghöhen bzw. Schubweiten von bis zu mehreren hundert Metern.

Die wirtschaftlich interessanten Mineralisationen des Unterharzes (Biwender-, Straßberg-Neudorfer- und Flußschächter Gangzug) konzentrieren sich an nur wenigen Stellen. In diesen als Reviere bezeichneten Abschnitten treten innerhalb der bis zu mehreren Zehnermetern mächtigen Störungszonen bauwürdige Mineralkörper (Gangmittel) auf. Ihre Dimensionen, d.h. Mächtigkeit, Erstreckung im Streichen und zur Teufe hängen von der Ausbildung des Nebengesteins, dem lokalen Strukturbau und -ganz entscheidend - von der strukturkontrollierenden Gangtektonik ab (FRANZKE & ZERJADTE 1990, 1993, 1999). Generell sind die Gangmittel kompliziert gebaute, unregelmäßig geformte, linsige Körper mit nutzbaren Mineralinhalten von wenigen Zehntausend bis zu einer Millionen Tonnen (Abb. 20).

7.2.3 Genese

Bis weit in die sechziger Jahre des vergangenen Jahrhunderts sah man jegliche Lagerstättenbildung in enger Beziehung zu magmatischen Prozessen. Diese Auffassung diskutierte auch HESEMANN (1930) ausführlich für den "Erzbezirk des Rambergmassives". Mit seinen Vorkommen von Wolfram-, Blei-Zink- und Antimon-Erzen galt das Gebiet um den Ramberg-Pluton lange als ein klassisches Modell für eine thermisch-zonal gegliederte Vererzung um einen zentralen Magmenkörper als Wärme- und Stofflieferanten.

Ab etwa 1965 führte ein neuer wissenschaftlicher Ansatz durch Kombination moderner Verfahren der Geochemie und tektonischer Analyse zu einem vollständigen Bruch mit den früheren Vorstellungen. Das Ergebnis dieser Forschungen schließt heute aus, dass die Hauptmineralisationen des Unterharzes in einem ursächlichen stofflichen und/oder zeitlichen Zusammenhang mit dem Magmatismus am Ende des Erdaltertums steht (LÜDERS et al. 1993, FRIEDRICH & JOCHUM 1995, STEDINGK et al. 1995).

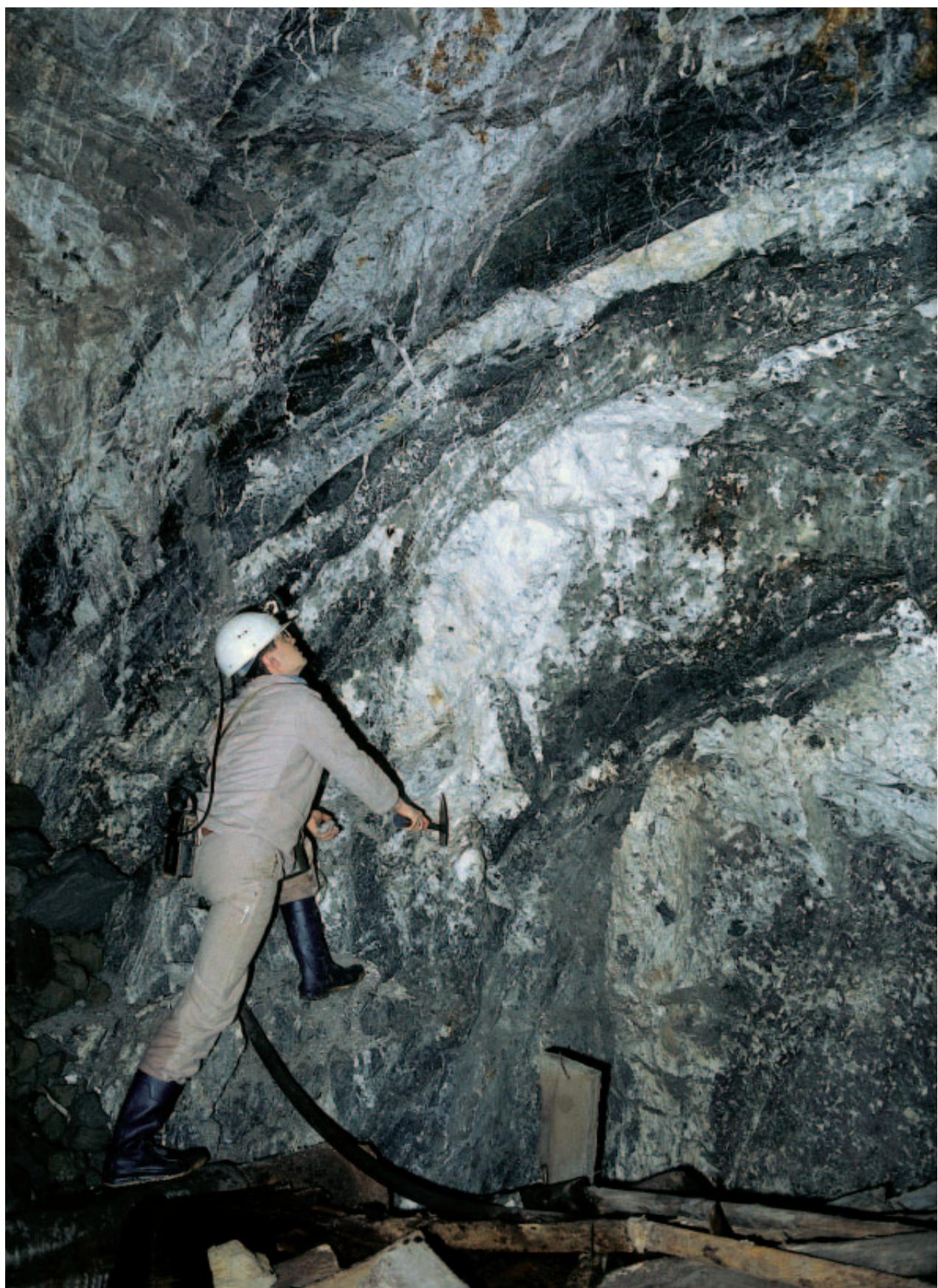


Abb. 20: Ostlinse Grube Fluor bei Straßberg. Das Foto zeigt das östliche Ende der bauwürdigen Spatführung im Biwender Gangzug. Der Liegende Teil des mächtigen Gangmittels besteht aus einer mehrphasig gebildeten Fluorit-Calcit-Quarz-Mineralisation mit dunklen Nebengesteinsbruchstücken (9. Sohle, April 1990).

Diese radikale Revision der zählebigen "alten Lehre" verlangte naturgemäß die Beantwortung der Fragen nach der Herkunft der hydrothermalen Lösungen, dem Transportmechanismus und dem Mineralabsatz in den Mineralgängen. Weiterhin müssen die lagerstättenbildenden Vorgänge zeitlich plausibel den überregionalen geologischen Prozessen zuordenbar sein.

Zusammengefasst besteht heute sehr weitgehende Übereinstimmung darin, dass

- ein erstes partielles Aufreißen der Gangspalten im Anschluss an die Faltung und Intrusion der Granite jungvariszisch (vor rund 300 Millionen Jahren) erfolgte,
- an dieses Ereignis die Fluorit-Greisenbildung (Dachzone des Ramberg-Granits) und die unbedeutenden Wolfram- und Antimon-Vererzungen geknüpft sind,
- sich das Gangnetz zu seinem heutigen Bild während des Jura im Zusammenhang mit dem Zerbrechen des Urkontinents Pangäa und Bildung des Atlantiks ausformte,
- die kontaktmetamorph überprägten Nebengesteine die günstigsten Bedingungen zur Hohlräumschaffung (Spröddeformation) und für den Stoffabsatz boten,
- zwei Haupt-Vererzungereignisse vor ca. 226 Mio. (Quarz-Sulfid) und 206 Mio. (Spate) Jahren stattfanden (SCHNEIDER et al. 2002),
- die Hauptquelle der hydrothermalen Lösungen in tiefliegenden altpaläozoischen oder kristallinen Gesteinsserien zu suchen ist (MÖLLER & LÜDERS 1993) und
- komplexe Lösungs- und Ausfällungsmechanismen zur Mineralbildung führten (AUGUSTIN 1993).

Nach wie vor bleiben trotz intensiver jahrzehntelanger geologischer Erforschung der Unterharzer Mineralgänge zahlreiche Fragen offen. Im Unterschied zum Oberharz gibt es für den Unterharz bis heute keine schlüssige Gesamtinterpretation des tektonischen Bruchmusters und seinen Beziehungen zur räumlichen Verteilung der Mineralisationen. Auch der Einfluss der Lineamenttektonik auf die Lagerstättenbildung muss noch als weitgehend ungeklärt gelten.

7.2.4 Historischer Abriss

Über frühe bergbauliche Aktivitäten im Südharz berichtet die Stolberg'sche Kirchen- und Stadthistorie von 1717:

„Das hiesige Bergwerk muß sehr alt sein, wenn es an der Wahrheit gemäß ist, daß anno 794 der hiesige Landesherr, Herr Otto (Graf Otto zu Stolberg), Herrn Waldemars Bruder, sich in einem alten Bergschacht zu Tode gefallen, ...“ (BRÜNING 1926). Ob dieses Zitat wirklich darauf schließen lässt, dass im Unterharz lange vor der ersten schriftlichen Erwähnung der Erzgewinnung am Rammelsberg bei Goslar (968) bereits Bergbau umging, ist in Fachkreisen umstritten.

Eine Urkunde aus dem Jahr 993 belegt, daß dem Abt Adaldag von Nienburg das Münzrecht für den im Harz gelegenen Ort Hagenrode (Harzgerode) verliehen wurde. Obwohl eine Münzstätte sich hier erst ab dem 17. Jahrhundert nachweisen lässt, gilt diese Urkunde unter den Montanhistorikern als einer der ältesten Hinweise auf mittelalterliche Erzgewinnung im Unterharzer Ganggebiet. Umstritten und ohne Angabe des Wertminerals ist eine urkundlich erwähnte Erzgewinnung bei Neudorf um 1300 (HESEMANN 1930). Im Jahr 1438 wird über die Gründung einer Gewerkschaft nördlich auf dem westlichen Biwender Gangzug von Straßberg berichtet. Ziel dieses Bergbaus war der Abbau von Flussspat, den man als Zuschlag bei der Verhüttung des Kupferschiefers am Südharzrand und im Mansfelder Revier benötigte. Hierbei dürften auch die ersten größeren Bleierzaufschlüsse in diesem Revier erfolgt sein. Vergleichbare Nachrichten über den Bergbau auf dem Flussschächter Gangzug liegen aus dem Jahr 1504 vor. An diese Funde knüpfen sich die Verkündung der Anhaltischen Bergfreiheit (1499) und die Gründung einer Knappschaft (1538).

Bis zur Mitte des 16. Jahrhunderts stand der Bergbau auf silberhaltige Minerale im Vordergrund. Danach gewannen Abbau und Verhüttung von Eisenerzen das Übergewicht. Die Erze kamen dabei aus zahlreichen Kleinvorkommen, die mit Ausnahme der Elbingeröder Eisenerzlager (s. Kap. 7.1) nach heutigen Maßstäben völlig bedeutungslos sind. Der anhaltende wirtschaftliche Aufschwung führte im 16. Jahrhundert zu einer Blütezeit des Berg- und Hüttenwesens im gesamten Harz. Diese frühindu-

striellen Werke waren nur lebensfähig, weil sie aufgrund der schlechten Infrastruktur einen Standortvorteil besaßen und keiner Konkurrenz ausgesetzt waren. Zur Verhüttung der Eisenerze war Flussspat unentbehrlich. Vermutlich fällt in diese Zeit der Beginn der planmäßigen Flussspatgewinnung auf den Unterharzer Gängen. Wegen der territorialen Zersplitterung des Mittel- und Unterharzes in dieser Zeit sind verlässliche Angaben zur Bergbauproduktion nicht möglich.

Eine ausführliche Darstellung der Betriebsverhältnisse von 1690-1903, auf die hier verwiesen werden soll, gibt HESEMANN (1930). Als Folge des 30jährigen Krieges kamen die Bergwerke und Hütten fast vollständig zum Erliegen. Unter dem Vorzeichen einer mercantilistischen Wirtschaftspolitik übernahm ab der Mitte des 18. Jahrhunderts der Staat die Leitung des Bergbaus (Direktionsprinzip). Im Ergebnis der nun straffen Betriebsführung und verbunden mit technischen Verbesserungen entwickelte sich der Bergbau erfolgreich und warf kurzzeitig hohe Gewinne ab. Unterbrochen wurde dieser Aufschwung durch die Napoleonischen Kriege und die darauf folgende Wirtschaftskrise. Deren Überwindung gelang im Zuge der stürmischen Industrialisierung Mitteleuropas. Hiermit verbunden war die Einführung der Dampfkraft und die Verwendung von Steinkohle und Koks in der Hüttenindustrie.

Durch die Anbindung an das neue Eisenbahnnetz verlor die Harzer Montanindustrie ab 1850 ihre bis dahin isolierte Stellung und musste sich im Wettbewerb gegen eine leistungsfähige Konkurrenz behaupten. In diese Zeit fällt ein erhöhter Bedarf an Flussspat u.a. durch die steigende Förderung der Mansfelder Gruben. Für das Schmelzen einer Tonne Kupferschiefer wurden damals ca. 50 kg Flussspat benötigt. Folgerichtig pachtete die 1852 gegründete „Mansfeld'sche Kupferschieferbauende Gewerkschaft“ die Grube Rottleberode von der Grafschaft Stolberg.

Im Unterschied zur Spatgewinnung hatte der Unterharzer Erzbergbau seine Blütezeit in der Mitte des 19. Jahrhunderts bereits überschritten. So führte die Erschöpfung der bauwürdigen Erzvorräte zur Schließung der Neudorfer Gruben im Jahr 1903, nachdem zuletzt nur noch im Restabbau i.W. sideritisches Eisenerz gefördert worden war. Verschiede-

ne Versuche, hier den Bergbau auf sulfidische Erze wieder zu beleben, scheiterten endgültig 1956 (OELSNER et al. 1958).

Einen stetigen Aufschwung erlebte dagegen die Flussspatgewinnung, denn hier gelang es bis weit in das 20. Jahrhundert umfangreiche bauwürdige Vorräte neu zu erschließen (s.u.; Abb. 21). Neben der Eisen- und Stahlindustrie waren zunehmend die chemische Industrie, die aluminium- und die glaserzeugende Industrie wichtige Abnehmer. Nach dem 1. Weltkrieg befanden sich die wichtigsten Lagerstätten in privater Hand. Die Gruben Rottleberode (Mathildenhütte) und Straßberg (Rüttgerswerke, später IG Farben) galten zeitweise als die größten Flussspatgruben der Welt. Hier wurde als technischer Meilenstein 1934 auch eine der ersten Spat-Flotationsanlagen errichtet. Mit Ende des 2. Weltkrieges kam die Produktion in allen Bergwerken zum Erliegen und die Gruben eroffnen.

Noch im Herbst 1945 wurden die Tiefbaue gesümpft und die Förderung wieder aufgenommen und kontinuierlich ausgebaut. 1957 kam es zur Zusammenlegung der Betriebe zum *VEB Harzer Spatgruben*. Hierzu gehörten bis Anfang der 60er Jahre auch die kleineren Schwerspatgruben bei Stolberg (z.B. Silberbach, Edelweiß) und Kelbra (Krummer Weg). Die Schwerspatproduktion auf dem Flussschächter Gangzug (oberhalb der 1. Stollensohle) endete 1964, danach konzentrierte sich der Betrieb völlig auf die Flussspatgewinnung und - aufbereitung. Seit den 60er Jahren hatte sich die Herstellung von Konzentraten für die Hütten- und die chemische Industrie vollständig in die Aufbereitungsanlage am Flussschacht bei Rottleberode verlagert. Da etwa die Hälfte der Endprodukte für den Export in das sogenannte „Nichtsozialistische Wirtschaftsgebiet“ bestimmt war, erwirtschafteten die Gruben auch dringend benötigte Devisen.

Bis weit in die 80er Jahre flossen erhebliche Mittel in die Erkundung und den Aufschluss neuer Vorräte. Erfolgreich verliefen die Arbeiten in Rottleberode mit der Entdeckung des Südlichen Trums. Nach Archivrecherchen und Feldarbeiten (KLAUS 1978) mit anschließender intensiver Bohrkundung nahm man bei Siptenfelde (Brachmannsberg) und im Hagental bei Gernrode (Hohe Warte) zwei bereits

den Alten bekannte Vorkommen neu in Verhieb (Abb. 21). Die Zufunde und Neuaufschlüsse konnten jedoch die Lücke zwischen den hohen Bedarfsforderungen und der abnehmenden Vorratssubstanz nicht schließen. In dieser Zwangslage wurde in zunehmendem Umfang Nachlese in bereits verhauenen Feldesteilen (Alter Mann) in Rottleberode betrieben, deren Aufwand in keinem vernünftigen Verhältnis zum wirtschaftlichen Ergebnis stand. Ebenso problematisch war die Einbeziehung ungünstiger Vorratsteile in die Produktion (z.B. Brachmannsberger Gang mit bis zu 5 % arsenhaltigen Schwermetallsulfiden).

Im Revier Straßberg waren am 30. Juni 1990 die bauwürdigen Vorräte erschöpft bzw. am Brachmannsberg wegen mangelnder Vorrichtung nicht greifbar (Abb. 21). Hier wurden planmäßig Verwahrungs- und Sa-

nierungsarbeiten eingeleitet und bis 1998 zum Abschluss gebracht. In Rottleberode scheiterte der Versuch, tagesnahe Vorräte mit geringem Aufwand zu gewinnen (Abb. 22). Auch hier musste die Flusspatförderung im Oktober 1990 eingestellt und das Bergwerk zum 01. Januar 1991 geschlossen werden. Dieses Datum bildet den Schlusspunkt des mindestens 600jährigen Gangbergbaus im Unterharz.

Einen ausgezeichneten Einblick in die montanhistorischen und lagerstättenkundlichen Verhältnisse der Unterharzer Spatgänge vermittelt heute noch das Bergwerksmuseum Glasebach bei Staßberg. Hier gelang es 1995 engagierten Bürgern mit Unterstützung der Gemeinde, die bunte Welt der Flusspatgewinnung, ihre Technik und bergmännischen Traditionen der Nachwelt zu erhalten.

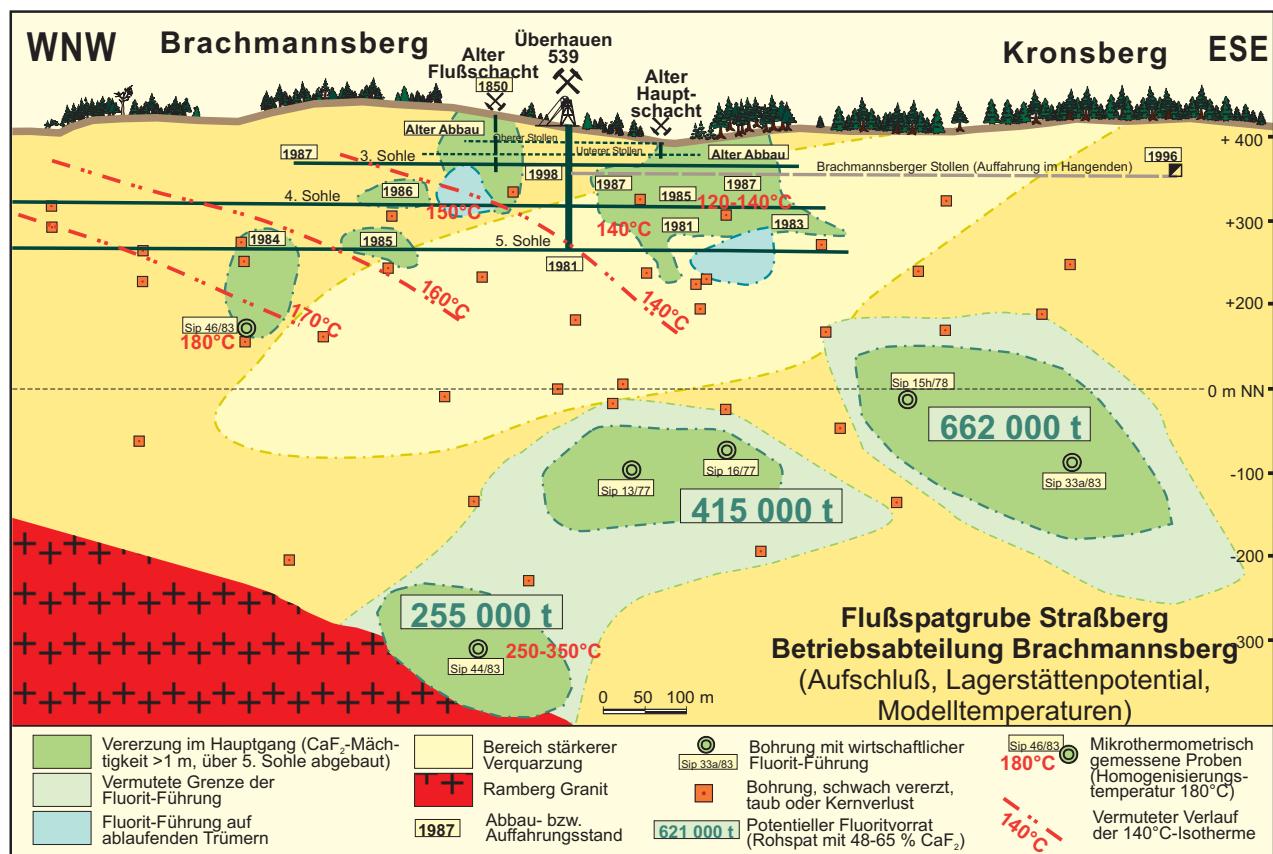


Abb. 21: Seigerriss der Struktur Brachmannsberg bei Siptenfelde. Ihre Erkundung erfolgte systematisch mit zwei Bohrkampagnen. Bis etwa 1980 war der Anschluss zum Flusschacht mit einem Querschlag auf der 5. Sohle hergestellt. Durch das Hauptüberhauen 539 wurde die bauwürdige Mineralisation bis zur 5. Sohle aufgeschlossen und bis in dieses Niveau vollständig abgebaut (1990). Die Bohrergebnisse indizieren eine erhebliche Teufenstreckung der Spatführung mit Restvorräten von rund einer Millionen Tonnen Rohspat. Für den Harz sehr ungewöhnlich ist der Nachweis eines wirtschaftlich interessanten Fluorit-Greisenkörpers in der Dachzone des Ramberg-Granits mit der Bohrung Siptenfelde 44/83.

