

Die Uranerzlagerstätte Schlema-Alberoda

Bearbeiter: Marco Münch

Betreuer: PD Dr. Thomas Seifert

Technische Universität Bergakademie Freiberg, 09599 Freiberg, Deutschland

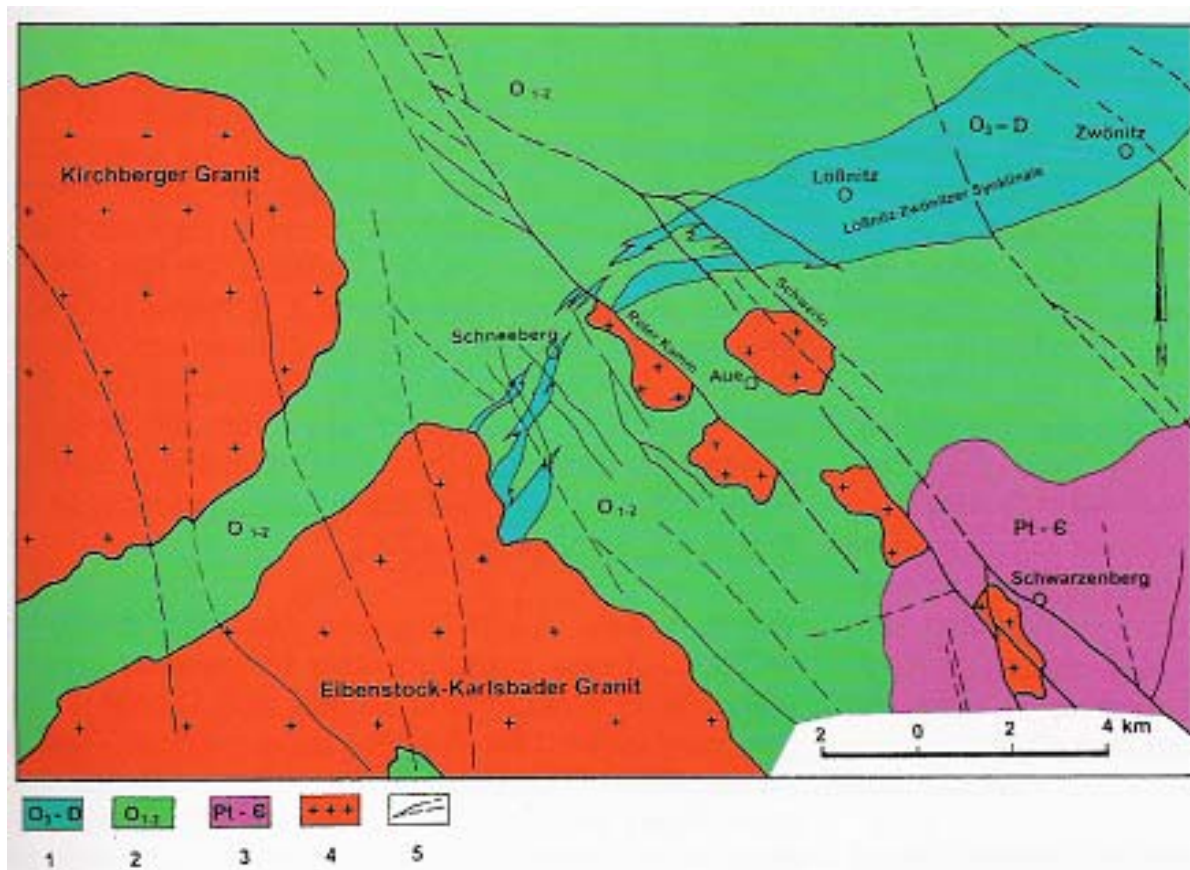
Abstract. Die Lagerstätte Schlema-Alberoda ist eine Uran-Ganglagerstätte im sächsischen Erzgebirge (Deutschland). Sie ist eine der größten Lagerstätten ihres Typs. Im Kreuzungsbereich zweier tektonischer Großstrukturen, der Gera – Jachimov Störungszone und der Löbnitz – Zwönitzer – Synklinale, befindet sich eine Vergitterungsstruktur von Klüften. Diese Struktur, als Wegsamkeit und in Verbindung mit einer mehrfachen Aktivierung der Gera-Jachimov-Störungszone, schafft ideale Voraussetzungen für eine Ausbildung von Erzgängen unterschiedlichen Alters. Ein Abbau der Uranerze erfolgte im großen Maßstab erst nach dem 2. Weltkrieg. Es wurden von 1956 bis 1991 ca. 80000 t Uran, sowie einige 100 t Nebenmetalle wie Wismut, Selen und Silber abgebaut. Die Lagerstätte wurde bis in eine Teufe von ca. 2000m nahezu vollständig ausgebeutet. Nach der Schließung der Lagerstätte (1991) standen umfangreiche Sanierungsarbeiten an, welche bis heute andauern.