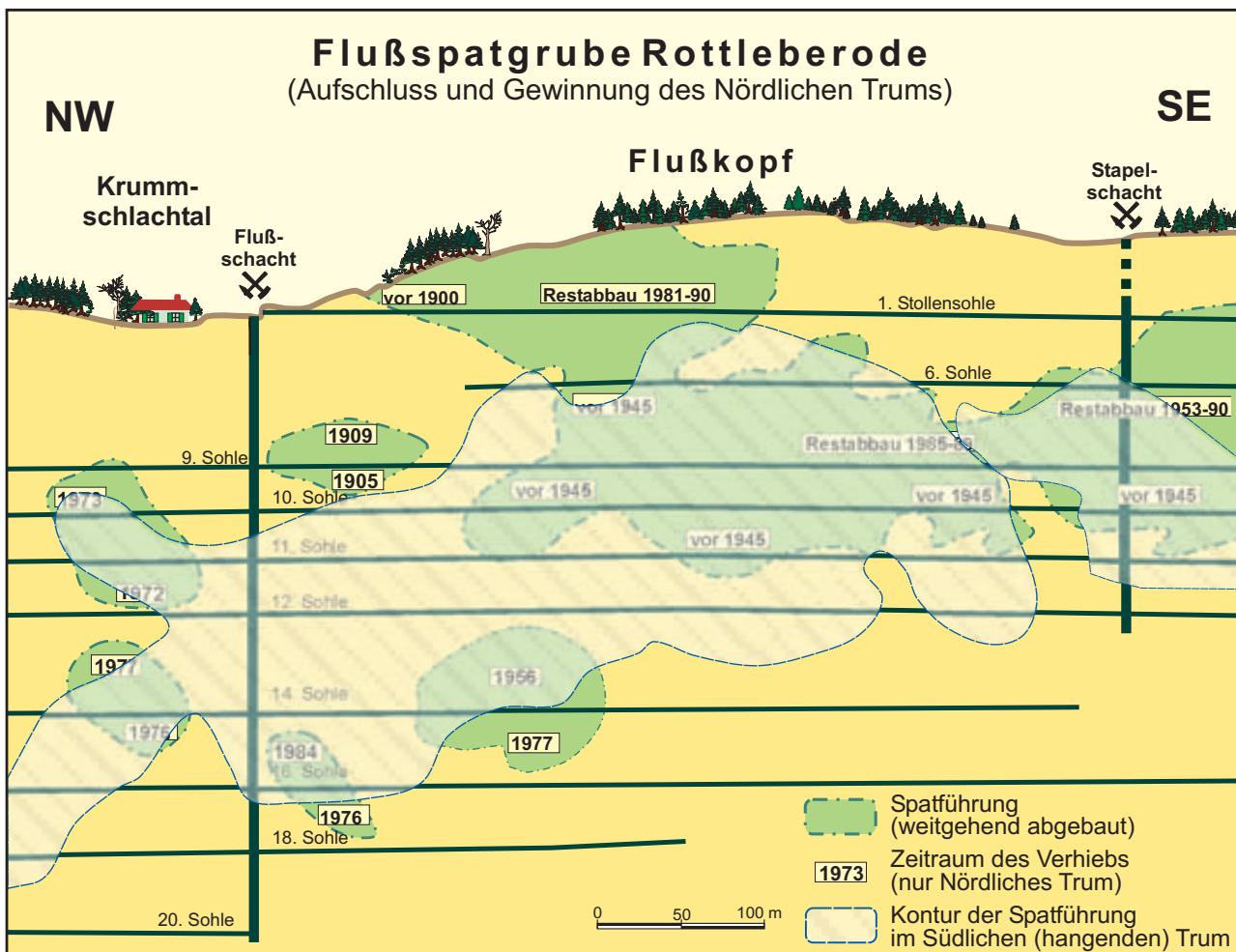


Abb. 22: Flussschächer Gangzug Nördliches Trum. (Seigerriss). An der östlichen Talflanke des Krummschlachtals streicht das Nördliche Trum erzführend zu Tage aus. Die zusammenhängende bauwürdige Spatführung endete etwa im Niveau der 11. Sohle, kleinere Gangmittel wurden noch bis zur 18. Sohle angetroffen. Im Unterschied hierzu war das Südliche (hangende) Trum erst unterhalb der Stollensohle bauwürdig und setzte westlich des Flussschachts unter die 18. Sohle (nach unveröffentlichten Betriebsunterlagen).

7.2.5 Bilanz des Bergbaus und Bewertung des Potenzials

Erze

Im Vergleich zum Oberharz ist die stoffliche Vielfalt der Mineralisationen des Unterharzes deutlich größer, dagegen beträgt die Metallmenge nur einen kleinen Bruchteil der auf den Oberharzer Gängen abgebauten und noch vorhandenen Erze (STEDINGK & STOPPEL 1993a). Auch in der Blütezeit des Erzbergbaus blieben die Roherzförderung und die Erzeugung verkaufsfähiger Metalle hinter der Produktion anderer Reviere (z.B. Freiberg) weit zurück (Oelke 1970, 2002). Hierüber dürfen auch die sporadisch hohen Gewinne einzelner Gruben im 16. und 18. Jahrhundert nicht hinwegtäuschen (HESEMANN 1930). Die Produktion der leistungsstärksten Gruben Meiseberg und Pfaffenberge bei Neudorf

betrug von 1830 bis 1901 rund 24 000 Tonnen Blei und 40,5 Tonnen Silber (OELSNER et al. 1958). Dies entspricht wenigen Monatsförderungen moderner Erzbergwerke. Hier standen also Kleinbetriebe in Förderung, deren Erzvorräte eine Ausweitung der Produktion schon damals nicht erlaubte.

Bis auf geringe Reste müssen die **Erzvorkommen** des Unterharzes als erschöpft gelten. Aussichten, eine nach heutigen Maßstäben bauwürdige Buntmetall-Lagerstätte im unverwitterten Feld neu zu explorieren und zu erschließen, bestehen auch unter optimistischen Annahmen nicht.

Spat

Eine exakte Bilanzierung der Gesamtproduktion ist problematisch, da nur von wenigen der etwa zwanzig ehemals Flussspat erzeugenden Gruben brauch-

bare Zahlen vorliegen. Nach einer vorsichtigen Schätzung ist eine Rohspatförderung von kumuliert 5,4 Millionen Tonnen mit 70-50 % CaF₂ anzunehmen (HEINRICH 1998). Die größten gebauten Gangmittel sowohl in Straßberg als auch Rottleberode hatten dabei allein einen Inhalt von fast einer Million Tonnen Rohspat. Obwohl die in den Lagerstätten anstehenden geologischen Vorräte selten unter 80 % Flussspat enthielten, lagen die CaF₂-Gehalte im Rohspat wegen der hohen Verdünnung im Abbau weitaus niedriger. Hierfür waren neben der Gangmächtigkeit und dem Abbauverfahren die Nebengesteinsverhältnisse von entscheidender Bedeutung. Dieser Tatsache wäre auch bei einem modernen Abbau besondere Aufmerksamkeit zu widmen. Schon aus diesem Grund ist der Bereich Rottleberode wegen der hohen Kosten für einen angepassten Abbau zur Reduzierung der Verdünnung (z.B. abwärtsgeführter Teilsohlenbau mit Versatz) deutlich ungünstiger zu bewerten.

Mit Ausnahme des Brachmannsberger Gangs (Abb. 21), in dem durch Bohrungen noch ein geringer Vorrat bis in eine Teufe von ca. 700 m nachgewiesen wurde, sind in den übrigen abgeworfenen Gruben keine wirtschaftlich gewinnbaren Reserven mehr vorhanden und auch nicht zu erwarten. Allerdings weisen z. B. noch unerkundete Fluorit-Indikationen im Raum Schwenda (pers. Mitt. ZERJADTKE) darauf hin, dass das Spatpotenzial im südlichen Unterharz noch nicht völlig ausgeschöpft ist.

7.3 Mineralisationsanzeichen in der Flechtinger Teilscholle und ihrem nördlichen Vorfeld

7.3.1 Verbreitung, Strukturen und Stoffbestand

Wenig bekannt und nur von wissenschaftlichem Interesse sind die im nördlichen Vorland der Flechtinger Scholle eher zufällig entdeckten Fluorit-Baryt-Mineralisationen (BORSDORF 1976) (Abb. 23). Hier traf eine Reihe von Bohrungen der Erdgaserkundung Gangverzüngungen an, die auf ein erhebliches Potenzial an Hydrothermaliten dieses Raums hindeuten (Abb. 24).

Im Zuge eines Forschungsvorhabens konnten alle nördlich des Harzes niedergebrachten Tiefbohrungen

in eine Recherche zu Verbreitung und Typisierung der hydrothermalen Gangmineralisationen einbezogen werden (STEDINGK & EHLING 1995). Die hierin erstmals vollständig erfassten mehr als fünfzig Vorkommen und Mineralisationsanzeichen im Bereich des Subherzynen Beckens, der Calvörder Scholle sowie der Altmark-Fläming-Scholle werden von Fluorit, Baryt, Calcit, Quarz, Chlorit, Anhydrit, Gips, Hämatit, Pyrit/Markasit und Kupferkies in stark wechselnden Mengenverhältnissen gebildet.

Im Unterschied zu den bekannten Gangerz-Vorkommen des Harzes sind hier Fe-Karbonate eher selten. Charakteristisch ist für die meisten Kluft- und Gangmineralisationen die weite Verbreitung von Gips und Anhydrit. Die Teufen der erbohrten Vorkommen (Kernstrecken) schwanken erheblich. Während im Bereich der Flechtinger Teilscholle die Mineralisationen oberflächennah auftreten, liegen sie im Osten der Calvörder Scholle bereits um 600 m bzw. 2000 m Teufe im Westen. Die tiefsten Fluoritfundpunkte liegen nördlich des Gardelegener Abbruchs in Teufenbereichen von 3 800 bis 4 100 m. Innerhalb des Molassesstockwerks bilden Vulkanite, vor allem aber die klastischen Sedimente des Rotliegenden, die Rahmengesteine der Mineralisationen. Zum hangenden Tafeldeckengebirge nimmt die Mineralisationsintensität signifikant ab. Die Ursache für diesen eindeutigen Befund dürfte im Strukturbau des Präzechsteins und der Barrierewirkung des Zechsteinsalinars für die aufsteigenden mineralisierenden Lösungen zu suchen sein. Neben vereinzelten Vorkommen im Zechsteinkalk sind spurenhafte Mineralisationen noch in Schichten des Keupers und Doggers nachweisbar. Alle im nördlichen Vorfeld bekannten hydrothermalen Gangmineralisationen sind trotz lokal großer Mächtigkeiten wegen ihrer Teufenlage wirtschaftlich bedeutungslos.

7.3.2 Genese

Am Beispiel der lokal vererzten Randstörungen der Scholle von Calvörde kann die strukturelle Position der wichtigsten Mineralisationen verdeutlicht werden. Während der Bewegungen, in deren Verlauf auch die Flechtingen-Roßlauer Scholle herausgehoben wurde, bildeten sich der Haldenslebener und der Gardelegener Abbruch. Der die Calvörder Scholle im Norden begrenzende Haldenslebener



a



b

Abb. 23: Spatmineralisationen in Bohrungen der Altmark. **a.** Bohrung Mellin 8/71; KM 1954,9-1976,6 m; 3,9-4,0 m v. Ko. Grobspätiger Baryt in Rotliegend-Siltstein. Das Nebenstein weist keine Alterationsspuren auf (Länge des Stücks ca. 11 cm). **b.** Bohrung Winkelstede 15/73; KM 3810,7-3823,0; 1,35-1,50 m v. Ko. Bilateral symmetrisches Fluorit-Trüm mit jüngerem Baryt in der Mitte, randlich unveränderter Sandstein des Oberrotliegenden (Länge des Stücks ca. 15 cm).

Abbruch sowie der weiter nördlich verlaufende Gardelegener Abbruch folgen einem älteren Schollenmuster, das im Jura und in der Kreide durch Inversion reaktiviert wurde. Nach SCHRETZENMAYR (1993) treten an beiden Störungen sekundäre bruchtektonische Prozesse (Abschuppungen) auf. Es handelt sich vor allem am Haldenslebener Abbruch um listrische Bruchflächen, die als Abscherungen gedeutet werden können. Er postuliert eine sinistrale Rotation der gesamten Scholle von Calvörde (Abb. 24), was zu einem kompressiven Deformationsregime im Westteil des Haldenslebener Abbruchs führte. Gleichzeitig bilden sich östlich durch Dilatation an konjugierten Bruchstrukturen (listrische Fiederstörungen) Hohlräume für den Absatz hydrothermalen Mineralisationen.

Stark divergente Schollenbewegungen an listrischen Flächen sind im Rhenoherzynikum die wichtigsten Mechanismen bei der Bildung von Gangmineralisationen. Die Vergitterung dieser listrischen Störungen mit tiefreichenden lineamentären Strukturelementen (z.B. Arendsee-Lineament) schafft die Bedingungen für die Mobilisation der hydrothermalen Lösungen (Fluidmigrationszone) und den Stoffabsatz (WEBER 1975, FRANKE 1990 a und b) (Abb. 24). Gefüge und Paragenese der Mineralisationen sprechen für einen mehrphasigen Vererzungsprozess. In die modellhaften Vorstellungen zur Lagerstättengenese fügen sich die neueren Datierungen fossiler Hydrothermalsysteme in diesem Raum mit 205 bis 159 Ma gut ein (BRECHT 1999). Danach kann eine mehrphasige Mineralisation während des Jura angenommen werden, die durch Reaktivierung und Ausformung der Bruchstrukturen und die Barrierefunktion des Zechsteinsalinars kontrolliert wurde (Abb. 25). Ein Vergleich dieser Datierungen mit den Messungen im Unterharzer Ganggebiet (SCHNEIDER et al. 2002; s. Kap. 7.2) weist auf die großräumige Wirksamkeit eines lineamentär kontrollierten Fluidsystems hin, das in beiden Regionen gleichzeitig zur Bildung niedrigthermaler und mächtiger Spatakkumulationen führte. Die beschriebenen Unterschiede im Stoffbestand lassen sich zwangsläufig mit der unterschiedlichen Lithologie der potenziellen Liefergesteine – Phyllite im Unterharz und Vulkanite innerhalb und nördlich der Flechtinger Teilscholle – erklären.

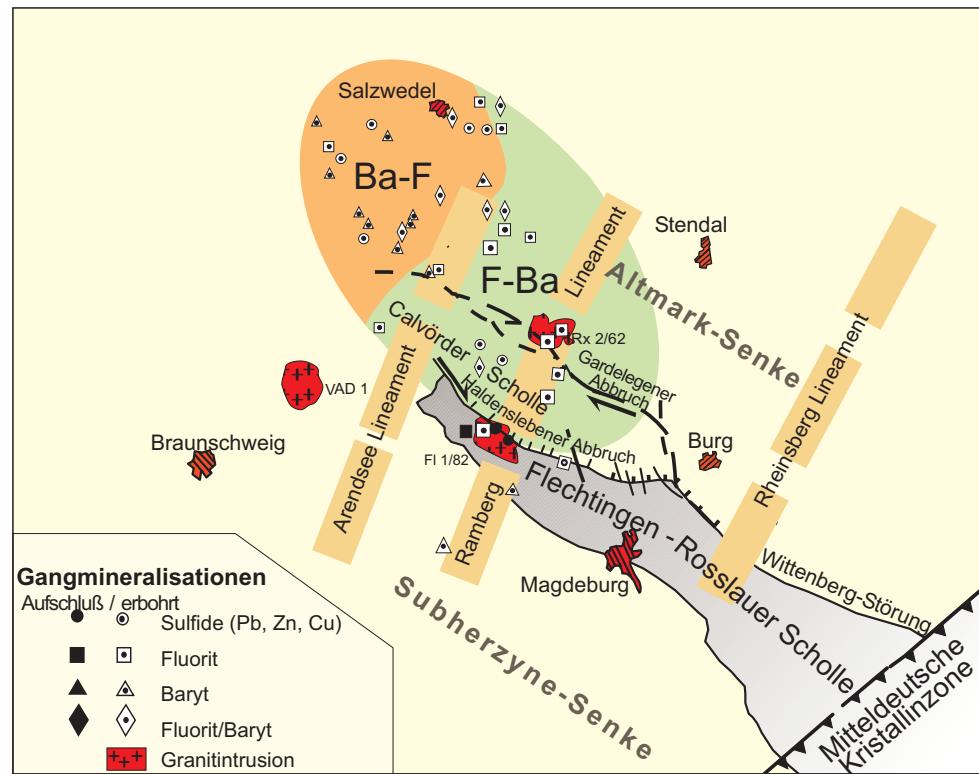


Abb. 24: Verteilung hydrothermaler Mineralisationen und Mineralisationsanzeichen im nördlichen Vorfeld der Flechtinger Teilscholle. Nach SCHRETZENMAYR (1993) ist die Bruchtektonik nördlich der Flechtinger Teilscholle durch listrische Störungen charakterisiert, an denen Schollenrotationen und Abschuppungen stattfanden. Durch dieses Block-faulting bildeten sich Hohlräume für den Absatz hydrothermaler Mineralisationen. Wie im Harz zeigt auch hier die Mineralisation eine deutliche Differenzierung in einen nordwestlichen Baryt-betonten und einen südöstlichen Fluorit-dominierten Bereich. Bohrungen, die in diesem Raum Granitintrusionen nachgewiesen haben sind: VAD – Velpre-Asse Devon I, Rx – Roxförde 2/62 und FI – Flechtingen 1/82 (verändert nach STEDINGK & EHLING 1995).

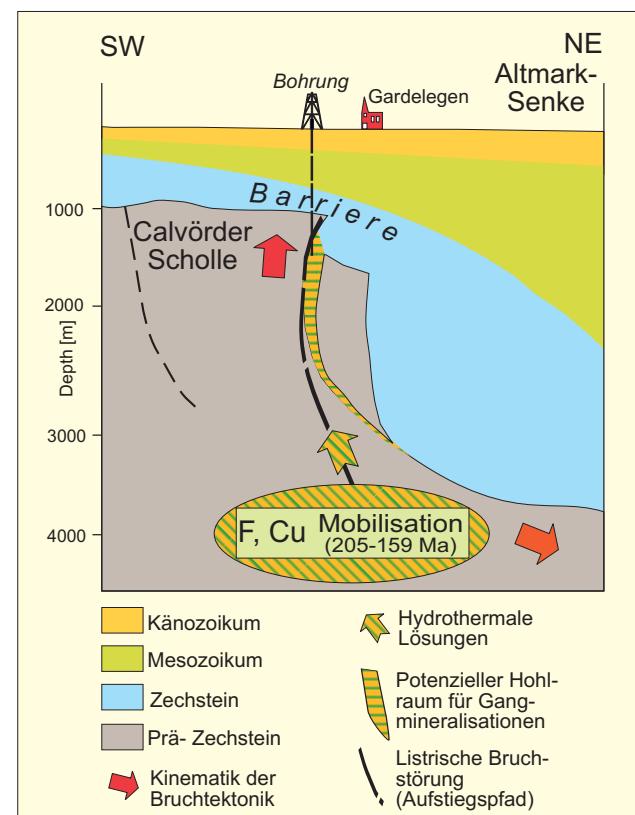


Abb. 25: Modellhafte Darstellung der Spatgenese im Bereich der Flechtinger und Calvörder Scholle. Der Vergleich mit den Befunden im Unterharz spricht dafür, dass hier eine zweiphasige und postmagmatische Stoffmobilisation zur Bildung der Fluoritvorkommen in den Oberrotliegend-Sedimenten führte. (Bruchtektonik verändert nach SCHRETZENMAYR 1993).



Abb. 26: Aufschluss des Kupferschieferflözes im Freieslebenschächter Flözgraben. Hier steht eine zinkreiche Vererzung an. Der Hammer markiert den Grenzbereich Weißliegendes / Feine und Grobe Lette.

7.4 Die Vererzung an der Zechsteinbasis (Typ Kupferschiefer)

Nach Abschluss der gesamten Kupferschiefererkundung und Schließung auch der letzten Kupferschiefergruben im Sangerhäuser Revier (1990) wurden alle Aufschlussdaten erstmalig zusammengefasst. Ihren Niederschlag hat diese Auswertung u.a. in zwei Kartendarstellungen gefunden. Es sind dies die „Geologisch-montanhistorische Karte der Reviere Mansfeld und Sangerhausen“ im Maßstab 1 : 50 000 (Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt 2000) und die „Karte der tiefliegenden und Energierohstoffe“ im Übersichtsmaßstab 1 : 400 000, Blatt I Erze und Spate (Landesamt für Geologie und Berg-

wesen Sachsen-Anhalt i. Vorb.). Auf die Existenz dieser Karten soll hier nachdrücklich hingewiesen werden, da sie das Verständnis der folgenden Ausführungen wesentlich erleichtern.