Einleitung:

Die Lagerstätte von Schlema-Alberoda ist eine Uran-Ganglagerstätte im unteren Westerzgebirge (Sachsen) in Deutschland. Sie liegt im Kreuzungsbereich der erzgebirgisch streichenden Löbnitz-Zwönitzer Synklinale und der NW-SO gerichteten Gera-Jachymov-Störungszone. Tektonische Störungen, Spalten und Gangstrukturen unterschiedlicher Richtung sind in großer Zahl vorhanden und streichen überwiegend um WNW-OSO bis NNW-SSO. Sie wurden teilweise mehrfach aktiviert und dienten zirkulierenden hydrothermalen Lösungen als Bewegungsbahnen. Die Uranvererzung ist auf vielen hundert Gängen ausgebildet, die räumlich sehr ungleichmäßig verteilt sind und durch tektonische Prozesse, Kontraktions- und Entspannungsprozesse vor, während und nach der Intrusion der Granite aktiv waren. Die Mineralisation der Gänge ist kompliziert mehrphasig und überwiegend hydrothermal. Als Folge dessen sind Gangformationen verschiedenen Alters entstanden. Oft treten Häufungen bzw. Gruppierungen in sogenannten Strukturerknoten auf. Die Erzgänge sind hauptsächlich im Exokontakt des varistisch-postorogenen Auer Granitmassivs mit den Gesteinen der Löbnitz-Zwönitzer Synklinale ausgebildet. Die Hauptvererzung tritt in den Teufen –390m bis –1125 m auf. Bergbaulich bedeutend waren die Uran-führenden Karbonatgänge der spätvaristischen kku-Formation, postvaristischen mgu- und biconi-Formation. Die primären Uranerzgänge sind die Quarz-Calcit-Pechblende-Gänge der kku-Formation. Bei diesen Gängen wurde ein Pechblendelalter von ca. 275 Mio. Jahren ermittelt (Hiller und Schuppan, 2008).

Geologischer Bau der Lagerstätte:

Die Lagerstätte ist Teil des Erzfeldes Schneeberg-Schlema-Alberoda und Teil der sächsisch-thüringischen Uranprovinz, die im nordwestlichen Randbereich der Böhmisches Masse liegt. Sie ist an den Nordabfall des Erzgebirgischen Granitpluton und den Kreuzungsbereich der tektonischen Großstrukturen Löbnitz-Zwönitzer Mulde und Gera-Jáchymov-Störungszone gebunden. Das Erzgebirgsantiklinorium streicht südöstlich der Lagerstätte in Form der Schwarzenberger Gneiskuppel aus und besteht aus Gneisen und kristallinen Schiefen. Im Nordwesten schließt sich das Erzgebirgssynklinorium (Erzgebirgsnordrandzone) an. (Abb.1) Es setzt sich aus paläozoischen Phylliten und Grünschiefern zusammen, die lang gestreckte Faltenstrukturen bilden. Im Zentrum der nach Süden überkippten Löbnitz-Zwönitzer Synklinale befindet sich die Uranlagerstätte Schlema-Alberoda. In der Löbnitz-Zwönitzer Synklinale verläuft die Löbnitz-Zwönitzer Störungszone. Die Faltenachsenfläche der Synkinalstruktur verläuft bogenförmig und zeichnet die Schwarzenberger Gneiskuppel nach. Im Raum Schneeberg-Neustädtel ist sie SSW-NNO orientiert, im Raum Schlema-Alberoda ONO streichend bei einem Einfallen von 40-60° nach WNW bis NNW. Am Kontakt des Eibenstocker Granitmassivs bei Wolfgangmaßen steigt das Scharnier nach Oberschlema langsam an, im Bereich Niederschlema-Alberoda taucht es unter einem Winkel von 40° nach Nordosten ab. Im Schlemaer Raum ist die interne Gliederung der Löbnitz-Zwönitzer Mulde in zwei Synklinalen (Nord- und Südmulde) und eine Antiklinale 2. Ordnung erkennbar. Gesteine des oberen Ordoviziums, Silurs und Devons bilden den Kern der Synklinale. An den Flügeln der Synklinale findet man ordovizische Schiefer. Die Uranführung der Gänge ist auf den Exokontakt des Granitmassivs beschränkt. Das Nebengestein wird von kontaktmetamorphen Gesteinen gebildet. Diese werden in zwei Hauptgruppen unterteilt. Die erste Gruppe wird von verschiedenen dunklen Schiefervarietäten, Graphitschiefer und Amphibolgesteinen gebildet. Diese sind dem Oberordovizium bis Devon zuzuordnen. Sie werden als „produktive“ Serie zu einer einheitlichen Folge zusammengefasst. Hier sind ca. 95% der Uranvorräte konzentriert. Die zweite Gruppe stellen die hellen, kontaktmetamorph überprägten Phyllite mit geringmächtigen Einlagerungen von Quarziten und Amphibolschiefern dar. Diese Gesteine stammen aus dem Ordovizium und enthalten nur einen unbedeutenden Teil der Uranerze. Der „Rote Kamm“ als eine Abschiebung mit maximal 580 m vertikaler Amplitude und in Begleitung einer Serie parallel orientierter Störungen, ist im Lagerstättenbereich das wichtigste Element der NW-SO streichenden Gera-Jáchymov Störungszone. Die Gera-Jáchimov Störungszone stellt die Bruchtektonische Hauptstruktur dar. Deren Lage in Nähe des Granits und die Vergitterung mit der Löbnitz-Zwönitzer Störungszone sind wesentlich verantwortlich für die räumliche Verteilung der Uranerzgänge. Die Gera-Jáchimov Störungszone hat durch ihr mehrfaches Aufleben im Stadium der postorogenen Granitintrusion und der mesokänozoischen Aktivierung entscheidenden Anteil an der Herausbildung des Kluft-Gang-Netzes. Das von der NW-SO streichenden Störung dominierte Gangnetz nahm die Hauptmenge der mehrphasigen hydrothermalen Mineralisation auf. Die Lage der Granitoberfläche, die Form und Größe des Kontakthofes und das Volumen der „produktiven“ Serie innerhalb dieses Kontakthofes sind für die Lage und den inneren Aufbau des Uranerzfeldes verantwortlich (Hiller und Schuppan 2008).



- 1 Oberes Ordovizium/Silur/Devon
- 2 Unteres/Mittleres Ordovizium
- 3 Proterozoikum/Kambrium
- 4 Varistische Granite
- 5 Störungen sicher/vermutet

Abb. 1 Geologische Karte der Lagerstätte Schlema-Alberoda (aus Hiller und Schuppan 2008)

Gliederung des Lagerstättenbereiches

Bedingt durch die Geschichte der Erkundung und des Abbaus des Lagerstättenfeldes Schlema-Alberoda, wird die Lagerstätte in die Teillagerstätten Oberschlema und Niederschlema-Alberoda unterteilt. Als Grenze fungiert eine Markscheide im Bereich der Gemarkungsgrenze Ober- und Niederschlema. Die geologische Grenze wird entlang der tektonischen Struktur „Schwerin“ gezogen (Abb. 1). (Hiller und Schuppan 2008)

Nebengesteine

Der Bereich der Lagerstätte wird durch regional- und kontaktmetamorphe Gesteine und magmatischen Gesteinen aufgebaut. Der varistische Granit und magmatische Gänge intrudierten in den von metamorphen Gesteinen aufgebauten paläozoischen Schieferkomplex. Im gesamten Lagerstättenraum entspricht die mit schwacher Intensität entwickelte Regionalmetamorphose der Grünschieferfazies. Mit zunehmender Annäherung an den Granitkontakt nimmt die kontaktmetamorphe Überprägung aller Gesteinstypen kontinuierlich zu. Bedingt durch die thermodynamische Beanspruchung ist eine biostratigraphische Einstufung der Gesteine schwierig. Funde von Graptolithen im Kiesel- und Alaunschiefer der „produktiven“ Serie lassen eine Einstufung dieser Gesteine in das Silur zu. Die stratigraphische Zuordnung der meisten paläozoischen Schiefer wird durch regionalen

Vergleich mit den Profilen des thüringisch-vogtländischen Raumes erreicht (Hiller und Schuppan 2008).