7.4.1 Die Mineralisation

Der Kupferschiefer ist der erste durchgehende marine Horizont über der variszischen Molasse. Er bildet die Basis der ersten Sedimentfolge des Zechsteins (Werra-Folge). Im Kupferschiefer, einer 0,2 bis 0,4 Meter mächtigen feingeschichteten, kohlig-bituminösen, sulfidführenden Tonmergel- bis Mergelstein-Folge, die sich im gesamten Ablagerungsge-

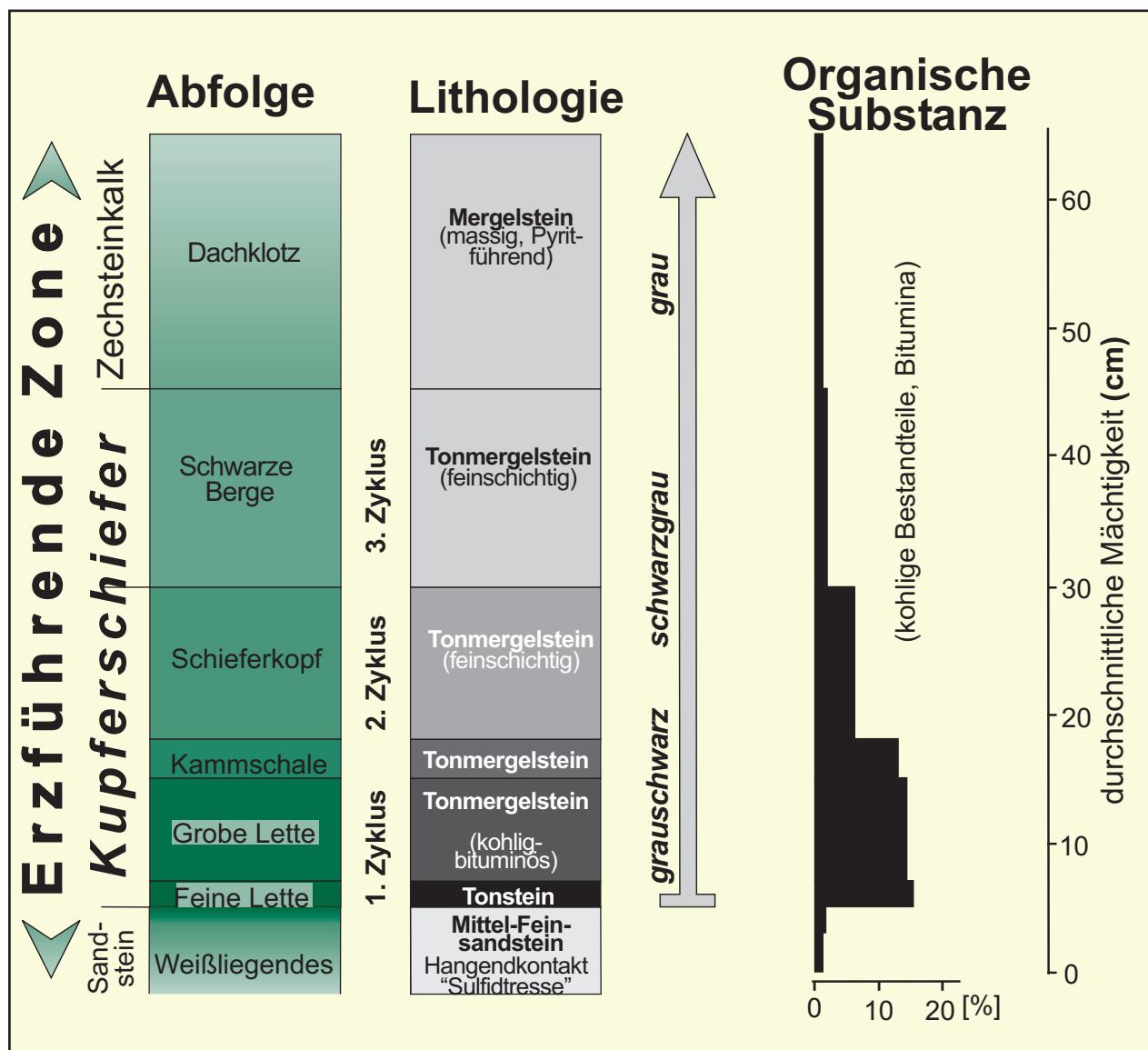


Abb. 27: Abfolge und Lithologie der erzführenden Zone an der Zechsteinbasis. Die Mineralisation umfasst auch die Gesteinsfolgen unmittelbar am Liegenden und Hangenden des Kupferschieferflözes. Die Farbgebung in der Abfolge entspricht angenähert der Metallverteilung in erzführenden Zonen.

Mineral	Assoziation (Mineralisationstyp)									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Hämatit	■									
Magnetit		■								
Chalkosin (Kupferglanz)	■		■	■	■					
Neodigenit	■			■	■					
Covellin	■	■	■	■	■					
Idait		■	■				■			
Bornit (Buntkupferkies)	■			■	■					
Chalkopyrit (Kupferkies)	■	■		■	■	■	■	■		
Galenit (Bleiglanz)	■			■	■					
Sphalerit (Zinkblende)	■			■	■	■	■	■		
Pyrit / Markasit	■		■	■	■	■	■	■		
Pyrrhotin (Magnetkies)								■		
Arsenopyrit (Arsenkies)										
Tenantit	■					■				
Enargit					■	■	■			
Stromeyerit			■							
ged. Silber			■							
Linneit						■				
Millerit						■				
Bravoit					■					
 Haupt-komponente Neben-komponente Untergeordnet oder in Spuren vorhanden										
1 Hämatit - Typ 2 Covellin - Idait - Typ 3 Chalkosin-Typ 4 Bornit - Chalkosin-Typ 5 Bornit - Typ 6 Bornit - Chalkopyrit - Typ 7 Chalkopyrit - Pyrit - Typ 8 Galenit - Sphalerit - Chalkopyrit - Typ 9 Galenit - Sphalerit - Typ 10 Pyrit - Typ										

Abb. 28: Die Erzmineralassoziationen an der Zechsteinbasis. (ergänzt nach RENTZSCH & KNITZSCHKE 1968).

biet in drei weiträumig parallelisierbare Kleinzyklen untergliedern lässt (Abb. 26 und 27), sind die wichtigsten Sulfidminerale Bornit (Buntkupferkies, Cu_5FeS_4), Chalkopyrit (Kupferkies, CuFeS_2), Chalkosin (Kupferglanz, Cu_2S), Covellin (CuS) Tenantit (Arsenfahlerz, $\text{Cu}_3\text{AsS}_{3,25}$), Galenit (Bleiglanz, PbS), Sphalerit (Zinkblende, ZnS), Pyrit und Markasit (Schwefelkies, FeS_2) enthalten. Wo rotfarbene Zechsteinbasis-sedimente (Fazies der Roten Fäule) auftreten, feh-

len Buntmetallsulfide weitgehend und es tritt Hämatit auf. Diese sapropelitischen (reduzierenden) als auch oxidierenden Abscheidungsbedingungen für die Buntmetalle führten so zu einer entsprechend deutlichen Differenzierung der Erzmineralassoziationen an der Zechsteinbasis (JUNG et al. 1971).

Es werden zehn Erzmineralassoziationen unterschieden (Abb. 28). Der Hämatit-Typ ist ausschließ-

lich an die Rote Fäule gebunden. Covellin-Idait-Typ, Chalkosin-Typ, Bornit-Chalkosin-Typ und z.T. auch der Bornit-Typ sind im Einflussbereich der Roten Fäule, d.h. in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft vorhanden. Bornit-Typ, Bornit-Chalkopyrit-Typ und Chalkopyrit-Typ kommen auch Rote Fäule fern vor. Bei Blei- und Zink-Vormacht dominieren Galenit- und Sphalerit-reiche Assoziationen. In buntmetallarmen Erzmineralassoziationen herrscht Pyrit vor. Von einem Pyrit-Typ spricht man dann, wenn der Eisen-Gehalt > 75 % der Summe Fe+Cu+Pb+Zn ist. Die untergeordnet vorhandenen Buntmetallsulfide können in diesem Typ sowohl Kupfer- als auch Blei- oder Zink-Vormacht aufweisen (RENTZSCH & KNITZSCHKE. 1968).

7.4.2 Teufenlage und Metallverteilung

In Sachsen-Anhalt und seinem Umfeld reicht die Teufenlage der Zechsteinbasis von den über NN gelegenen Ausbissen am Rand der Mittelgebirge in der Thüringer Senke bis zu 1900 m unter NN (südwestlich der Finnestörung), am W-Rand der Subherzynen Senke bis zu ≥ 4000 m unter NN (nordwestlich Braunschweig) und in der Mitteleuropäischen Senke bis zu ca. 5000 m unter NN (bei Pritzwalk). Bei der Suche und Erkundung von Kupferlagerstätten auf dem Gebiet der ehemaligen DDR wurde ausschließlich nach bergmännischen Gesichtspunkten vorgegangen. Schwerpunktmaßige Bohrerkundung erfolgte daher z.B. im weiteren Raum Bernburg und im Sangerhäuser Revier im Bereich der Finnestörung bis zu ca. 1200 m unter NN. Die im Folgenden dargestellte prognostische Bewertung der Metallführung der Zechsteinbasis umfasst den gesamten Bereich von Sachsen-Anhalt mit Zechsteinverbreitung.

Die regionale strukturelle Kontrolle der Kupfer-Erföhrung in der erzführenden Zone durch den Grenzbereich Saxothuringikum / Rhenoherzynikum (Mitteleuropäische Kristallinzone-Variszische Sutur-Nördliche Phyllitzone) ist seit langem bekannt (KAUTSCH 1942, RENTZSCH & FRANZKE 1997). Die hier liegenden Kupfer-Anreicherungen und Lagerstätten von Richelsdorf in Hessen (MESSER 1955), des SE-Harzvorlandes, von Südbrandenburg, der Niederlausitz und Niederschlesien werden als Mitteleuropäischer Kupfergürtel bezeichnet.

Im größten Teil des Verbreitungsgebietes liegt die in der erzführenden Zone vorhandene Kupfermenge deutlich unter 2 kg/m^2 . Das gilt besonders für das Gebiet der Mitteleuropäischen Senke nördlich der Flechtingen-Roßlauer Scholle, den W-Teil der Subherzynen Senke, für Gebiete über großen Teilen der Saale-Senke, der Schwarzburger Schwelle und des Ilfelder Beckens. Stärkere Anreicherungen ($>2 \text{ kg/m}^2$ Kupfer) in der erzführenden Zone sind strukturell kontrolliert. In der Mitteleuropäischen Senke zeigt sich das sehr deutlich im Bereich des Arendsee-Lineaments und am Rheinsberg-Lineament (s. Abb. 24). Im E-Teil der Subherzynen-Senke sind Anomalien nordöstlich des Allertal-Grabens und im Bereich des Rheinsberg-Lineaments beobachtet worden. An diesem Lineament steigen die Kupfermengen im Gebiet von Aderstedt-Bernburg bis $>10 \text{ kg/m}^2$ an. An kreuzenden NW-SE-Strukturen werden 20 kg/m^2 Kupfer erreicht (Bhrg. Aderstedt 13). Am E-Rand der Subherzynen Senke erreicht in der Edderitzer Teilsenke die Kupfermenge mit 32 kg/m^2 unmittelbar vor dem NW-Rand der Mitteleuropäischen Kristallinzone (Variszische Sutur) ihr lokales Maximum.

Im SE-Harzvorland kontrollieren die Kreuzungsbereiche der Mitteleuropäischen Kristallinzone und der Nördlichen Phyllitzone mit dem SSW-NNE-streichenden Rheinsberg-Lineament die Kupferanreicherungen. Die größten Kupferkonzentrationen sind dort vorhanden, wo lineamentäre Strukturen einen Molassetrog 1. Ordnung (Saale Senke), der parallel zu den Varisziden streicht, schneiden. Zusätzlich wird die flächenhafte Kupferverteilung noch durch Kreuzungsbereiche von NW-SE- und SW-NE streichenden Tiefenbrüchen kontrolliert. Dadurch haben die Finnestörung (NW-SE) und die Hornburger Tiefenstörung (SW-NE) und ihre Parallelstörungen einen entscheidenden Einfluss auf die Kupferverteilung an der Zechsteinbasis.

Im bergmännisch erkundeten Lagerstättengebiet des SE-Harzvorlandes werden die Gebiete mit $>2 \text{ kg/m}^2$ Kupfer in der erzführenden Zone deutlich durch SW-NE- und NW-SE-streichende Störungen und deren Kreuzungsbereich mit dem auslaufenden NNE-SSW-streichenden Rheinsberg-Lineament kontrolliert. In den Lagerstättenrevieren von Mansfeld und Sangerhausen sind im Kreuzungsbereich der genannten Strukturen am Rand der vertaubten, d.h. nahezu kupferfreien Roten Fäule lokal bis zu

100 kg/m² über dem NW-Rand der permisosischen Saale Senke zu beobachten. Besonders deutlich wird die strukturelle Kontrolle der Vererzung im Sangerhäuser Revier, wo das Auftreten von Kupfermengen >20 kg/m² südöstlich durch die Hornburger-Tiefenstörung und südwestlich durch die Finne-Störung begrenzt wird. Nur im Bereich der Hermundurischen Scholle (zwischen Finnestörung und Kyffhäuser-Nordrandstörung) überschreiten Kupfermengen von > 20 kg/m² die Hornburger Tiefenstörung nach SE. Die Kupferanreicherungen des SE-Harzvorlandes befinden sich über dem NW-Rand der Mitteleuropäischen Kristallinzone. Auf 191 km² Lagerstättenfläche wurden insgesamt 3,752 Mio. t (KNITZSCHKE 1995) konzentriert, das heißt, dass die durchschnittliche Kupfermenge hier bei 19,6 kg/m² lag. An dem zwischen Gera und südlich Leipzig gelegenen E-Rand des Kupferschieferverbreitungsgebietes werden nordöstlich der SE-Fortsetzung der Finnestörung Kupfermengen zwischen 2 kg/m² und <10 kg/m² erreicht.

Zwischen Lutherstadt Wittenberg, Jüterbog und Luckenwalde verläuft die westliche Umrandung des mit ca. 12 000 km² größten Rote Fäule-Gebietes von Südbrandenburg-Niederschlesien, an dessen Rändern vor allem in SW-Polen die größten Kupfer-Anreicherungen des Kupferschieferverbreitungsgebietes auftreten. Südöstlich Jüterbog keilt der Kupferschiefer am Rand der Rote Fäule auf einer ausgedehnten Sandbarre aus. Wo der Kupferschiefer vorhanden ist, tritt am Rand der Rote Fäule ein 1-2 km breiter kupferreicher Saum auf (Bhrg. Dahme 2 mit 41,0 kg/m² Kupfer). Weiter entfernt vom Rand der Rote Fäule sind über der flachen Oberrotliegendsenke von Kolochau 2-13,4 kg/m² Kupfer vorhanden. Die genannten Kupfer-Anreicherungen überlagern auch hier die Mitteleuropäische Kristallinzone.

7.4.3 Summe der Buntmetalle (Σ Cu + Pb + Zn)

Besser als die Darstellung der Kupfer-Verteilung verdeutlicht Abb. 29 mit der Summe der Buntmetalle die allgemeinen regionalen Gesetzmäßigkeiten der Metallverteilung (RENTZSCH 1994). Stark erhöhte Buntmetallmengen von ≥ 20 kg/m² Cu + Pb + Zn treten im allgemeinen in einem 50-150 km breiten Streifen am S-Rand des Kupferschieferverbreitungsges

gebietes über dem Variszikum auf. Fast immer finden sich die höchsten Buntmetallmengen über Rotliegendtrögen. Im Bereich von Sachsen-Anhalt sind das die Saale Senke, der NE-Teil der Subherzynen Senke und ein Teil des Ilfelder Beckens. Die kupferreichen Säume am Rand der Roten Fäule mit ihren nur lokal vorhandenen extremen Metallmengen (~100 kg/m² Kupfer) fallen im regionalen Bild der Metallverteilung des Lagerstättengebiets im SE-Harzvorland in der kleinmaßstäblichen Darstellung nicht mehr auf. Lediglich am Rand des erwähnten großen Rote Fäule-Gebietes von Südbrandenburg ist der kupferreiche Saum wegen der nur geringen Buntmetallmengen in der weiteren Umgebung gut erkennbar. In großen Teilen der Mitteleuropäischen Senke sind im allgemeinen Gesamtbuntmetallmengen von < 5 kg/m² Cu + Pb + Zn in der erzführenden Zone vorhanden. Im Kartengebiet steigen sie nur im Bereich der Altmarkschwelle und in der Umgebung des Arendsee-Lineaments auf bis zu 10 kg/m² Cu + Pb + Zn an, die nur lokal geringfügig überschritten werden.

7.4.4 Gesetzmäßigkeiten der Buntmetall- und Erzmineralverteilung (Zonalität und strukturelle Kontrolle)

Die vertikale und laterale Zonalität der Buntmetallverteilung in der erzführenden Zone wird seit Jahrzehnten intensiv erforscht (GERLACH 1989). Ihre exakte Kenntnis ist nach wie vor bei der erfolgreichen Prognose, Suche und Erkundung der Kupferlagerstätten an der Zechsteinbasis von entscheidender Bedeutung. Die in der Abb. 30 dargestellten Metalltypen (Cu-, Pb- und Zn-Typ) wurden durch die Berechnung des prozentual vorherrschenden Metalls an der Σ Cu + Pb + Zn in der erzführenden Zone ermittelt, unabhängig davon, wie hoch die Gehalte der Metalle sind. Diese Berechnung erfolgte nur für die Gebiete, in denen der Kupferschiefer sapropelitisch ausgebildet ist. Die Gebiete mit rotfarbenen Zechsteinbasissedimenten sind als Rote Fäule-Typ kartiert.

Die im Lagerstättengebiet des SE-Harzvorlandes deutlich erkennbare Zonalität Fe^{3+} (Rote Fäule) + Cu + Pb + Zn wird bei gerichteter vertikaler und lateraler Metallzufuhr durch Fällung der Metallsulfide bei Sulfidionenunderschuss in der Reihenfolge der Löslichkeitsprodukte ($K_{\text{Cu}_2\text{S}} 10^{-50}$; $K_{\text{LPbS}} 10^{-28}$; $K_{\text{LZnS}} 10^{-25}$)

erzeugt. Der Blei-Typ schiebt sich nur lokal zwischen Kupfer- und Zink-Typ ein (Abb. 31). Das ist im Lagerstättengebiet dort der Fall, wo überdurchschnittlich bleireiche Tiefenwässer aufstiegen. Beispiele sind das über der verdeckten variszischen Sutur (NW-Rand der Mitteleuropäische Kristallinzone) gelegene Sangerhäuser Westfeld und der E-Teil der Edderitzer Teilsenke.

Buntmetallarme Bereiche (Mitteleuropäische Senke, Teile der Subherzynen Senke, über der Unterharz Schwelle, der Langensalza-Kyffhäuser Schwelle und Teilen der Schwarzenburger Schwelle) werden als Pyritmineralisationstyp (mit Kupfer-, Blei- oder Zink-Vormacht im geringen Buntmetallanteil) dargestellt (Abb. 30).

7.4.5 Genese der Buntmetallmineralisation vom Typ Kupferschiefer

Die Bildung der Mineralisation vom Typ Kupferschiefer ist an die Hauptabsenkungsphase der Mitteleuropäischen Senke zwischen höherem Oberrotliegenden und Buntsandstein gebunden. Die Sulfidmineralisation an der Zechsteinbasis erfolgte polystadial in den Stadien Syngene, Frühdiagenese, Spätdiagenese und Epigenese.

Syngenetisches Stadium:

Nach der Ingression des Zechsteinmeeres wurden im Zusammenhang mit der Ablagerung des sapropelitischen Kupferschiefers in der H_2S -Zone Pyrit und Spuren von Buntmetallsulfiden gebildet.

Frühdiagenetisches Stadium:

Im Zusammenhang mit der schnellen Absenkung des Zechsteinbeckens kam es zum strukturell kontrollierten Aufstieg der Formationswässer der permisisischen Molassesenken und von Basement-Brines. An der H_2S -Barriere des Kupferschiefers wurden zonal um die Lösungsaufstiegszentren herum Cu-Fe-, Pb-, Zn- und weitere Fe-Sulfide gefällt. Die weiträumige regionale Zonalität dieses wichtigsten Mineralisationsstadiums ist nur bei frühdiagenetischer lateraler Lösungsmigration im Kupferschiefer mit noch hohem Porenwassergehalt möglich.

Früh- bis spätdiagenetisches Stadium (Reicherze):

In einzelnen Gebieten, die seit dem höheren Oberrotliegenden relative Hebungsgebiete darstellen und in denen in den Zechsteinbasissedimenten eine höhere Sedimentationsenergie und höherer Fossilreichtum nachweisbar sind, stiegen strukturell kontrolliert O_2 -haltige Na-Ca-Cl-Brines mit unterschiedlichen Buntmetallkonzentrationen auf. Im Zuge ihrer lateralen Ausbreitung an der Zechsteinbasis oxidierten sie den in der Umgebung der o. g. Gebiete mit Flachwasserfazies (z.B. Sandbarren) in Sapropelfazies frühdiagenetisch mineralisierten Kupferschiefer unter Bildung der Roten Fäule.

In den Bereichen vor allem spätdiagenetischer Stoffzufuhr bildeten die durch die diagenetische Schichtoxidation buntmetallangereicherten Lösungen an der Redoxgrenze in der erzführenden Zone Eisen-arme sulfidische Kupfer-Silber-Reicherzassoziationen (diagenetische Zementation). Diese laterale diagenetische Ausdehnung der Roten Fäule führte zu dem diskordanten Auftreten der Kupfer-Silber-Reicherzkörper in der erzführenden Zone. Zahlreiche mineralogisch-geochemische und organogeochimische Kriterien belegen dieses vor allem spätdiagenetische Bildungsstadium der eigentlichen räumlich eng begrenzten Kupfer-Silber-Lagerstätten. Wo keine spätdiagenetische Stoffzufuhr erfolgte, verdrängten die Cu-Fe-, Pb- und Zn-Sulfide nur die diagenetisch rekristallisierten Karbonate und den syngenetisch bis frühdiagenetisch gebildeten Pyrit. Jüngste Sulfidbildungen dieses Stadiums erfolgten in spätdiagenetischen Klüften und Suturen.

Epigenetisches Stadium:

Die an postvariszische Störungen gebundenen Gangmineralisationen (Mansfelder Rücken) und Kupfer-angereicherte Metasomatosezonen im Bereich der Zechsteinbasis gehören dem mesozoischen Mineralisationszyklus an. Diese epigenetischen Mineralisationen führten zu lokalen Umlagerungen und Anreicherungen in der erzführenden Zone, die jedoch das regionale Bild der Zechsteinbasismineralisation nicht beeinflussten.