Der metamorphe Schieferkomplex

Helle Phyllite ordovizischen Alters in monotoner Ausbildung umranden die Löbnitz-Zwönitzer Mulde. In seiner lithologischen Ausbildung ist dieser paläozoische Schieferkomplex zweigeteilt. DANZIG (1913) ordnet die Phyllite der Phycodenfolge zu. Nach WOZNIAK (1969) befinden sich im Hangenden dieser Folge Äquivalente der Griffelschiefers und der tieferen Teile des Lederschiefers. Ein weitgehendes Fehlen der Phycodenfolge und damit eine alternative Zuordnung in die Frauenbach-Folge und Halbmeiler-Folge wird von GEISSLER 1983 (zitiert von Hiller und Schuppan 2008) aufgestellt. Die Phyllite sind graue oder graugüne Gesteine mit seidigen Glanz und haben 95% Anteil an der Profilmächtigkeit. Sie weisen unbedeutende Einlagerungen von Quarzit- und Amphibol-schiefern auf und haben ein sericitisches bis chloritisches Grundgewebe. In das Grundgewebe sind mm-mächtige Quarzlagen oder -knauern eingelagert (Hiller und Schuppan 2008).

Magmatische Gesteine

Im Lagerstättenbereich treten magmatische Gesteine in Form von Diabasen, Graniten, Aplite und Lamprophyre auf. Devonische Diabase die durch Regional- und Kontaktmetamorphose verändert wurden und jetzt als Amphibolgesteine vorliegen, sind ein Bestandteil der „Produktiven“ Serie. Die zum Auer Granitmassiv gehörenden Granite (Abb.2) der Lagerstätte werden zum Komplex der Gebirgsgranite zugerechnet. Für die Granite ist ein oberkarbonisches Intrusionsalter anzunehmen. Durch Isotopenuntersuchungen wurde ein absolutes Alter von 320 – 340 Millionen Jahre ermittelt. Der Granitkontakt stellt die Grenze zwischen den Teillagerstätten von Niederschlema-Alberoda und Oberschlema dar. Viele nordwestlich orientierte Apophysen dringen in das Nebengestein ein und verkomplizieren die Granitkontur. Es werden Granite mit porphyrischen, mittel- und feinkörnigen Gefüge unterschieden, wobei die Varietäten mit dem porphyrischen Gefüge und einer mittel- bis grobkörnigen Grundmasse überwiegen. Im unmittelbaren Exokontakt und im Granitmassiv



Abb. 2 Feinkörniger Granit, Halde Schacht 309/259

sind Aplite entwickelt. Die Gänge reichen einige hundert Meter ins Nebengestein hinein und haben Mächtigkeiten von einigen dm bis 1-2 m. Die Orientierung der Aplite ist fast ausschließlich in NW-licher Richtung. Die Lamprophyre im Schlema-Alberodaer Revier sind durch Biotitkersantite und Chloritkersantite vertreten. Die älteren Lamprophyre stellen die Biotitkersantite dar (Hiller und Schuppan 2008). Das absolute Alter wird mit 304 bis 322 Ma angegeben (Seifert, 2008b). Die jüngsten magmatischen Bildungen der Lagerstätte sind die Chloritkersantitgänge (Hiller und Schuppan 2008).

Kontaktmetamorphose

Der paläozoische Schieferkomplex wurde infolge der Intrusion des Auer Granitmassivs kontaktmetamorph überprägt und besitzt eine deutliche Zonalität. Diese Zonalität hat eine große Bedeutung für die Prognose der Verbreitung der Uranvererzung. Die Gesteine des Kontakthofes werden in eine saure (Metapelite und Metapsammite) und eine basische Reihe (Metabasite) unterteilt.

Bei den sauren Nebengesteinen werden mit wachsendem Granitabstand drei Fazieszonen unterschieden:

1. Glimmerfelsfazies (Biotitglimmerfelse),
2. Knotenschieferfazies (Andalusit-Cordierit-Zone),
3. Fruchtschieferfazies (Fleckschiefer).