Eingehende Untersuchungen der kluftgebundenen Vererzungen durch GERLACH (1986) wiesen nachstehende Mineralisationsabfolge nach:

1. Ankeritisch-calcitische Fe-Mn-Folge,
2. Calcitisch-anhydritische Sulfid-Folge,

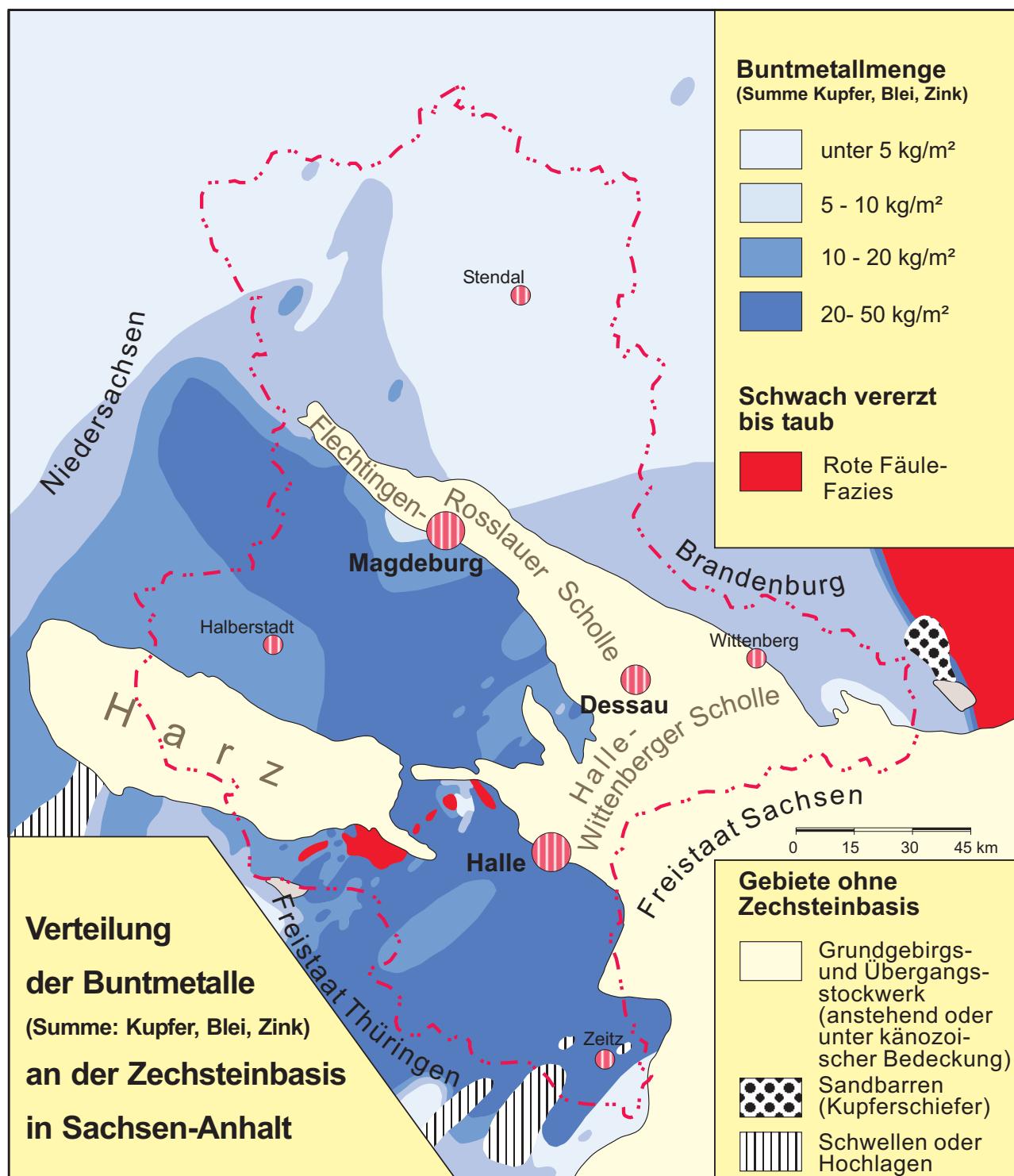


Abb. 29: Übersichtskarte der Verteilung der Gesamtmetallmenge (Summe Cu + Pb + Zn) an der Zechsteinbasis. Mit Metallschüttungen von über 50 kg/m² in der Subherzynen Senke und im Südteil Sachsen-Anhalts beinhaltet die Zechsteinbasis eine erhebliche Buntmetallanreicherung. Zu beachten ist allerdings, dass die Erkundung hier zum größten Teil kupferarme "Zinkschiefer" nachwies.

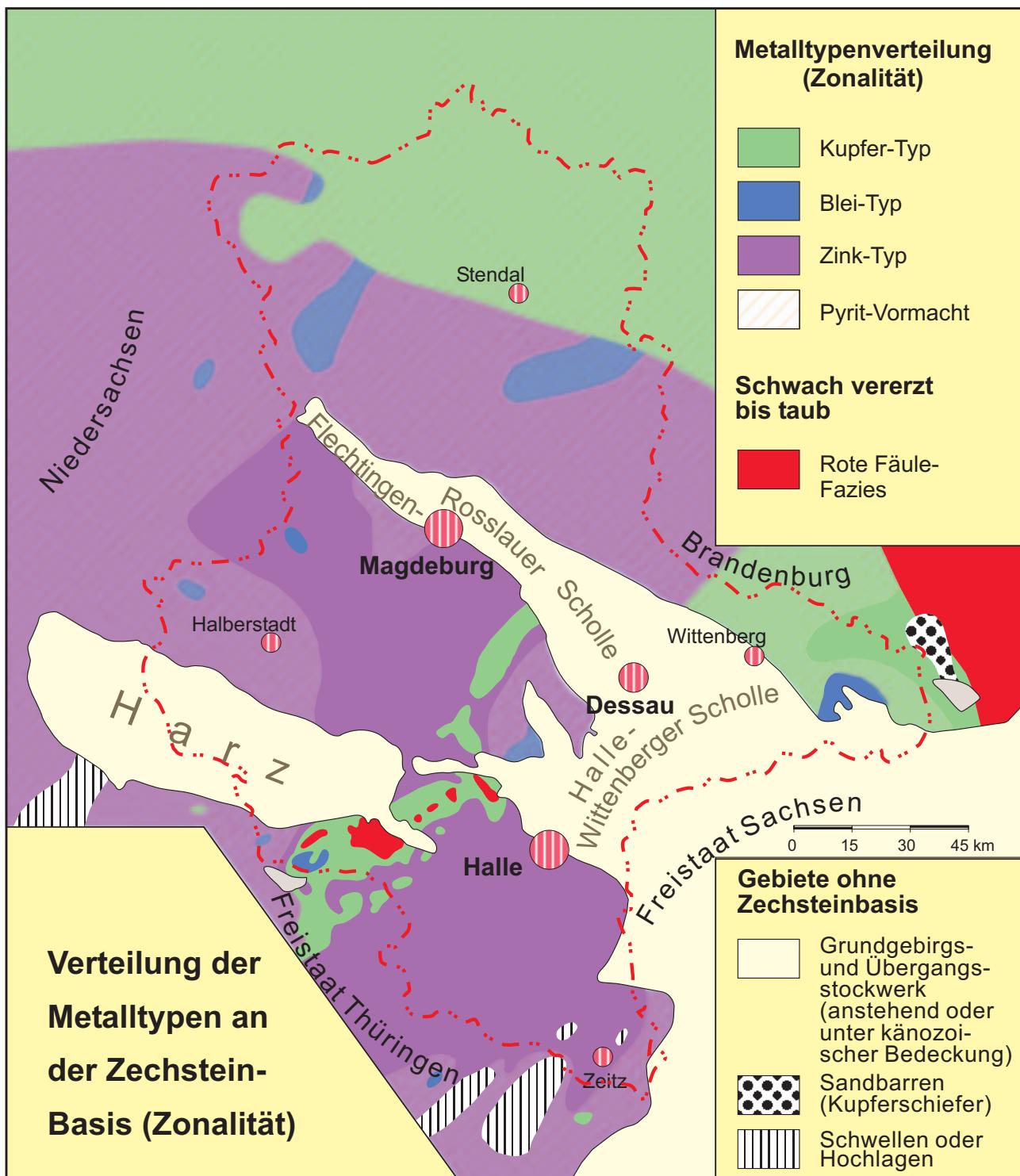


Abb. 30: Übersichtskarte der Metalltypen-Verteilung an der Zechsteinbasis. Die Kupfer dominierten Bereiche folgen der Sutur der Varisziden mit der Mitteldeutschen Kristallinzone.

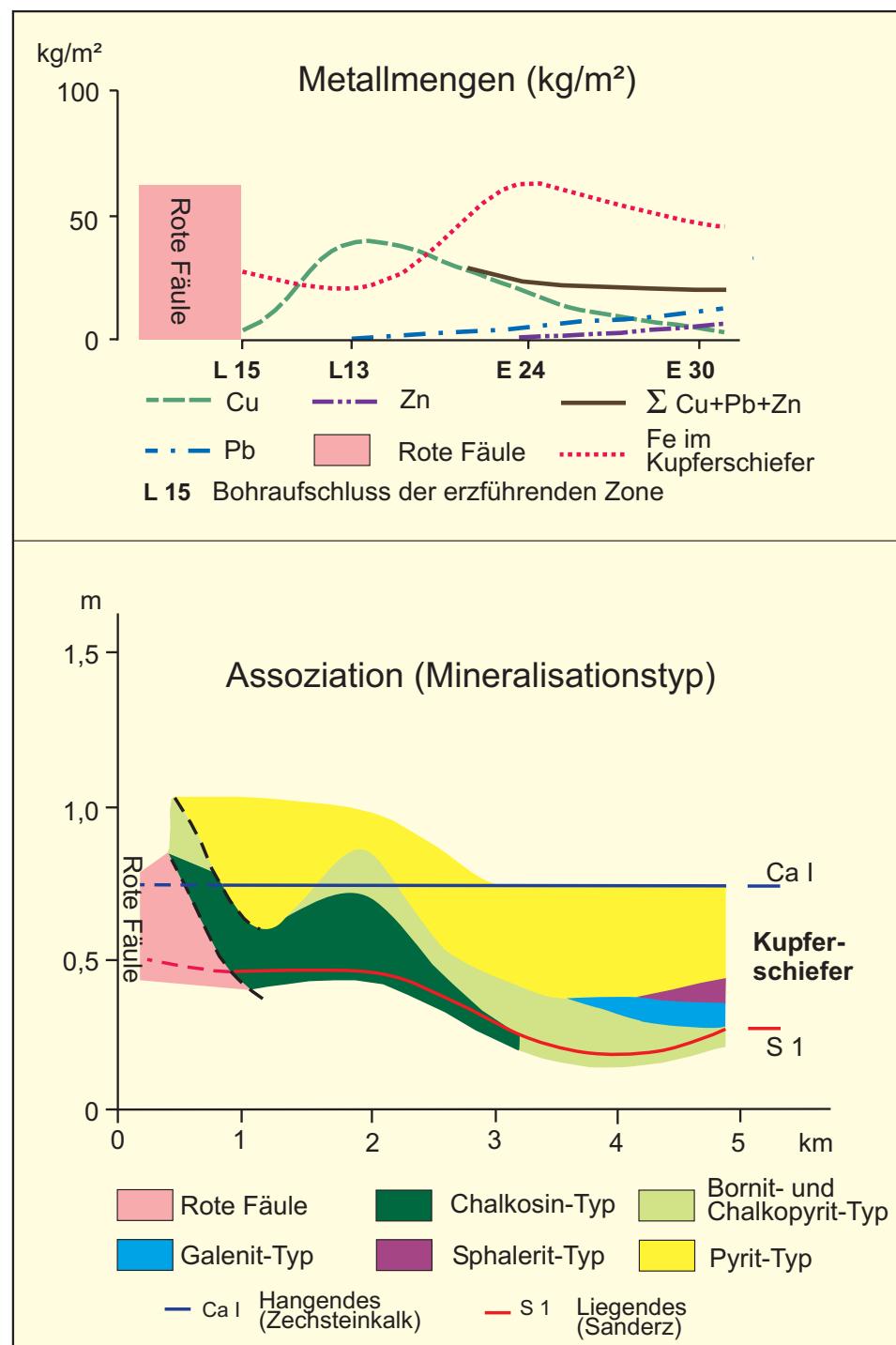


Abb. 31: Vereinfachte Darstellung der Metallmengen und der Mineralassoziationen an der Zechsteinbasis in Abhängigkeit zur Entfernung der Roten Fäule. Die höchsten Kupfergehalte sind an das Maximum des Bornit-Typs gebunden.

3. Barytisch-calcitische Arsenid-Folge mit einer klassischen uranerzführenden Bi-Co-Ni-Paragenese (s. Kap. 7.6).
4. Calcitische Cu-Ag-Sulfid-Folge.

Eine letzte epigenetische Stoffzufuhr zur Zechsteinbasis erfolgte gleichzeitig mit der Hauptentwicklung der Erdgasstrukturen in der Altmark und im Thüringer Becken zwischen Jura und Oberkreide.

7.4.6 Altersdiskussion

Nachdem alle Befunde eine Syngeneese der Hauptmineralisation ausschließen und eine mehrphasige Stoffzufuhr bzw. massive Mobilisation und Wiederausfällung der Wertmetalle bewiesen sind, stellt sich die Frage nach dem Alter dieser Stoffumsetzungen.

Paläomagnetische Altersbestimmungen am Hämatit der Roten Fäule ergaben 250 bis 220 Ma (JOWETT et al. 1987). K-Ar-Altersbestimmungen an den diagene- tisch gebildeten Illiten des Kupferschiefers der pol- nischen Lagerstätten führten zu Modellaltern von 256-239 Ma (BECHTEL et al. 1996). Neueste Re/Os- Datierungen an Mineralseparaten der Bohrung Lengefeld 17/61 erbrachten Alter von 225 ± 5 Ma (mdl. Mitt. M. BRAUNS 2002). Diese Ergebnisse untermauern das vorgelegte Genesemodell. Die selben Alter ergeben neuere Datierungen für die Quarz-Sulfid Hauptphase im Unterharz (SCHNEIDER et al. 2002). Diese Übereinstimmung deutet auf die Existenz eines überregional wirksamen Fluid- systems hin, dem ein erheblicher Teil der mitteleu- ropäischen Buntmetalllagerstätten seine Herkunft verdankt.

7.4.7 Kurzbeschreibung der Lagerstätten- reviere von Mansfeld-Sangerhausen (Form und Inhalt, Metallbilanz, Rest- vorräte)

Der Nordteil dieser Kupferschieferlagerstätte wird morphologisch durch den Harzrand, die Halle-Hett- stedter-Gebirgsbrücke und den Hornburger Sattel begrenzt. Im Süden bilden der Kyffhäuser sowie die Höhenzüge der Schmücke und der Hohen Schrecke die natürlichen Grenzen des früher bauwürdigen Feldes. Der zu Tage ausstreichende Kupferschiefer fällt allgemein mit 3 bis 8 Grad nach Süden bzw. Südosten ein und wird von jüngeren Sedimenten überlagert. Diese Schichtenfolge von Karbonat-, Sulfat- und Chloridgesteinen des Zechsteins, Sand-, Ton- und Kalksteinen der Trias sowie Sanden, Tonen und Schottern des Tertiärs und Quartärs erreicht Mächtigkeiten bis zu 1000 Metern. Hebungs- und Senkungsvorgänge des Ablagerungsraums sind von entscheidendem Einfluss auf die Mächtigkeit des Deckgebirges. Diese kontrollieren auch die stark schwankende Mächtigkeit des Zechstein-Steinsalzes. Hinzu kommen primäre fazielle Diffe- renzierungen schon bei der Salzablagerung, aber auch Senkungen als Ergebnis von Subrosions- vorgängen.

Innerhalb des Lagerstättenareals zerstückelt eine große Anzahl von Bruchstörungen die normale Lagerung der Gesteine (Abb. 32 und 33). Vor-

zugsweise verlaufen die Störungen NW - SE und teilweise NE - SW, ihre Sprunghöhen variieren von wenigen Zentimetern bis mehrere 100 Meter. Die markantesten, den Bergbau zum Teil stark beein- trächtigenden Bruchstörungen waren die Zimmer- mannschächter, Freiesleben-Schächter und Martins- schächter Störungszonen (Flözgräben) in der Mans- felder Mulde (GILLITZER 1936) sowie die Butterberg und Nienstedter Störung im Sangerhäuser Revier.

Die abgebauten Kupferanreicherungen des SE- Harzvorlandes (Summe Mansfelder und Sanger- häuser Revier) umfassen eine Fläche von ca. 191 km². Dieses bergmännisch erschlossene Feld ent- hielt ein Potenzial von 3,752 Mio. t Kupfer, 0,753 Mio. t Blei, 0,654 Mio. t Zink und 20 300 t Silber (KNITZSCHKE 1995). Hieraus ergibt sich zugleich eine durchschnittliche Kupfermenge von 19,6 kg/m².

Über den Gesamtzeitraum von 1200 bis 1990 wur- den rund 109 Millionen t Erz gefördert. Aussagen über die reale Metallproduktion des Kupferschiefer- bergbaus sind problematisch, da fast alle publizier- ten Angaben Rückrechnungen der Metallinhalte des Förderguts darstellen. Es ist davon auszugehen, dass real zwischen 60 und 70 % der o.g. Metall- mengen erzeugt wurden. Damit repräsentiert das Lagerstättengebiet Mansfeld-Sangerhausen die mit weitem Abstand bedeutendste Kupfer- und Silber- lagerstätte Deutschlands.

Sichere Restvorräte befinden sich im Sangerhäuser Lagerstättenrevier innerhalb der Baufelder Bernard- Koenen- und Thomas-Münzer-Schacht, der Tief- scholle Osterhausen sowie dem Feld Heldrungen (Abb. 32). Unter Berücksichtigung der Feldesteile mit Kupfergehalten über 8 bis 10 kg/m² ergibt sich ein Roherzvorrat von noch ca. 35,4 Mio. t mit 0,86 Mio. t Kupfer (2,43 % Cu), 0,11 Mio. t Blei, 0,10 Mio. t Zink und 4 650 t Silber (KNITZSCHKE 1995). Wiederaufschluss und Gewinnung dieser nicht unbeträchtlichen Vorräte sind in absehbarer Zeit wegen völliger Unwirtschaft- lichkeit (s.u.) auszuschließen.

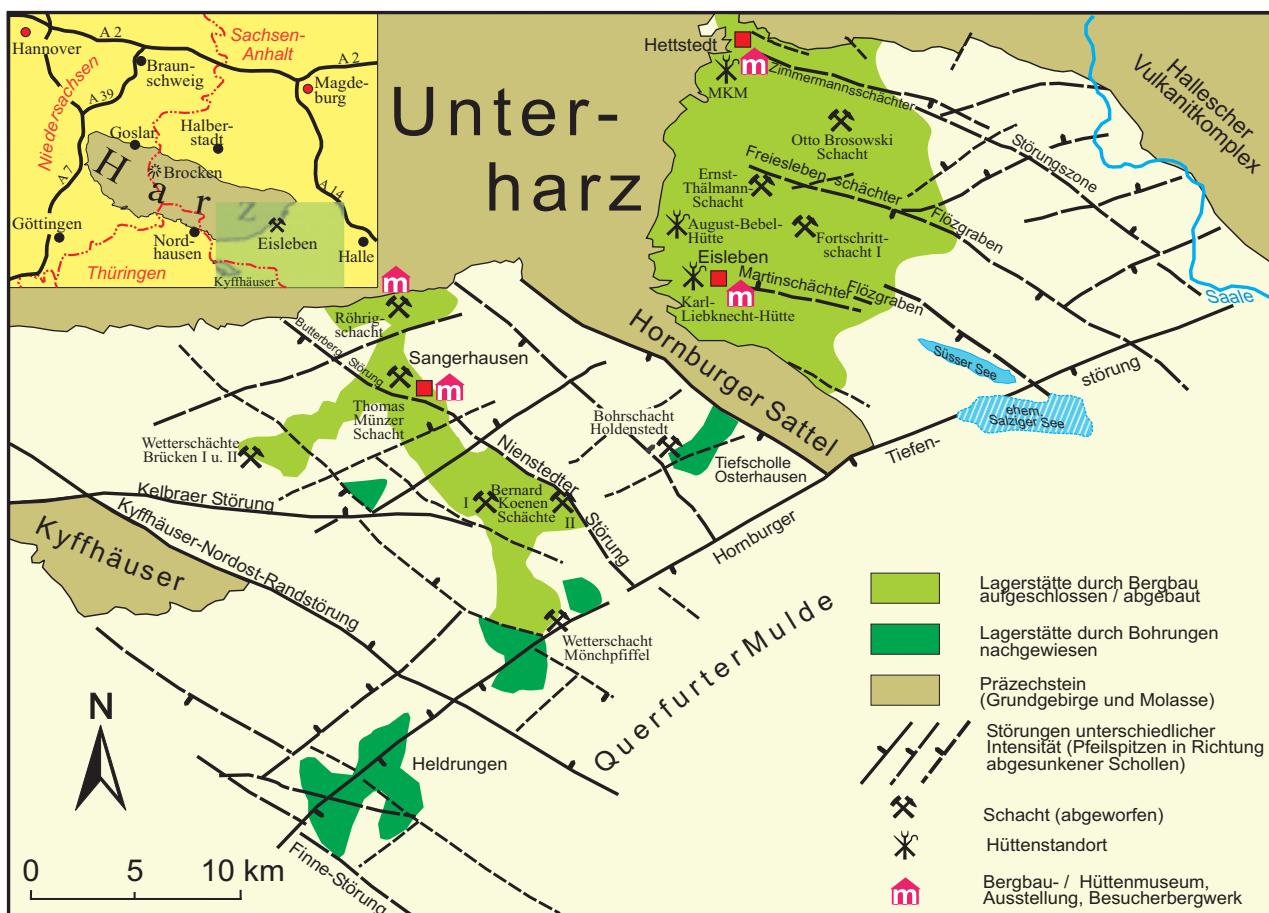


Abb. 32: Übersichtskarte der Reviere Mansfeld und Sangerhausen. Resterzvorräte mit insgesamt ca. 0,9 Mio. t Kupfer befinden sich noch im Sangerhäuser Lagerstättenrevier innerhalb der Baufelder Bernard-Koenen- und Thomas-Münzer Schacht, der Tiefscholle Osterhausen sowie dem Feld Heldrungen.

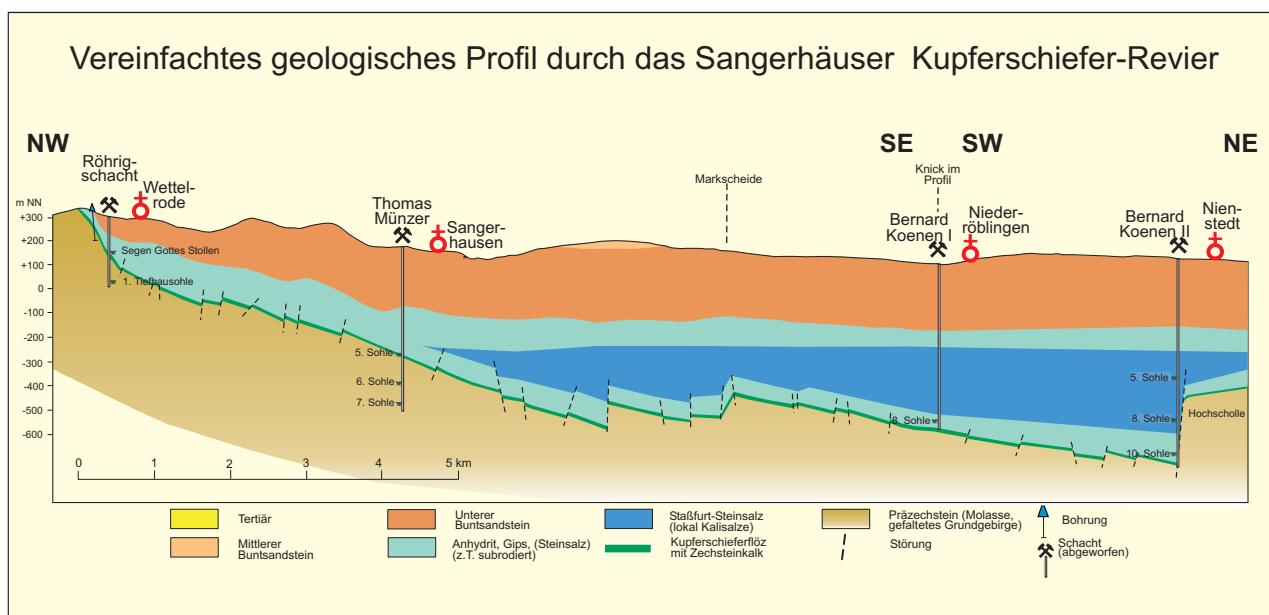


Abb. 33: Schnitt durch das Sangerhäuser Revier. Das Profil zeigt das generelle Absinken des Kupferschieferflözes mit zunehmender Entfernung vom Harzrand in Teufenbereiche bis zu 1000 Meter. Weiterhin erschweren zahlreiche Störungen mit z.T. erheblichen Sprunghöhen die Gewinnung.

7.4.8 Montanhistorischer Abriss

Der Bergbau begann noch im Mittelalter am Ausgehenden des Kupferschiefers und folgte dem Flöz schrittweise in immer größere Teufe. Hierbei lassen sich vier Betriebsperioden unterscheiden, die im Folgenden stark gerafft beschrieben werden.

1200 - 1699

Die Kupferschiefergewinnung begründeten nach Chronistenangaben die beiden Goslarer Bergleute Nappian und Neuke auf dem Kupferberg bei Hettstedt. Am Anfang kam die Erzförderung aus einer Vielzahl kleinerer Stollen und Schächte. Das Lösen der Erze erfolgte oberfächennah mit Schlägel und Eisen und Keilhaue, unterstützt durch Feuersetzen. Um ca. 1500 erreichte der Abbau den Grundwasserspiegel. Damit mussten Entwässerungsstollen aufgefahrt werden. Dies waren in der Mansfelder Mulde der Roßstollen (ab 1511), der Faulenseer Stollen (ab 1536), der Krugstollen (ab 1544) und der Rißdorfer Stollen (ab 1546), im Sangerhäuser Revier der Gonnaer Stollen (ab 1544). Im Jahr 1571 gab es bereits 127 Schächte mit 1494 Bergleuten. Als Folge des 30-jährigen Krieges kamen 1631 der Mansfelder und 1634 der Sangerhäuser Bergbau zum Erliegen. Zur Wiederbelebung des Montanwesens erklärte der Kurfürst Johann Georg II. von Sachsen den Bergbau 1671 für frei. Nach dem Freilassungspatent konnte jedermann, der die Voraussetzungen der neuen Bergordnung erfüllte, nach Verleihung Schächte niederbringen und eine Hütte betreiben. 1674 bildeten sich die ersten Gewerkschaften (Kapitalgesellschaften), die die alten Grubenbaue wieder gangbar machten und mit der Auffahrung des Froschmühlenstollens (ab 1698, Tab. 2) die zweite Betriebsperiode des Bergbaus einleiteten.

1700 - 1851

Bis zum Ende des 18. Jahrhunderts erreichte der Abbau bereits Teufen bis 130 Meter. Für die Wasserhaltung kamen hier Pferdegöpel zum

Einsatz. Einen technischen Meilenstein setzte die am 23. August 1785 in Betrieb genommene erste deutsche Dampfmaschine WATT'scher Bauart auf dem König-Friedrich-Kunstschatz bei Hettstedt. Weitere Dampfmaschinen ermöglichten eine starke Steigerung der Erzförderung. Zum Vertrieb tieferer Abbaufelder wurden im 17. und 18. Jahrhundert als wichtige neue Stollen angelegt:

Für die gesamte Wasserlösung der Mansfelder Reviere wurde von 1809 bis 1879 der Schlüsselstollen aufgefahrt, der mit 31 km Länge den längsten bergbaulichen Entwässerungsstollen seiner Zeit darstellte. Mit dem Segen-Gottes-Stollen erweiterte man von 1830 bis 1874 das Entwässerungssystem im Sangerhäuser Revier.

1852 - 1950

Mit dem Zusammenschluss der damaligen fünf Gewerkschaften zur „Mansfeld'schen Kupferschieferbauenden Gewerkschaft“ begann 1852 die entscheidende Ära des Kupferschieferbergbaus. Neue Schächte erschlossen das Abbaufeld bis zur 5. Sohle (-235 mNN). In der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts standen in der Mansfelder Mulde 13 Schächte und drei Schächte im Sangerhäuser Revier in Förderung. Zahlreiche technische Neuerungen wie die Einführung maschineller Bohrarbeit, Elektrifizierung der Förderung und Wasserhaltung oder Personen-Seilfahrt kennzeichnen diese und die folgende Zeit. Anfang des 20. Jahrhunderts erforderte der rasche Abbaufortschritt den Lagerstättenaufschluss bis zur 14. Sohle (-788 mNN). Hierfür wurden sechs weitere Schächte geteuft, die dann die Förderung der auslaufenden Schächte des vorangegangenen Jahrhunderts mit übernahmen.

Kritische Situationen entstanden durch steigende Wasserzuflüsse und unvorhergesehene Wasser einbrüche. Hierzu war das Grubenfeld unter der Stadt Eisleben in den Ottoschächten (1884) und im Clotildeschacht (1889, 1892, 1896) besonders betroffen. Vom Mai 1892 bis September 1894 versan-

Jahr	Name	Mundloch bzw. Entwässerung [mNN]	Länge [km]
ab 1698	Froschmühlenstollen	Mundloch bei +97	13,6
ab 1730	Glückaufer Stollen	Entwässerung bei +128	6,5
ab 1747	Zabenstedter Stollen	Mundloch bei +97	15,0

Tab. 2: Wichtige Wasserlösungsstollen im Mansfelder Revier vor der Auffahrung des Schlüsselstollens.

ken einschließlich der ständigen Zuflüsse rund 75 Millionen m³ Wasser des damals 6 km langen und 1,5 km breiten Salzigen Sees im Großerdfall „Die Teufe“ und flossen auf natürlichen Zirkulationswegen über 13 km weit bis zum Clotildeschacht. Man beschloss deshalb, den Salzigen See trockenzulegen.

Von 1850 bis 1899 ist eine kontinuierlich steigende Erzförderung mit guten Kupfer- und Silbergehalten zu verzeichnen. Gegenüber 1850 war 1899 die Förderhöhe auf 660 000 t Erz mit einem Kupferinhalt von 24 841 t und 149 t Silber auf das über Zwanzigfache gestiegen. Mit einer Spitzenerförderung von 29 478 t Kupfer (1931) und 187 t Silber (1933) erreichte die seit 1921 bestehende „Mansfeld AG“ zugleich die höchste Metallförderung seit Beginn des Bergbaus (Abb. 34). Dennoch reichten diese Erfolge nicht aus, um den 1929 einsetzenden Preisverfall der wichtigsten Metalle auf dem Weltmarkt auszugleichen. Nur durch staatliche Stützung konnte die zum 31. Dezember 1932 geplante Schließung der Gruben und Hütten - mit verheerenden Konsequenzen für die gesamte Region - verhindert werden. Im Zuge der nationalsozialistischen Autarkiebestrebungen wurde unmittelbar nach der Machtergreifung 1933 ein langfristiger Subventionsvertrag geschlossen, der die Betriebsverluste aus dem Staatshaushalt abdeckte und umfangreiche Modernisierungen ermöglichte. In diese Zeit fallen Erkundungsbohrungen, die eine Vertaubung des Kupferschieferflözes unterhalb der 14. Sohle nachwiesen. Die sichtbar werdende Er-

schöpfung der Mansfelder Lagerstätte führte noch 1942 zu dem Beschluss, das Potenzial des seit 1895 gestundeten Sangerhäuser Reviers neu zu erschließen.

Ab 1945 änderte sich die Organisationsstruktur des Bergbaus dahingehend, dass alle Betriebsanlagen mit dem Bergwerksvermögen der „Mansfelder Kupferschieferbergbau AG“ volkseigen und vom späteren „Mansfeld Kombinat“ übernommen wurden.

1951 - 1990

Für die vierte Betriebsperiode sind das Auslaufen der Erzförderung in der Mansfelder Mulde (15. Dezember 1969) und die Verlagerung der Gewinnung in den Sangerhäuser Bergbaubezirk (1951) kennzeichnend. Veranlassung zur Wiederaufnahme der Kupfererzförderung im Sangerhäuser Revier gab der Nachweis neuer Vorratsareale durch Bohrkundung in den dreißiger und vierziger Jahren (s.o.). Noch 1944 hatten die Teufarbeiten am Thomas-Münzer-Schacht (Endteufe 686,1 m) begonnen. Eine starke Verbreiterung des Vorratspotenzials durch Erkundungsbohrungen führte zur Entscheidung, weitere Baufelder der Lagerstätte über zusätzliche Schächte - Bernard Koenen I (Endteufe 692,2 m) und Bernard Koenen II (Endteufe 870,5 m) - aufzuschließen. Hinzu kamen die Wetterschächte Brücken I und II (Endteufe 557,4 m) sowie Mönchspiffel (Endteufe 687,0 m). Die Erzförderung im Sangerhäuser Revier begann 1951 auf dem Thomas-Münzer-

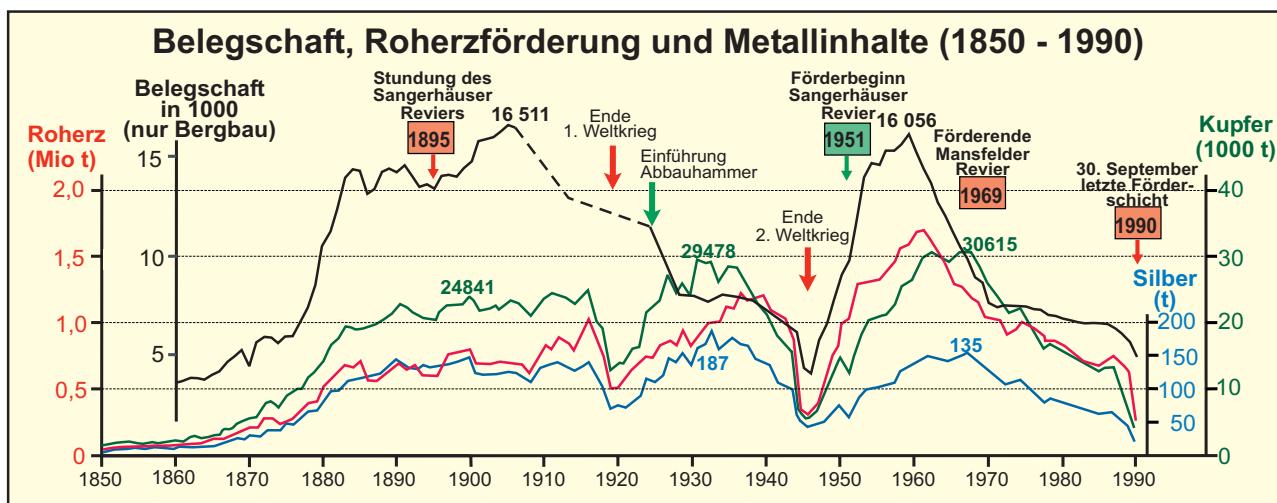


Abb. 34: Belegschaft und Förderbilanz des Kupferschieferbergbaus von 1850 bis 1990. Mit Spitzenmengen von über 30000 t Kupfer und fast 200 t Silber pro Jahr stellte das Mansfelder Berg- und Hüttenwesen eine wichtige Basis für die Versorgung des mitteldeutschen Wirtschaftsraums mit diesen Metallen dar (ergänzt nach KNITZSCHKE 1995).

Zeitraum	Bergbaubezirk	Kupferschiefererz [Mio. t]	Kupfer [t]	Silber [t]
1200 bis 1990	Mansfeld	80,76	2 009 800	11 111
	Sangerhausen	28,14	619 200	3 102
	Gesamt	108,90	2 629 000	14 213

Tab. 3: Roherzförderung und Metallinhalte des Kupferschieferbergbaus von 1200 bis 1990.

und 1958 auf dem Bernard-Koenen-Schacht I in den Kernbaufeldern der Lagerstätte (Abb. 34).

Von 1947 an lässt sich eine kontinuierliche Steigerung der Produktion beobachten. Sie erreichte 1967 mit 30 615 t Kupfer die höchste Jahresförderung seit Bestehen des Mansfelder Bergbaus und mit 135 t Silber die höchste Silberförderung in der vierten Betriebsperiode. Anstrengungen zur Entwicklung einer vollmechanisierten Variante des Strebbaus führten schließlich gegenüber 1950 zu einer Leistungssteigerung auf das 2,5-fache und zu einer erheblichen Verringerung der körperlichen Belastung.

Ab 1969 setzte ein kontinuierlicher Rückgang der Erzförderung ein. Da der drastische Produktionsrückgang von 30 615 t Kupfer (1967) auf 9 047 t Kupfer (1989) nicht aufgefangen werden konnte, stiegen die Kosten je t Kupfer-Kathoden aus eigenen Erzen von 6 000 Mark auf 38 100 Mark. Diese wirtschaftlich untragbare Situation führte im Frühjahr 1989 zur Entscheidung, den bis 2012 konzipierten Bergbaubetrieb bereits 1994/95 einzustellen. Daraufhin wurden die Auffahrungen des Doppelquerschlags vom Bernard-Koenen-Schacht II zur Tiefscholle Osterhausen aufgegeben und das Teufen des Bohrschachts Holdenstedt beendet. Mit der Änderung der wirtschaftlichen Rahmenbedingungen war die Stilllegung des Bergbaus zum 30. September 1990 nicht mehr zu vermeiden. Seitdem ist der Bergbau in einem der ältesten Reviere der Welt Geschichte.

Um die Bewahrung der berg- und hüttenmännischen Tradition bemühen sich das Bergbaumuseum Wettelrode (Röhrigschacht) und das Mansfeld-Museum Hettstedt. Hier besteht für den Besucher beispielhaft die Möglichkeit, die geowissenschaftlichen, berg- und hüttentechnischen sowie die historischen Grundlagen des achthundertjährigen Mansfelder Kupferschieferbergbaus und Hüttenwesens – auch Untertage – kennenzulernen.

7.5 Sedimentäre Eisenerze im Subherzyn

In Norddeutschland führen die Schichten des Jura und der Kreide in unterschiedlicher stratigraphischer Position Eisenanreicherungen von z.T. erheblichen Dimensionen, die bis in die jüngere Vergangenheit Ziel eines ausgedehnten Bergbaus waren. Die Schwerpunkte lagen dabei im Raum Salzgitter-Peine und in der mesozoischen Umrandung des Harzes bei Kaledorf/Echte, Goslar und Bad Harzburg (alles in Niedersachsen). Auch auf dem Gebiet des heutigen Bundeslandes Sachsen-Anhalt fand in der Subherzynen Senke eine intensive Erkundung bzw. eine z.T. versuchsweise Gewinnung von sedimentären Eisenerzen statt (NÖLDEKE et al. 1963). Diese Vorkommen stellen i.W. die Fortsetzung oder die Randfazies der aus Niedersachsen bekannten Lagerstättenregionen dar.

7.5.1 Die Eisenerze des Lias bei Badeleben und Sommerschenburg

Im unteren und mittleren Lias Nordwestdeutschlands treten an mehreren Stellen oolithische Eisenerze auf, die als küstennahe Bildungen die ehemalige Flachmeer-Verbreitung markieren (BERG & HOFFMANN 1942). Sie umrahmen im Westen die Rheinische Masse und im Osten das „Böhmisches Festland“. Zu größeren Eisenerzkonzentrationen kam es zur Zeit des Lias α_3 im Raum Bad Harzburg / Helmstedt und untergeordnet im Lias δ bei Echte-Kaledorf.

Auf dem Gebiet von Sachsen-Anhalt blieben Reste dieser Ablagerungen nur vereinzelt im Inneren von Mulden oder als Tiefschollen erhalten (Papsdorfer-, Schöppenstedter- und Lappwald-Mulde). In dem bis östlich Quedlinburg reichenden Lias wurden keine Eisenerzhorizonte mehr angetroffen (GROSS 1965). Aufgrund ihrer oberflächennahen Lage, ihrer Mächtigkeit und Qualität erlangten die Vorkommen örtlich eine gewisse wirtschaftliche Bedeutung, die

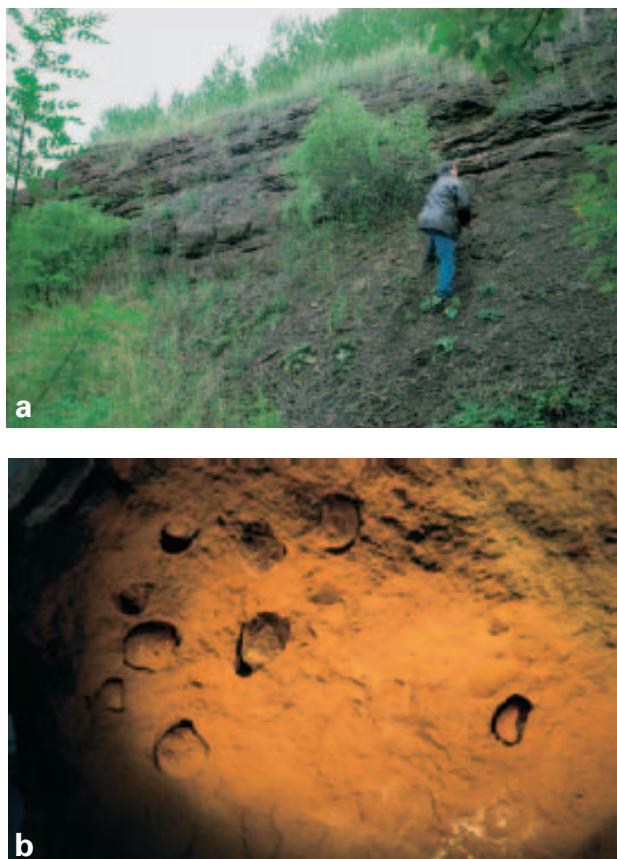


Abb. 35: a. Ausbiss des Lias α_3 -Eisenerz-Flözes südlich des ehemaligen Tagebaus Sommerschenburg-Süd (Hangendteil der Lagerstätte); b. Fossilreiche Partie mit *Gryphea arcuata* aus dem Hangendteil der Lagerstätte (lange Bildseite ca. 30 cm).

seit über einem Jahrhundert mehrfach zu Abbauversuchen führte (Abb. 35).

Ab den späten dreißiger Jahren des vergangenen Jahrhunderts setzte in der Lappwald-Mulde eine intensive geologische Erkundung dieser Schichten ein, deren Ergebnisse zum Aufschluss und zur Gewinnung der oolithischen Eisenerze südöstlich Badeleben führten. Hieran anschließend begann man ab 1950 die Eisenerzlagerstätte Sommerschenburg abzubohren, um Form, Inhalt und Grenzen der Lagerstätte genauer zu fixieren. Man stellte dabei als SW-Begrenzung eine streichende Störung fest. Die gleiche Struktur begrenzt auch die weiteren Eisenerzlagerstätten wie die Teilschollen von Badeleben, Üplingen und Marienborn, die in einem streichenden Zug die Lappwaldmulde durchsetzen.

Form und Inhalt der Lagerstätte

In der Teillagerstätte Sommerschenburg-Süd bilden blaugraue Tonsteine bis Feinsandsteine das Lie-

gende des Erzlagers. Der Lagerhorizont setzt meist mit einer Aufarbeitungszone ein. Charakteristisch für die gesamte Eisenerzabfolge ist eine reiche Fauna, die SPARFELD (1962) nach der aufgefundenen Ammonitenfauna in die Zonen III und IV des Lias α_3 einstufen konnte. Die liegenden Tonsteine rücken danach mit ihren höchsten Teilen in die Zone II des Lias α_3 . Der Erzhorizont weist eine vergleichsweise engräumige Differenzierung in einen sandigen Faziesbereich im Nordostteil und einem eisenoolithischen im Südwesten auf. Diese Fazieszonen streichen parallel zur Lappwaldmulde in NW-SE-Richtung. Im Hauptbaufeld Sommerschenburg-Süd beträgt die Mächtigkeit des Eisenerzlagers rund 15-20 m. Weiter nach Süden (Kleiner Hochberg) nimmt die Mächtigkeit auf weniger als 10 m ab. Über dem Erzlager des Hauptbaufeldes und dem Erzlager des Kleinen Hochbergs folgen blaugraue etwas kalkige Tonsteine, die aber noch zum Lias α_3 gehören.