Für die basischen Nebengesteine unterscheidet man vier Fazieszonen:

1. Glimmerfelsfazies (Biotitglimmerfelse),
2. Pyroxen-Epidot-Fazies,
3. Aktinolith-Epidot-Fazies,
4. Chlorit-Epidot-Fazies.

In der Glimmerfelszone, der Pyroxen-Epidot- und untergeordnet in der Aktinolith-Epidot-Zone sind bauwürdige Vererzungen innerhalb der Gänge in den "produktiven" Gesteinen vorhanden. (Hiller und Schuppan 2008)

Gangstrukturen

Störungssystem	Streichen	Streichende Erstreckung	max. Mächtigkeit	Mineralisation der Gangpartie	Beispiele
WSW-streichende	220-280°	bis 6 km	bis 10 m	Quarz- und Quarz-Sulfid-Gänge; eingeschleppte Chloritkersantit- und Karbonatgänge	Union, NW- Störung, Erna I+II, Sinaida, Inge, Gera, Elbe, Egon, Elfriede, Leonid, Oderbruch, Regen, Schlema-Wolga, Inn, Ilm
NW-streichende	310-320°	bis 8 km	bis 25 m (Ausnahmen bis 100 m)	Granitapophysen, Aplitgänge; hydrothermale Gänge aller Formationen	Roter Kam, Sieg, Bergmanns Hoffnung, Schwerin, Ruhmvoll, Seim, Araqui, Kosmos-Saphir, Nelson, Olivin, Beryll, Dürre Henne, Ferrit, Kristall
WNW-streichend	275-305°	bis 3,5 km	bis 5 m	hydrothermale Gänge aller Formationen	Bad Elster, Bozen, Jatu, Astra, Sophie, Borna-Opal, Freundschaft-Waldis, Saar II, Natascha, Valentina
NNW-streichend	330-350° (bis 10°)	bis 1 km	bis 2 m	Biotitkersantit, Aplite, Quarz-Karbonat-Gänge	Plauen, Oschatz IV, Cubanit, Kassiterit, Zink, Tokio, Quarz II+III, Brookit, Hämatit, Brillant
NO-streichend	30-60°	bis 2 km	bis 1,5 m (Ausnahmen bis 10 m)	Chloritkersantite, Quarzgänge	Dynamo, Zentral-Störung

Abb. 3 Allgemeine Charakteristik der mineralisierten Strukturen (nach Hiller und Schuppan 2008)

Gangtypen der Lagerstätte

Die Gänge der Lagerstätte Schlema-Alberoda können nach Schuppan und Hiller 2007 in acht Gangtypen (Abb.4) unterteilt werden. Die vorherrschenden Gangarten sind Quarz- oder Karbonatgänge, wobei die Quarzgänge die ältesten (pneumatolytischen-) hydrothermalen Bildungen darstellen. Diese Bildungen treten in allen Störungssystemen auf.

Gang-formation	Symbol	Verbreitungsgrad der Minerale						Allgemeine Charakteristik der Gänge
		Gangarten			Erzminerale			
		häufig	verbreitet	selten	häufig	verbreitet	selten	
Quarz-Formation	q	Fettquarz, Milchquarz	Feldspat, Calcit, Muskovit	Turmalin, Fluorit, Chlorit, Apatit	-	Scheelit, Wolframit	Molybdänit	selbständige Gänge und Trümer; teleskopierte oder brekziierte Gänge
Quarz-Sulfid-Formation	kb	Milchquarz	-	Turmalin, Fluorit, Chlorit	Arsenopyrit, Chalkopyrit, Sphalerit	Galenit, Pyrit, Bornit, Tennantit	Markasit, Chalkosin	
Kammquarz-Calcit-Pechblende-Formation	kku	Kammquarz, Calcit	Hornstein, Fluorit	Anhydrit, Gips, Adular, Apophyllit	Pechblende, Hämatit, Lepidokrokit	Chalkopyrit, Coffinit	Pyrit, Sphalerit, Galenit, Löllingit	Relikte in mgu- und biconi-Gängen; selbständige Trümer
Magnesiumkarbonat-Stinkspat-Pechblende-Formation	mgu	Dolomit	Fluorit	Anhydrit	Pechblende, Hämatit, Lepidokrokit	Clausthalit, Chalkopyrit, Tennantit	Cu-Ag-Bi-Selenide	Überprägung der kku-Gänge; allgemein vorherrschend
Wismut-Kobalt-Nickel-Formation	biconi	Dolomit-Ankerit, Siderit	Quarz, Baryt, Calcit	Fluorit, Whewellit	ged. Wismut, Skutterudit, Rammelsbergit, Safflorit	ged. Silber, Nickel, Löllingit, Chalkopyrit	Pechblende, Sphalerit, Fahlerz, Bismuthinit, Coffinit, ged. Arsen	Überprägung von kku- oder mgu-Gängen; selten selbständig
Silber-Sulfid-Formation	ags	Calcit	-	Baryt	Proust, Pyrit, Markasit, ged. Arsen	Argentit, Chalkopyrit, ged. Silber	Pyrrargyrit, Stephanit, Realgar	lokale Überprägung von biconi-Gängen
Calcit-Formation	k	Calcit	-	-	-	Galenit, Pyrit, Markasit	Sphalerit, Chalkopyrit	selbständige Gänge und Trümer
Eisen-Mangan-Formation	e	Quarz, Chalzedon	-	Baryt	Hämatit	Limonit, Pyrolusit, Psilomelan	-	selbständig Gänge und Überprägung von kku-, mgu- und biconi-Gängen