Das Erzlager weist in seiner faziellen Ausbildung eine deutliche Zweitteilung auf. In der unteren Abfolge besteht Goethitvormacht. Im Hangendteil dieser Goethiterzabfolge ist ein Trümmererzhorizont typisch. Die obere Folge dominieren Eisensilikate mit sporadischer Sideritführung. Neben pelitischen Eisensilikaten treten hier im Profil auch fast reine Silikatoide auf. Akzessorisch werden noch detritischer Magnetit, der mit Quarz gemeinsam ins Sediment gelangte sowie vermutlich sekundärer Hämatit (nach Magnetit oder Goethit) beobachtet. Der Ablagerungsraum der Eisenerz-Ooide keilt in östlicher Richtung durch Übergang in einen sandigen Faziesbereich aus (Abb. 36). In westlicher Richtung endet die Lagerstätte an einer größeren Störung.

Trotz der Nähe zum Tagebau Badeleben unterscheidet sich der petrographische Aufbau beider Erzvorkommen im Einzelnen voneinander. So ist z.B. die Brauneisenooidführung in Sommerschenburg deutlich geringer und hierfür ein höherer Quarzanteil als in Badeleben vorhanden. Aber auch innerhalb der einzelnen Tagebaue war ein Wechsel der mineralogisch-chemischen Zusammensetzung innerhalb des Lagerhorizonts auf engstem Raum nachweisbar (GOTTESMANN 1961). Für das Sommerschenburger Lager unterschied GROSS (1965) folgende Haupterztypen:

- brauneisenschüssiger Mittelsandstein, braun-eisenooidführend;

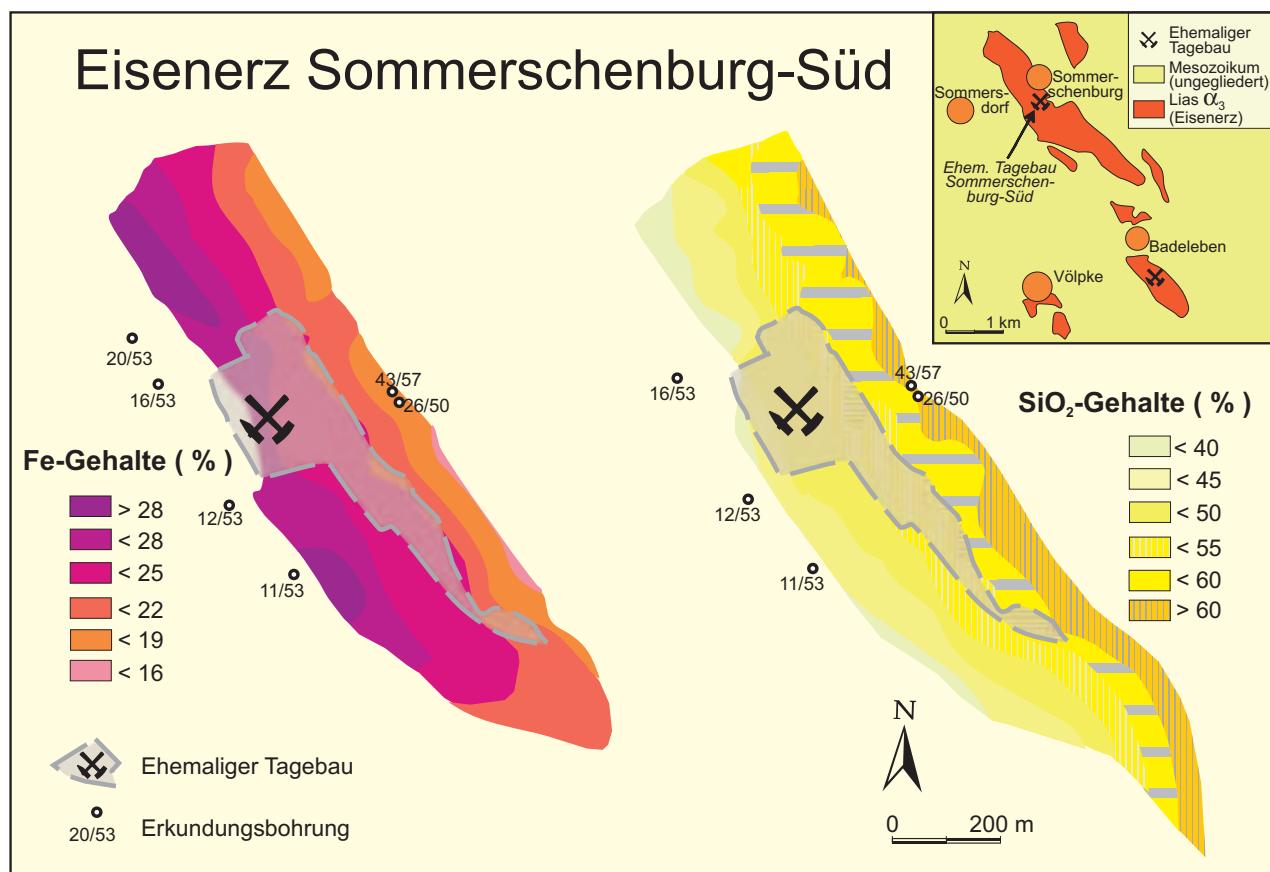


Abb. 36: Eisen- und SiO₂-Gehalte in der Eisenerzlagerstätte Sommerschenburg-Süd (verändert nach GROSS 1965).

- kalzitisch-eisenchloritischer Sandstein;
- eisenchloritisch-sideritischer, leicht brauneisen-schüssiger Mittelsandstein, schwach brauneisen-ooiführend;
- eisenchloritisch-sideritischer Chamositolith, schwach mittelsandführend, vereinzelt auch Brauneisenaggregate eingestreut;
- sehr poröser, sehr stark brauneisen-schüssiger Mittelsandstein bis mittelsandführender Brauneisenpelit, nur wenig brauneisenooiführend;
- brauneisen-schüssiger Brauneisenoolith, sehr schwach mittelsandführend neben dem Auftreten von Glimmerblättchen in der Grundmasse.

Für die abbautechnische Praxis differenzierte GLOYNA (1961) dagegen nur in drei Erztypen:

- oxidisches Erz,
- silikatisches Erz,
- karbonatisches Erz.

Technische Eigenschaften und Bewertung der Vorkommen

Zusammengefasst lassen sich die Erze von Sommerschenburg-Badeleben wie folgt charakterisieren:

- durchschnittlich sehr niedrige Eisengehalte im Roherz,
- extrem schwankender Chemismus des Roherzes auf engem Raum,
- verhüttungstechnisch ungünstige Zusammensetzung der Lagerstätte (nur ca. 1-2 % CaO im Roherz), daher hoher Kalk-Zuschlag erforderlich,
- hohes Porenvolumen (durchschnittlich 26,7 %) mit entsprechendem Wassergehalt,
- ungünstiges Schmelzverhalten und äußerst geringes Ausbringen bei hohem Koksverbrauch (STRUVE 1957),
- begrenzter Vorrat der Teilschollen.

Die Gewinnung und Verhüttung der armen und verfahrenstechnisch problematischen Lias-Erze hat auch unter planwirtschaftlichen Bedingungen nie eine größere Bedeutung erlangt. Die lagerstättengeologische und metallurgische Bewertung der Vorkommen kann daher auch heute nur negativ ausfallen. Damit ist eine perspektivische Nutzung der Eisenerzreicherungen des Lias im Bereich der Lappwald-Mulde auszuschließen.

7.5.2 Eisen-Anreicherungen in der Unterkreide (Neokom) des Kleinen Fallsteins

Genese, Form und Inhalt

Vom Kleinen Fallstein im Nordwesten, beiderseits des Quedlinburger Sattels und an der Südwestflanke der Sowecken-Berge ist die Unterkreide bis in den Raum Ermsleben aufgeschlossen. Die Basis der Unterkreide bildet hier eine Transgressionsfläche. Darüber lagert eine 100 bis 200 m mächtige Sandsteinfolge die am Liegenden lokal Eisen-erzlager enthält. Diese oberflächennah anstehenden Erzlager des Neokoms haben mehrfach Anlass zu aufwendigen Erkundungs- und Aufschlussarbeiten gegeben (KAMMHOLZ & WITTMANN 1965). Die Aktivitäten fokussierten sich dabei i.W. auf das Gebiet des Kleinen Fallsteins. Zahlreiche Bohrungen und zwei Schächte mit Untersuchungsstrecken wiesen nicht unerhebliche Vorräte nach (Abb. 38; Tab. 4). Wegen zu niedriger Eisengehalte ($\pm 20\%$ Fe) wurden alle Versuche, dieses Potenzial nutzbar zu machen, Mitte der sechziger Jahre des letzten Jahrhunderts aufgegeben.

Genetisch ist das Eisenerz-Vorkommen des Kleinen Fallsteins den Eisenerzen vom Typ Salzgitter zuzuordnen. Das Gebiet stellt die östliche Fortsetzung des vom Salzgitterer Höhenzug nach Südosten ablaufenden Gustedt-Hornburger „Eisenerzstreifens“ dar. Offenbar hat die Neokomtransgression das Fallsteingebiet später als den Salzgitterer Raum erreicht. Die Brandung erfasste hierbei auf der Landoberfläche eine Decke aus ariden Eisenlacken sowie Toneisensteingeoden des Lias. Diese Toneisensteingeoden wurden mehr oder weniger gut aufgearbeitet, sortiert und als Erzgerölle in bis zu drei Erzlagern abgesetzt. Stark unterschiedliche Abrollungsgrade und Korngrößen der Erzgerölle weisen auf einen Absatz in unmittelbarer Küstennähe hin. Die Schüttung erfolgte dabei von Süden oder Südwesten. Oolithe, wie sie für große Teile der Salzgitterer Neokom-Erze typisch sind, fehlen weitgehend. Eine bankige Sideritführung des oberen Erzlagers deutet auf küstenfernere Ablagerung hin.

Unteres Erzlager

Am Kleinen Fallstein bilden Schichten des Keupers das Liegende des erzführenden Neokoms. Das Untere Erzlager streicht hier flächig zu Tage aus. Weiter östlich ist das Untere Erzlager nur noch in



Abb. 37: Halde des Schurfschachts 2 am Kleinen Fallstein. Die Halde besteht an ihrer Oberfläche weitgehend aus den tauben Vortriebsbergen des Mittleren Keupers von der 120 m-Sohle (s. Schnitt, Abb. 38).

einem ca. 150 m breiten Streifen erhalten. Westlich und östlich nimmt die Ausstrichbreite deutlich zu. Südlich Dersheim treten Mächtigkeiten bis ca. 26 m auf und das Erzlager erreicht eine streichende Länge von 500 bis 600 m. Im Westen im Bereich des Schachts II betragen die Mächtigkeiten bis zu 20,5 m bei einer streichenden Erstreckung des Erzkörpers von 700 bis 900 m. Nördlich des großen Fallsteins bei Börssum und Roklum werden dagegen nur noch Mächtigkeiten von einem bis zwei Meter angetroffen. Im Haupt- und Ostfeld sowie in den südlichen Teilen des Westfelds liegt das Untere Erzlager meist unmittelbar auf Mittlerem Keuper (Abb. 38).

Im Bereich des Schachts 1 im Hauptfeld und in Teilen des Ostfeldes (Abb. 38) lässt sich eine Drei-gliederung des Unteren Erzlagers erkennen:

- geringmächtige gute Erzführung im Liegenden,
- erzarmes bis erzfreies Tonsteinmittel (ca. 3 m mächtig),
- Hauptteil des Erzlagers mit stark wechselnden Eisengehalten.

Oberes Erzlager

Das Obere Erzlager streicht ebenfalls zu Tage aus und erstreckt sich wesentlich weiter nach Südwesten als das Untere Erzlager. Transgressiv bedingt sind daher auch größere Teile dieses Lagers noch vorhanden. Seine Mächtigkeit liegt zwischen 8 und 13 m. Die ursprüngliche Verbreitung des Oberen Erzlagers dürfte allerdings deutlich kleiner als die des Unteren Erzlagers gewesen sein. Zusammensetzung und Mächtigkeit des Oberen Erzlagers

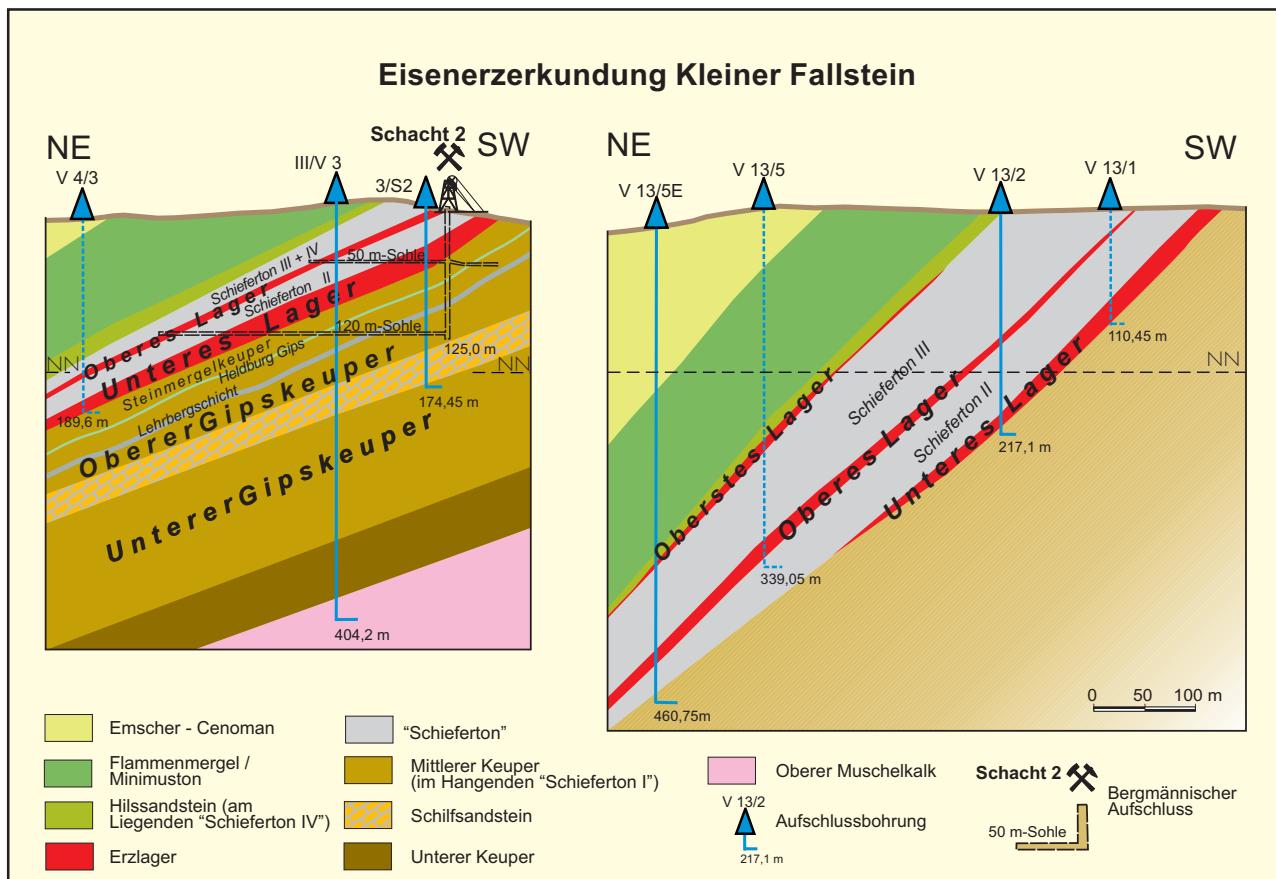


Abb. 38: Die Erkundungsarbeiten wiesen am Kleinen Fallstein Eisenerze mit stark wechselnden Lagerungsverhältnissen in nicht bauwürdiger Qualität nach (verändert und ergänzt nach KAMMHOLZ & WITTMANN 1965).

Position /Block	Fe (min)	Fe (max)	Vorrat (t)
1	20	21,7	11 051 886
2	20	22,3	2 622 727
3	15,5	20	2 928 269
4	16,6	20	14 517 789
lla (oberes Erzlager) 1	19,8	20	21 67 958
2	18	20	429 994
3	25	31,7	1 297 836
4	20	25	25 140 265
5	20	22,4	3 717 608
6	20	21,9	3 857 015
7	15	20	16 220 405
8	17,9	20	5 614 008
9	18,5	20	85 424
llb (oberes Erzlager) 1	16	20	29468014
2	20	22	1 007 525
Summe:			120 126 723

Tab. 4: Vorratsberechnung der untersuchten Eisenerze am Kleinen Fallstein. Mit durchschnittlichen Eisengehalten von deutlich unter 30 % war auch unter planwirtschaftlichen Bedingungen keine Nutzung dieser Vorräte möglich (Auszug aus KAMMHOLZ & WITTMANN 1965).

wechseln auf engem Raum. So wurde es z.B. in zahlreichen Bohrungen des Hauptfeldes nur in einer Wechselleagerung von sideritreichen Bänken, Glaukonitsandsteinen und Tonsteinen mit Mergelgerölle angetroffen. Vom Liegenden zum Hangenden zeigt das Obere Erzlager im Normalfall folgende Ausbildung:

- grünlich-braune, tonige Glaukonitsandsteine mit feinen Erzgerölle (> 1 mm), geringmächtige braune Lagen mit Anreicherungen größerer Erzgerölle,
- braunes Rollerzkonglomerat mit Erzgerölle (max. 4 mm),
- Grau-bräunlich, toniges Rollerzkonglomerat mit Tonmergel- und Erzgerölle (max. 4 mm),
- Grau-grünliche Spateisensteinbänke mit geringmächtigen Glaukonitsandstein-Zwischenlagen (sporadisch freier Bleiglanz und Pyrit).

Im Ergebnis der Eisenerzerkundung am Kleinen Fallstein wurde eine Erzvorratsberechnung durchgeführt, deren Zusammenfassung Tab. 4 zeigt. Danach enthält das hier nachgewiesene Potenzial ca. 120 Mio. t Roherz mit einem durchschnittlichen Eisengehalt von etwa 20 % Fe. Bei Berücksichtigung der kostenintensiven bergmännischen Gewinnung der Erze aus zwei Lagern im Tiefbau und der schwierigen Verhüttbarkeit war auch unter planwirtschaftlichen Bedingungen eine Nutzung dieser Vorräte auszuschließen.

7.6 Uran-Mineralisationen

Spurenhafte Uranmineralisationen sind als mineralogische Seltenheiten in Sachsen-Anhalt mindestens seit dem Ende des 19. Jahrhunderts bekannt. Hierzu gehören z.B. die sporadischen Funde auf den Mansfelder Rücken oder in den Kobalt-Erzgängen

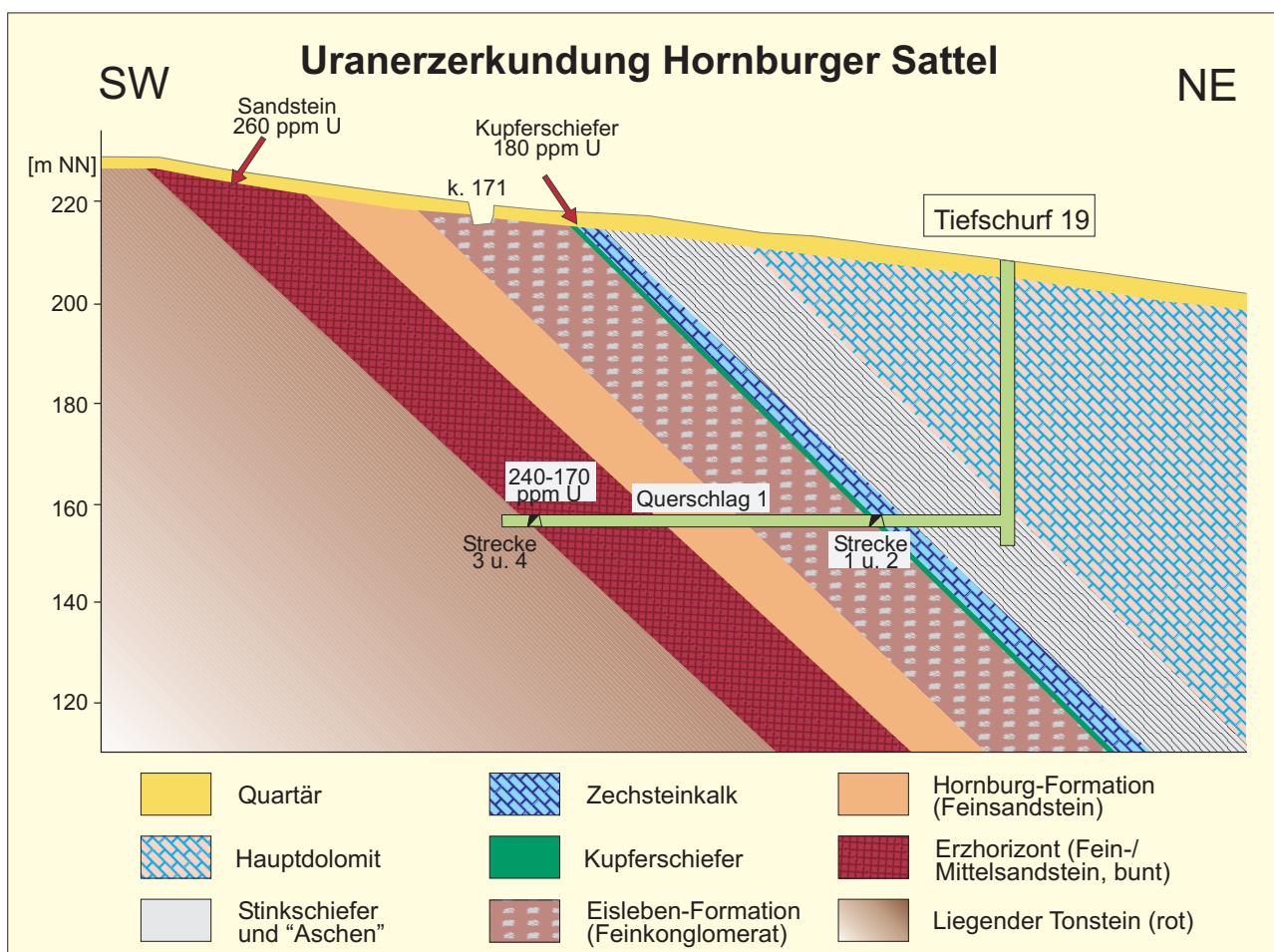


Abb. 39: Schnitt der Uran-Anomalie am Südende des Hornburger Sattels (s. Abb. 42). Die Erkundungsarbeiten mit Schürfen und bergmännischem Aufschluss wiesen in Molassesandsteinen ein wirtschaftlich nicht gewinnbares Uranpotenzial von etwa 400 t nach (verändert nach RUNGE 1999).



Abb. 40: Aufschluss einer Rückenmineralisation im Freiesleben-Schächter-Flözgraben unterhalb des Zabener Stollens. Die Vererzung besteht hier vorwiegend aus Baryt mit Spuren von Kupfer-, Nickel- und Kobaltmineralen.

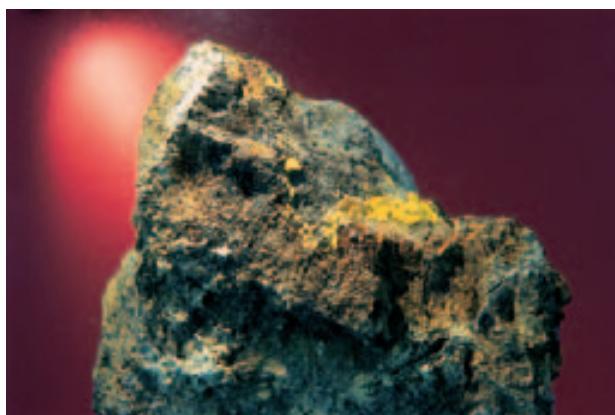


Abb. 41: Gelbe Zippelite-Krusten und Ausblühungen auf Zechsteinkalk. Dieses sekundäre Uranmineral bildete sich durch Verwitterung von Pechblende. Funde dieser häufig bunten supergenen Minerale gaben zusätzliche Anhaltspunkte für die Uranerzkundung auf Rückenmineralisationen (Sammlung Mansfeld-Museum).

bei Hasserode. Diese dürftigen Hinweise auf Vorkommen des strategischen Metalls Uran genügten in den späten vierziger Jahren, um eine ausgedehnte Lagerstättenerkundung auszulösen. Ziel der ersten Erkundungsetappe der SAG Wismut in den Jahren 1947 bis 1953 waren folgerichtig die Uranerzvorkommen im Kontakthof des Brocken-Massivs, im Hornburger Sattel des Unterharzes und im Mansfelder und Sangerhäuser Revier (RUNGE 1999).

7.6.1 Vererzung in Molassen des Permokarbons

In diesem Zusammenhang erweckten insbesondere Urananreicherungen in gebleichten Sandsteinen des Hornburger Sattels das Interesse der SAG Wismut (Abb. 39 und 42). Diese im Grenzbereich Rotliegend/Zechstein abgelagerte Sandsteinfolge wird im Hangenden und Liegenden von tonigen Schichtgliedern begrenzt. Die Hauptanomalien sind an eine ca. 9 m mächtige Sandsteinbank ca. 25 m im Liegenden des Kupferschiefers gebunden. Darunter folgen etwa 40 m mächtiger rotbrauner Tonstein (Hornburg-Formation). Das Hangende besteht aus einer rund 15 m mächtigen feinsandigen Schluffsteinfolge (Eisleben-Formation). Neben Flachbohrungen und Schürfen erfolgte auch eine untertägige Erkundung durch bergmännischen Aufschluss mit Strecken von ca. 700 m bzw. 570 m Länge auf zwei Sohlen. Trotz der flächenmäßig weit verbreiteten feindispersen Vererzung mußte aufgrund der geringen Durchschnittsgehalte (0,024 %) und der unerheblichen Vorräte (405,9 t U) auf eine bergmännische Gewinnung verzichtet werden. Auch spätere Versuche zur *in situ*-Laugung dieser schwachen Vererzung scheiterten.

7.6.2 Saxonische Gangmineralisationen an der Zechsteinbasis (Kupferschiefer) und Vererzungen im Mittelharz-Ganggebiet

Im Mansfelder und Sangerhäuser Revier konnten sehr niedrige und stark absetzige Urananomalien mit Gehalten zwischen 0,01 und 0,02 % durch Prospektion in den zugänglichen Grubenaufschlüssen und auf den Halden des Kupferschiefers nachgewiesen werden. Obwohl an verschiedenen Stellen

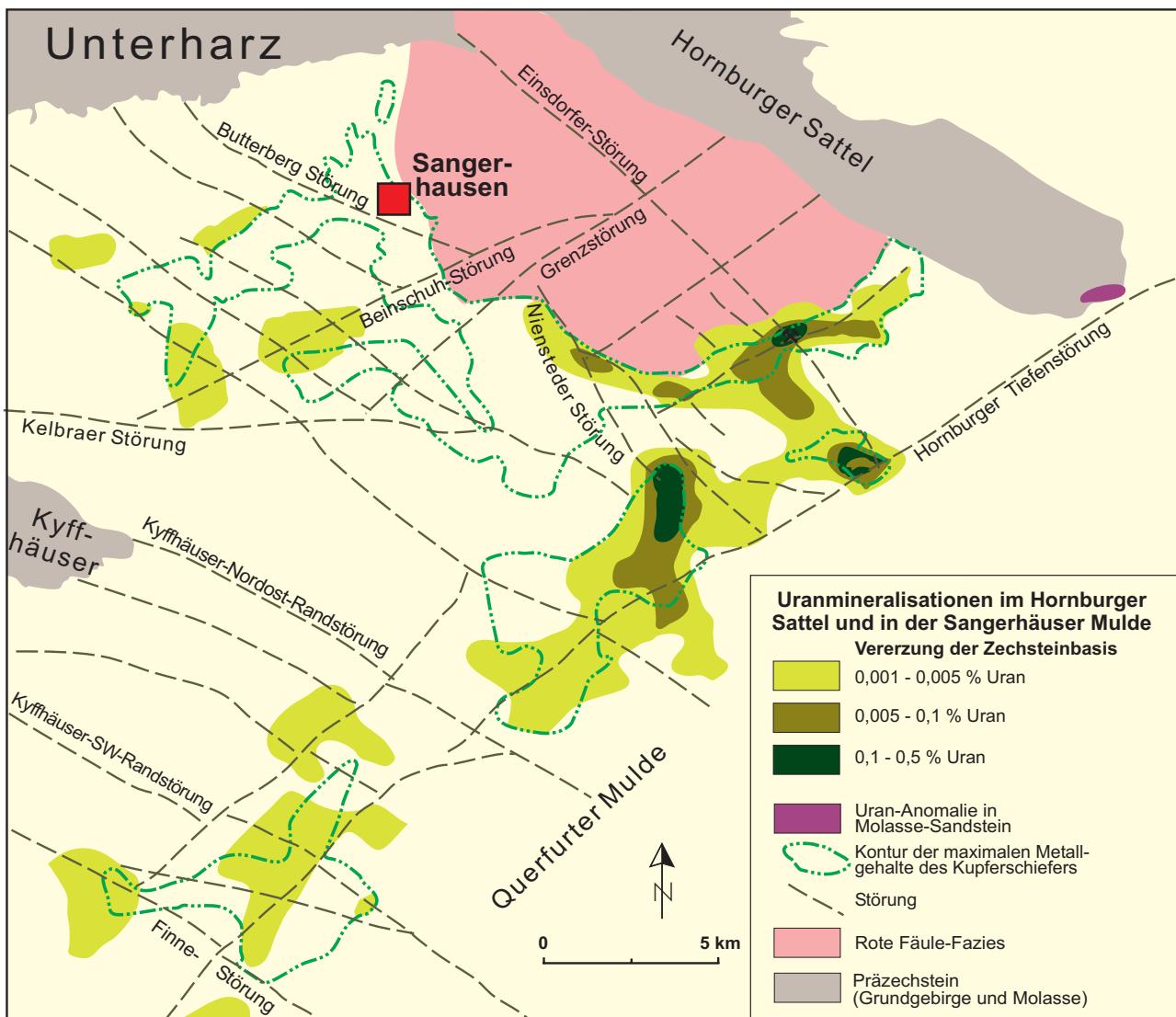


Abb. 42: Uranmineralisationen des Hornburger Sattels und des Sangerhäuser Reviers. Noch deutlicher als die Kupferschüttung (strichpunktierte grüne Linie) zeigt die Uranführung der Zechsteinbasis eine starke Beziehung zur Bruchtektonik. Gebiete mit maximalen Urangehalten sind an die Hornburger Tiefenstörung bzw. an eine Vergitterung dieser mit anderen Störungen geknüpft (ergänzt nach TONNDORF 1994).

sichtbare Bi-Co-Ni-ähnliche Pechblendeanreicherungen in Quarz-Karbonat-Baryt-Gängen des Reviers Mansfeld (sogenannte „Edle Rücken“) vorkamen (Abb. 40 und 41), lagen die Metallgehalte und -mengen weit unter den geforderten Kriterien, die weitere Erkundungsarbeiten gerechtfertigt hätten (Abb. 42).

Ebenfalls im Zuge von Such- und Erkundungsarbeiten im Raum Halle trafen Bohrungen bei Prosigk (1970/74) und Dieskau (1975/76) an der Zechsteinbasis feindisperse stratiforme Uranmineralisationen mit Buntmetallsulfiden an. Bei Mächtigkeiten der erzführenden Zone von 0,2 bis 0,5 m und Urangehalten zwischen 0,03 und 0,08 % war trotz

geringer Teufe (30 bis 160 m unter GOK) eine ökonomische Nutzung der Vorkommen auszuschließen.

Bereits in der Frühphase der Uranprospektion konzentrierte sich ein nicht unbeträchtlicher Erkundungsaufwand im Umfeld des Brockengranits im nordöstlichen Teil des Mittelharz Ganggebiets. Die Schwerpunkte der Sucharbeiten lagen bei Drei Annen-Hohne und im Ganggebiet von Hasserode (Mittelharz). Größeres Ausmaß erlangten die bergmännischen Untersuchungen der z.T. mächtigen Karbonatgänge der Bi-Co-Ni-Formation im Thumkuhlental (SW-Hasserode), die innerhalb kontaktmetamorpher Flinzbilagerungen aufsetzen (Abb. 43). Im Zuge der Aufwältigung der alten Baue und einer

feldortmäßigen Untersuchung der höflichen Strukturen auf zwei Sohlen (mdl. Mitt. G. RÖSICKE) wurden im Thumkuhlental auch zwei Schurfschächte geteuft. Über diese frühen Aktivitäten der SAG (später SDAG) Wismut liegen nur sehr lückenhafte Informationen vor. Im Ergebnis konnte in der ehemaligen Kobalterz-Grube „Aufgeklärtes Glück“ eine spurenhafte Uranvererzung nachgewiesen werden. Wie alle anderen Kleinstvorkommen dieses Raums erwies sich auch das Hasseröder Gangrevier als nicht bauwürdige mineralogische Besonderheit innerhalb des nördöstlichen Rhenoherzynikums.

7.6.3 Polymetallische Mineralisationen im Raum Delitzsch/Bitterfeld

Einen Schwerpunkt der Sucharbeiten der SDAG Wismut bildete in den Jahren 1973/85 der Raum Delitzsch/Bitterfeld (RUNGE 1999). Herausragendes Ergebnis dieser intensiven Aufschlussaktivität war der Nachweis einer bis dahin unbekannten Erzregion in Mitteldeutschland mit einem z.Z. noch schwer abschätzbarer Rohstoffpotenzial. Hierzu gehören u.a. die Vererzungen von Kyhna-Schenkenberg (Uran), Delitzsch (Wolfram/Molybdän) und Storkwitz (Seltene Erden/Niob) (Abb. 44). Die Diskussion zur Genese und Altersstellung der jüngeren Mineralisationen (SEE/Nb, W/Mo, Pb/Zn u.a.) ist noch nicht zum Abschluss gekommen (RÖLLIG et al. 1990).

Zahlreiche Kernstrecken dieser jüngsten und intensivsten Erkundungsetappe sind noch vorhanden und werden im Kernarchiv des Landesamts für Geologie und Bergwesen in Halle aufbewahrt. Diese Bohrungen bilden einen wichtigen Datenpool zur Neuinterpretation des Halleschen Vulkanitkomplexes.

Die o.g. metallogenetische Einheit wird von der Landesgrenze zwischen Sachsen-Anhalt und Sachsen in zwei ungleiche Teile zerschnitten. Während sich der größte Teil und die wichtigsten Uranmineralisationen im Regierungsbezirk Leipzig bzw. im unmittelbaren Grenzbereich befinden, konnten in Sachsen-Anhalt nur kleinere Vorkommen nachgewiesen werden. Aus lagerstättengenetischen Gründen wird an dieser Stelle die in Sachsen liegende größte Uran-Thorium-Mineralisation in geraffter Form beschrieben.

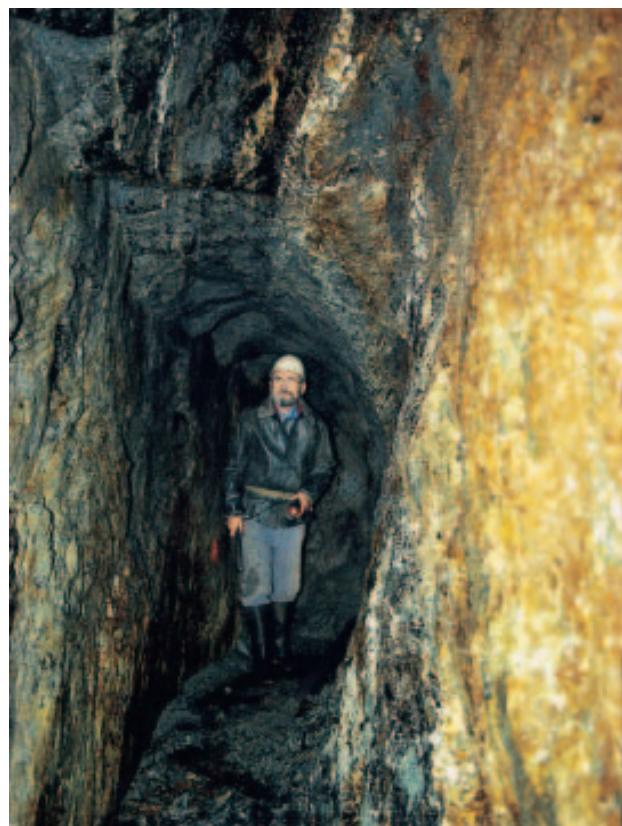


Abb. 43: Im Zuge von Verwahrungsarbeiten konnte 1996 ein kleiner Teil der von der Wismut aufgewältigten alten Baue im Thumkuhlental bei Hasserode stratigraphisch und lagerstättengeologisch dokumentiert werden. Neben einer schwachen Kobalt-, Blei- und Zink-Mineralisation fanden sich keine Hinweise auf Uranerze.

Das mittelgroße Erzvorkommen von Kyhna-Schenkenberg (prognostische Vorräte 2500 t Uran) wurde 1973/74 entdeckt und bis 1985 mit zahlreichen Bohrungen intensiv erkundet. In der Hauptsache ist die Vererzung an unterkarbonisch-tiefoberkarbonische Molasse-Ablagerungen (Klitzschmar-Formation) gebunden. Von wesentlichem Einfluss auf die Erzführung (Nasturan und Coffinit) sind starker kohlenstoffhaltige Gesteine und die Vergitterung steil einfallender NW-SE- bzw. NE-SW-streichender Störungszonen, an die hydrothermale Alterationsau-reolen geknüpft sind. An Hauptstörungen setzt die Mineralisation mit Teufen von über 700 m bis in das cadiomische Basement nieder. Bei Mächtigkeiten zwischen 0,1 bis 5,7 m betragen die Urangehalte der dispersen und mit Sulfiden vergesellschafteten Erze 0,03 bis 1,2 %. Bemerkenswert sind ungewöhnlich hohe Thoriumwerte in der Teillagerstätte Schenkenberg. Sie gehört einem eigenständigen Typ von Uranvererzungen in vulkanischen Bildungen des Permokarbons an (RUNGE 1999).

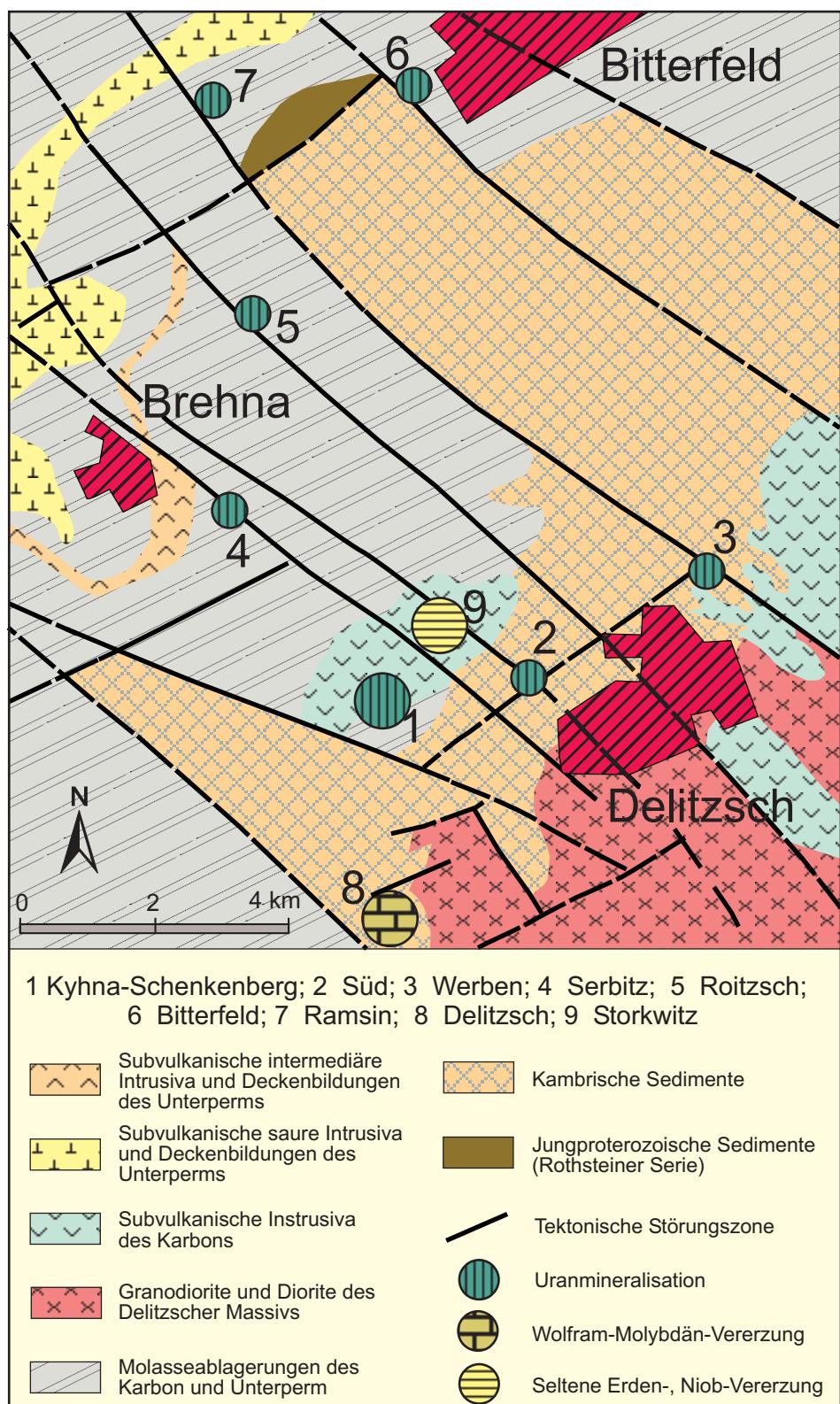


Abb. 44: Die polymetallischen Mineralisationen im Raum Delitzsch/Bitterfeld. Im Grenzbereich zwischen Sachsen und Sachsen-Anhalt wiesen großangelegte Erkundungsarbeiten verschiedene Mineralisationsarten nach. Kleinere Uranerzvorkommen befinden sich auch auf dem Gebiet von Sachsen-Anhalt (verändert nach RUNGE 1999).

Für das Land Sachsen-Anhalt ergaben sich weder in der ersten (1949/53) noch in einer zweiten Erkundungsetappe (1973/85) Anhaltspunkte für eine erfolgversprechende Aufnahme bergmännischer

Arbeiten zur untertägigen Uranerzgewinnung. Infolgedessen blieb das Land Sachsen-Anhalt von den unmittelbaren Auswirkungen des Abbaus und der Aufbereitung von Uranerzen verschont.

Dank

Am Zustandekommen dieses Beitrags waren auch zahlreiche Kollegen außerhalb des LAGB beteiligt. Für die Unterstützung mit Rat und Tat sowie bei Recherchen und Befahrungen möchte sich der Autor bei folgenden Personen herzlich bedanken: Ute und Werner BLASCHCZOK (Pansfelde), Dipl.-Ing. Klaus FOCKE (Sondershausen), Bernd FRIEDRICH (Mansfeld), Dipl.-Phys. Klaus-Jürgen FRITZ (Halle), Dipl.-Ing. Elmar HEBESTEDT (Hettstedt), Gerd HINZE

(Bad Grund), Dr. Dieter KLAUS (Bernburg), Jens KRUSE (Elbingerode), Dr. Dieter MUCKE (Rothenfurther), Dipl.-Ing. Gerd RÖSICKE, (Wernigerode), Dr. Alfred SCHUSTER (Clausthal-Zellerfeld), Prof. Max SCHWAB (Halle), Dipl.-Geol. Rüdiger STRUTZ (Elbingerode), Dr. habil. Horst WELLER (Greifswald), Dipl.-Geol. Wolfgang ZERJADTKE (Uftrungen).

Allen übrigen Beteiligten, die hier im Einzelnen nicht erwähnt werden können, für ihre Bemühungen ein Hallenser Glück auf!

Literaturverzeichnis

- AUGUSTIN, O. (1993):** Mineralchemische und mikrothermometrische Untersuchungen an den Gangmineralisationen des Unterharzes.- Diss. Universität Hamburg, 138 S., Hamburg.
- BECHTEL, A.; ELLIOTT, W.C.; OSCZCEPALSKI, S. (1996):** Indirect age determination of Kupferschiefer-type mineralization in the Polish Basin by K/Ar dating of illite.- preliminary results.- Econ. Geol., 92, 1310-1319.
- BERG & HOFFMANN (1942):** Zur Paläogeographie und Entstehung der Eisenerze in den Liasschichten.- Archiv für Lagerstättenkunde 75, Berlin.
- BORSDORF, K. H. (1971):** Zum unteren Mitteldevon im Elbingeröder Komplex/Harz.- Geologie, 20, 1, 17-21, Berlin.
- BORSDORF, K. H. (1976):** Fluoritmineralisationen in Tiefbohrungen des Gardelegener Abbruchs.- unveröff. Bericht ZGI, 81 S., Berlin.
- BRECHT, G. (1999):** Authigene Phyllosilikate in permokarbonen SiO₂-reichen Vulkaniten Ostdeutschlands.- Berliner geowiss. Abh., (A), 201, 181 S., Berlin.
- BRÜNING, K. (1926):** Der Bergbau im Harze und im Mansfeldschen.- 214 S., Braunschweig / Hamburg.
- BURCHARDT, I. (1970):** Zur Minerogenie der Manganakkumulationen in unterkarbonischen Kieselschiefern am Elbingeröder Komplex (Harz).- Z. f. angewandte Geologie, 16, 7/8. 332-238, Berlin.
- BUSCHENDORF, F.; DENNERT, H.; HANNAK, W.; HÜTTENHAIN, H.; MOHR, K.; SPERLING, H. & STOPPEL, D. (1971):** Die Blei-Zink-Erzgänge des Oberharzes - Geologie des Erzgang-Reviers, Mineralogie des Ganginhalts und Geschichte des Bergbaus im Oberharz.- Beih. Geol. Jb., 118, 212 S., 6 Abb., 9 Tab., 44 Taf., Hannover.
- DAVE, A. S. (1963):** Paragenetischer und geochemischer Aufbau der Eisenerz-Lagerstätte Braunesumpf bei Hüttenrode im Harz.- Freib. Forsch.-H. C 146, 110 S., Leipzig.
- EHLING, B.-C.; GERMANN, K.; KOCH, M.M.; MATHEIS, G. & STEDINGK, K. (1995):** Polystage alteration of Permosilesian magmatic rocks and its significance for mineralizing processes in the NE-Rhenohercynian Belt (Germany).- Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1994, 5/6, p. 561-565, 3 fig., Stuttgart.
- FRANKE, D. (1990 a):** Der präpermische Untergrund der Mitteleuropäischen Senke - Fakten und Hypothesen,. Veröff. Niedersächs. Akad. Geowiss. 4, S. 19-75, Hannover.
- FRANKE, D. (1990 b):** Submeridionale Transcurrent-Störungen im präpermischen Untergrund der Mitteleuropäischen Senke.- Z. angew. Geol. 36, 200-207, Berlin.
- FRANZKE, H.J.; & ZERJADTKE, W. (1990):** Über strukturelle Aspekte der hydrothermalen Gangmineralisationen des Unterharzes.- Metallogenetische Entwicklung im Harz, Report 1, S. 33-50, Aachen.
- FRANZKE, H.J.; & ZERJADTKE, W. (1993):** Structural control of hydrothermal vein mineralizations in the Lower Harz Mountains.- In MÖLLER & LÜDERS (Hrsg.): Formation of hydrothermal vein deposits - A case study of the Pb-Zn, barite and fluorite deposits of the Harz Mountains, Monograph series on Mineral Deposits, 30, p. 13-33, Berlin-Stuttgart.

- FRANZKE, H.J., & ZERJADTKE, W. (1999):** Übersicht über die Bildung der hydrothermalen Gänge des östlichen Harzes – ein Fortschrittsericht.- Aufschluss, Sonderband zur Sommertagung 1999 in Halle, 39-63, 22 Abb., Heidelberg.
- FRIEDEL, C.-H. (1996):** Tektonik und Metamorphose im östlichen Mittelharz.- Diss. TU Berlin, Scientific Technical Report STR96/07, 195 S., 9 Taf, GeoForschungsZentrum Potsdam.
- FRIEDEL, C.-H.; HOTH, P.; FRANZ, G. & STEDINGK, K. (1995):** Niedriggradige Regionalmetamorphose im Harz.- Zbl. f. Geol. Paläont. Teil I, 1993, 9/10, S. 1213-1235, 5 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- FRIEDRICH, G. & JOCHUM, J. (1995):** Lagerstättenbildung durch intraformationale Prozesse - Sechs Jahre Forschung im Rahmen eines DFG-Schwerpunktprogramms.- Freib. Forsch. H., C 460; 40-82, 15 Abb., Freiberg.
- GERLACH, R. (1986):** Kluftgebundene Mineralisationen im subsalinaren Tafeldeckengebirge des SE-Harzvorlandes.- Diss. Bergakademie Freiberg.
- GERLACH, R. (1989):** Zur mineralogisch-stofflichen Differenzierung von Kupferreicherzen im Lagerstättentyp Kupferschiefer (SE-Harzvorland) mit dem Versuch einer genetischen Interpretation.- Freib. Forsch.-H., C 437, 59-72, Leipzig.
- GILLITZER, G. (1936):** Die Geologie der Erzanreicherungen im Mitteldeutschen Kupferschiefer.- Jb. Halle. Verb., 15, 9-27, Halle.
- GLOYNA, B. (1961):** Zwischenbericht über Untersuchung des Eisenerzes von Sommerschenburg.- Ber. ZGF Berlin (unveröff.).
- GOTTESMANN, B. (1961):** Bericht über die mineralogisch-petrographische Untersuchung eines Profils der Eisenerzlagerstätte Sommerschenburg.- Ber. ZGF Berlin (unveröff.).
- GROSS, A. (1965):** Erkundungsergebnisse der Eisenerzlagerstätte Sommerschenburg-Süd, Subherzyn.- Z. angew. Geol. 11, 289-297, Berlin.
- GROSS, A. (1970):** Geologische Abschlussakten der Gruben Büchenberg und Braunesumpf des VEB Metalleichtbaukombinat, Werk Calbe, Werkteil Blankenburg (Harz).- Unveröff. Ber., Elbingerode.
- HEINRICH, K. (1998):** Der Flusspatbergbau im Harz.- in: 225 Jahre Oberbergämter und Bergbehörden Halle, 67-71, Halle.
- HESEMANN, J. (1930):** Die Erzbezirke des Ramberges und von Töllerode im Harz.- Arch. Lagerstättenforschg., 46, 92 S., Berlin.
- HUCKRIEDE, H. & MEISCHNER, D. (1996):** Origin and environment of manganese-rich sediments within black-shale basins.- Geochimica et Cosmochimica Acta, Vol. 60, No. 8, pp. 1399-1413, New York.
- JOCHUM, J.; FRIEDRICH, G.; PICKEL, W.; HORSFIELD, B. & LEISTNER, F. (1994):** Kohlenwasserstoffe in Erzmineralen der Lagerstätten im Trias-Dreieck, Eifel, Herkunft und möglicher Einfluss auf die Lagerstättenbildung.- Ber. Dt. Mineral. Ges., Beih. Z. Eur. J. Mineral 6, 1, 361.
- 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.- J. Geophys. Res., 92, 581-598.
- JUNG, W.; KNITZSCHKE, G. GERLACH, R (1971):** Entwicklungsgeschichte der geologischen Anschauungen über den Mansfelder Kupferschiefer.- Geol., 20, 462-484.
- KAMMHOLZ & WITTMANN (1965):** Abschlussbericht über die geologischen und wirtschaftlichen Ergebnisse der Untersuchungen auf Neokomeisenerze im Gebiet des Kleinen Fallsteins.- VEB Geol. Erk. West, Halle (unveröff.).
- KAUTZSCH, E. (1942):** Untersuchungsergebnisse über die Metallverteilung im Kupferschiefer.- Arch. f. Lagerstättenf., 74, Berlin.
- KLAUS, D. (1978):** Ergebnisse paragenetischer und tektonischer Untersuchungen der Gangsysteme des Unterharzes.- Diss BA Freiberg, Sekt. Geowiss., 136 S., Freiberg.
- KNAUER, E. (1960):** Quantitativ-mineralogische Untersuchungen an den mitteldevonischen Roteisenerzen am Büchenberg bei Elbingerode.- N. Jb. Min. Abh., 103, 179.191, Stuttgart.
- KNITZSCHKE, G. (1995):** Metall- und Produktionsbilanz für die Kupferschieferlagerstätte im südöstlichen Harzvorland.- in: JANKOWSKI, G. (Hrsg.): Zur Geschichte des Mansfelder Kupferschieferbergbaus, 270-284, Clausthal-Zellerfeld.

- KRUSE, B.; SÖLLIG, A.; KUNZ, I.; BORSDORF, K.-H. & SCHIRMER, B. (1984):** Einschätzung der Rohstoffführung der Flechtingen-Roßlauer Scholle.- unveröff. Bericht, ZGI Berlin, 186 S., Berlin.
- KRZYWICKI, E. (1954):** Der Elbingeröder Komplex.- in W. SCHRIEL: Die Geologie des Harzes, 221-239, Hannover.
- LANDESAMT FÜR GEOLOGIE UND BERGWESEN SACHSEN-ANHALT (2000):** Geologisch-montanhistorische Karte der Reviere Mansfeld und Sangerhausen im Maßstab 1 : 50 000, Halle.
- LANDESAMT FÜR GEOLOGIE UND BERGWESEN SACHSEN-ANHALT (i. Vorb.):** Karte der tiefliegenden und Energierohstoffe im Übersichtsmaßstab 1 : 400 000, Blatt I, Erze und Spate, Halle.
- LANGE, H. (1957):** Paragenetische und genetische Untersuchungen an der Schwefelkieslagerstätte „Einheit“ bei Elbingerode (Harz).- Freiberger Forsch. H. C33, 96 S., Berlin.
- LANGE, P. (1973):** Zur karbonischen Sedimentation am Büchenberg-Sattel des Elbingeröder Komplexes (Harz).- Z. geol. Wiss., Themenheft I, Harzgeologie, 111-126, 9 Abb., Berlin.
- LÜDERS, V.; STEDINGK, K. & FRANZKE, H.J. (1993):** Review of geological setting and mineral paragenesis.- In Möller & Lüders (Hrsg.): Formation of hydrothermal vein deposits - A case study of the Pb-Zn, barite and fluorite deposits of the Harz Mountains, Monograph series on Mineral Deposits, 30, p. 5-11, 4 fig., 1 tab., Berlin-Stuttgart.
- LÜDERS, V. & MÖLLER, P. (1995):** Geochemie hydrothermaler Gangmineralisationen des Harzes.- Zbl. Geol. Paläont. Teil I, 1993, H. 9/10, 1329-1349, 7 Abb., Stuttgart.
- LUTZENS, H. (1967):** Über Stratigraphie, Lagerungsverhältnisse und Lagerstättenführung im Westteil des Elbingeröder Komplexes (Harz).- Geologie, 16, 977-988, Berlin.
- LUTZENS, H. (1969):** Stratigraphie, Faziesbildung und Baustil im Paläozoikum des Unter- und Mittelharzes.- Unveröff. Diss. Univ. Halle.
- LUTZENS, H. (1979):** Zur geotektonischen Entwicklung des Harzvaristikums mit besonderer Berücksichtigung synparoxysmaler Resedimentationsprozesse im Mittelharz.- Schriftenreihe geol. Wiss. 15, 37-103, Berlin.
- LUTZENS, H. & BURCHARDT, I. (1972):** Metallogenetische Untersuchungen an mitteldevonischen oxidischen Eisenerzen des Elbingeröder Komplexes.- Z. f. angewandte Geologie, 18, 11, 481-491, Berlin.
- LUTZENS, H. & BRÜNING, K. (1972):** Über die lagerstättenkundlichen Verhältnisse am Elbingeröder Sattel (Harz).- Z. f. angewandte Geologie, 18, 10, 434-442, Berlin.
- MEINEL, G. (1965):** Erzmikroskopische Untersuchungen an 26 oberdevonischen Eisenerzproben vom Elbingeröder Komplex, Bohrungen Königshütte 1 und 2 und Steinbach/56.- Ber.-Nr. 10/65, VEB Geol.-Erkdg. West, Betriebsabt. Jena, unveröff.
- MESSE, E. (1955):** Kupferschiefer, Sanderz und Kobilrücken im Richelsdorfer Gebirge (Hessen).- Hess. Lagerstättenarch., 3, Wiesbaden.
- MÖLLER, P. & LÜDERS, V. (1993):** Synopsis.- In Möller & Lüders (Hrsg.): Formation of hydrothermal vein deposits - A case study of the Pb-Zn, barite and fluorite deposits of the Harz Mountains, Monograph series on Mineral Deposits, 30, p. 285-291, Berlin-Stuttgart.
- MOHR, K. (1993):** Geologie und Minerallagerstätten des Harzes.- Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 2. Auflage, 497 S., Stuttgart.
- MUCKE, D. (1973):** Initialer Magmatismus im Elbingeröder Komplex des Harzes.- Freiberger Forsch. H. C279, 221 S., Leipzig.
- MUCKE, D. (2000):** Erztypen und Genese.- unveröff. Manuskr., 12 S., Rothenfurth.
- MÜLLER, G. & STRAUSS, K. (1987):** Gesteine des Harzes.- 297 S., 23 Abb., 1 Taf., 52 Tab., Clausthal-Zellerfeld.
- NÖLDEKE W, et al. (1963):** Darstellung der geologischen Entwicklung und Einschätzung der Eisenerzführung im Mesozoikum der Altmark.- Manuskr. Zentr. Geol. Inst. (unveröff.)
- ÖELKE, E. (1970):** Der alte Bergbau um Schwenda und Stolberg/Harz.- Hercynia, /, S. 337-354, Halle/S.

- OELKE, E. (2002):** Der östliche Harz.- in Oelke (Hrsg.): Glück auf! Bergbau und Bergbauregionen in Sachsen-Anhalt – Exkursionsführer.- 157-177, Halle (Saale).
- OELSNER, O; KRAFT, M. & SCHÜTZEL, H. (1958):** Die Erzlagerstätte des Neudorfer Gangzuges.- Freiberger Forsch. H. C52, 114 S., Berlin.
- QUADE, H. (1976):** Genetic problems and environmental features of volcano-sedimentary iron-ore deposits of the Lahn-Dill type.- in K.H. Wolf: Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, II. Regional studies and specific deposits, Vol. 7, 255-294, Amsterdam-Oxford-New York.
- REICHSTEIN, M. (1959):** Die fazielle Sonderentwicklung im Elbingeröder Raum des Harzes.- Geologie, 8, 113-46, Berlin.
- REICHSTEIN, M. (1964):** Zur frühvariszischen Reliefentwicklung im Mittelharz.- Ber. Geol. Ges. DDR, 9, 4/5, 551.565, Berlin.
- RENTZSCH, J. (1981):** Mineralogical-geochemical prospection methods in the Central-European Copper Belt.- Erzmetall, 34: 492-495.
- RENTZSCH, J. (1994):** Die Metallbilanz der Kupferschiefervererzung in Deutschland.-Ber. Dtsch. Min. Ges. ,1, 1994, Beih. Europ. J. Min, 6: 226.
- RENTZSCH, J. & KNITZSCHKE, G. (1968):** Die Ermineralparagenesen des Kupferschiefers und ihre regionale Verbreitung.-Freib. Forsch.-H., C 231: 189-211.
- RENTZSCH, J. & FRANZKE, H. J. (1997):** Regional Tectonic Control of the Kupferschiefer Mineralization in Central Europe.-Z. geol. Wiss., 25, 121-139.
- RÖLLIG, G.; VIEHWEG, M. & REUTER, N. (1990):** The ultramafic lamprophyres and carbonatites of Delitzsch (GDR).- Z. angew. Geol., 36, 2, p. 49-54, Berlin.
- RUNGE, W. (Hrsg.), (1999):** Chronik der Wismut.- CD, 2. Auflage, Chemnitz.
- SCHEFFLER, H. (1975):** Schwefelisotopenverhältnisse und Spurenelementgehalte von Sulfiden aus der Schwefelkieslagerstätte "Einheit" bei Elbingerode im Harz.- Z. geol. Wiss., 3, 3, 313-326, Berlin.
- SCHEFFLER, H. (2002):** Das Elbingeröder Besucherbergwerk „Drei Kronen und Ehrt“ – Wissenswertes um ein Bergwerk.- 96 S., Wernigerode.
- SCHLEIFENBAUM, W. (1906):** Das Schwefelkiesvorkommen am Großen Graben bei Elbingerode am Harz.- Jb. Preuß. Geol. LA, 26, 406-417, Berlin.
- SCHNEIDER, J.; HAACK, U. & STEDINGK, K. (2002):** Rb-Sr dating of epithermal vein mineralization stages in the eastern Harz Mts. (Germany) by paleo-mixing lines.- Geochim. Cosmochim. Acta, im review-Prozess.
- SCHNEIDER, J.; HAACK, U. & STEDINGK, K. (2002):** A Sr isotope study on fluorites and siderites from Mesozoic vein mineralizations in the eastern Harz Mts., Germany.- Mineral. Deposita, im review-Prozess.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1941):** Lehrbuch der Lagerstättenkunde.- Jena.
- SCHRETTENMAYR, S. (1993):** Bruchkinematik des Haldenslebener und Gardelegener Abbruchs (Scholle von Calvörde).- Geol. Jb., A 131, S. 219-238, 12 Abb., Hannover.
- SCHUST, F.; SCHWANDTKE, E.; SÖLLIG, A.; WASTERNACK, J.; KRUSE, B.; THOMAS, U.; RENTZSCH, J. & MÜLLER, H. (1985):** Einschätzung der Rohstoffführung des Harzes.- unveröff. Bericht ZGI Berlin, 246. S., Berlin.
- SCHWERDTFEGER, K. (1998):** Eisensteingruben, Hochofen- und Hammerhütten im Bodegebiet des Harzes.- 446 S., Clausthal-Zellerfeld.
- SPARFELD, K.-F. (1962):** Zur Stratigraphie und Paläontologie der Lias-Eisenerze von Sommerschenburg-Badeleben.- Dipl.-Arb. Bergakad. Freiberg, (unveröff.).
- STEDINGK, K. & STOPPEL, D. (1993a):** History of mining operations and economic importance of the Harz vein deposits.- .- In: Möller & Lüders (Hrsg.): Formation of hydrothermal vein deposits - A case study of the Pb-Zn, barite and fluorite deposits of the Harz Mountains, Monograph series on Mineral Deposits, 30, p. 1-3, 2 tab., Berlin-Stuttgart.

- STEDINGK, K. & STOPPEL, D. (1993b):** Stratigraphy, petrography, paragenesis, and tectonic features of the Upper and Middle Harz vein district.- In: Möller & Lüders (Hrsg.): Formation of hydrothermal vein deposits - A case study of the Pb-Zn, barite and fluorite deposits of the Harz Mountains, Monograph series on Mineral Deposits, 30, p. 35-54, 12 fig., 2 tab., Berlin-Stuttgart.
- STEDINGK, K.; EHLING, B.-C.; KNOTH, W.; GERMANN, K. & SCHWAB, M. (1995):** Epigenetic mineralizing processes in the Northeastern Rhenohercynian Belt (Harz Mountains, Flechtingen-Rosslau Block).- In J. Pařava, B. Kríbek & K. Zák (eds.): Proceedings of the Third Biennial SGA Meeting Prague/Czech Republic, 28-31 August 1995, "Mineral Deposits: From Their Origin to Their Environmetal Impacts", p. 79-82, 3 fig., Rotterdam.
- STEDINGK, K. & EHLING, B.-C. (1995):** Gangmineralisationen im NE-Rhenoherzynikum - ein strukturgeologisch-paragenetischer Überblick.- Zbl. Geol. Paläont. Teil I, H. 9/10, S. 1307-1327, 8 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- STEFFEN, W. (1968):** Short synopsis of the geosynclinal development and the ore formations of the Elbingeröder complex.- in: Exkursionsführer z. 23. Intern. Geol. Kongr., Exkursion 36 A C, unveröff., Blankenburg.
- STRUVE, G. v. (1957):** Ein Beitrag zur metallurgischen Beurteilung der wichtigsten der in der DDR verhütteten Eisenerze.- Freib. Forsch.-H., B 19, Berlin.
- TISCHENDORF, G. (1959):** Zur Genesis einiger Selenidvorkommen, insbesondere von Tilkeroode im Harz.- Freiberger Forsch.-H. C 69, 168 S., Berlin.
- TONNDORF, H. (1994):** Metallogenie des Urans im ostdeutschen Zechstein.- Abh. d. sächsischen Akad. d. Wiss. Leipzig, Math.-naturwiss. Klasse, 58, 3, 1-132.
- TRÖGER, K.-A. (1995):** Die Subhercynie Oberkreide - Beziehungen zum Variscischen Grundgebirge und Stellung innerhalb Europas.- Nova Acta Leopoldina, NF 71, 291, S. 217-231, Halle.
- VINOGRADOV, A.P. (1962):** Durchschnittsgehalte chemischer Elemente in den Haupttypen von Vulkanitgesteinen (russ.).- Geochimija, 555-571, Moskau.
- WASTERNACK, J. (1989):** Geologische Karte der deutschen Demokratischen Republik - Regionales Geologisches Kartenwerk Harz 1 : 100 000 - Karte der Lagerstätten und Lagerstättenanzeichen,- 1 Kt., 1 Legende, Berlin-Potsdam.
- WEBER, W. (1975):** Tiefe Bruchstrukturen der postvariszischen Tafelentwicklung Mitteleuropas und ihre Bedeutung für Magmatismus und postmagmatogene Fluorit-Baryt-Mineralisation.- unveröff. Diss. Bergakademie Freiberg, Freiberg.
- WELLER, H. & WEYER, D. (1991):** Elbingerode Complex, in: Gischler, E., Weller, H. & Weyer, D.: Devonian reefs of the Harz Mountains, Germany. 6th International symposium on fossil Cnidaria including Archaeocyatha and Porifera, Exkursionsführer (Exkursion A4), 43-90, Münster.
- ZINCKEN, J.C.L. (1825):** Der östliche Harz mineralogisch und bergmännisch betrachtet.- Braunschweig.
- ZÖLLICH, M. (1939):** Zur Deckenfrage im Mittelharz – Die tektonische Stellung der Schalsteinsättel bei Elbingerode.- Abh. Preuß. Geol. Landesanst., N.F., 191, 146 S., Berlin.



Grube Drei Kronen und Ehrt bei Elbingerode (Mittelharz). Blick in eine ausgeerzte Abbaukammer (Foto: JENS KRUSE, Elbingerode).