Abb.4 Mineralogische Charakteristik der Gangtypen der Lagerstätte Schlema-Alberoda (Hiller und Schuppan 2008)

Die q-Formation

Als Ergebnis des Oxid-Silikat-Stadiums des Vergreisungsprozesses entstanden die Quarzgänge der q-Formation. Eine genetische Bindung an den spätvaristischen Gebirgsgranit ist aufgrund der räumlichen Verteilung und Altersstellung anzunehmen. Die q-Formation tritt nur im Endokontakt des Granitmassivs und in der Glimmerfelszone des Kontakthofes auf.

Als Mineralisation treten in diesen Gängen im allgemeinen milchweißer bis hellgrauer Fettquarz, manchmal aber auch Feldspat, Turmalin, Muskovit, Fluorit, Chlorit, Calcit, Scheelit, Wolframit und Molybdänit auf. (Hiller und Schuppan 2008)

Die kb-Formation

In der Lagerstätte treten in geringer Verbreitung Quarz-Sulfid-Gänge auf. Mit Mächtigkeiten von etwa 1m in herzynisch orientierten Strukturen und bis 3m in herzynisch streichenden Störungen. Als Hauptmineral tritt Quarz auf, welches selten von Fluorit, Chlorit oder Turmalin begleitet wird.

Das Quarz-Sulfid-Stadium unterteilt in:

- Quarz-Arsenopyrit-Abfolge
- Quarz-Pyrit-Abfolge
- Chalkopyrit- Sphalerit-Abfolge
- Tennantit-Bornit- Abfolge
- Sphalerit-Galenit-Abfolge.

(NEPOČATYH et al. 1990, zitiert von Hiller und Schuppan 2008)

Die kku-Formation

Im Quarz-Calcit-Pechblende Stadium der



Abb. 5 Pechblende, Halde Schacht 371, Niederschlema Foto: Markus B., www.mineralienatlas.de

Uranvererzung entstand die gleichnamige Formation, die in der Lagerstätte die primären Uranerzgänge darstellen. Die meisten Quarz-Calcit-Pechblende-Gänge wurden durch intensive Magnesium-Metasomatose überprägt, welche eine Umwandlung dieser Gänge in Pechblende-Dolomit-Gänge nach sich zog. Die primäre Pechblende wurde dabei teilweise aufgelöst und umgelagert. Die Altersdatierung der Pechblende ergab absolute Werte zwischen 271 und 278 Ma. Damit lässt sich die kku-Formation sicher in den Unterperm datieren. In fast allen Gängen der Lagerstätte lassen sich die Minerale der kku-Formation finden.

Die symmetrisch-zonal aufgebauten Quarz-Calcit-Pechblende-Gänge zeigen an den Salbändern gewöhnlich Quarz (Hornstein mit Einschlüssen kleinster Adularkristalle; krustenförmiger Kammquarz) und als Hauptausfüllung tritt spätiger bis grobkörniger Calcit auf. Häufige Begleiter sind Hämatit, Lepidokrokit, selten Chlorit und Hydrobiotit. Fluorit der als hellgrüne Oktaeder oder als violetter, zonar gebauter Hexaeder, treten in den oberen Sohlen der kku-Gängen auf. Spuren von Löllingit, Chalkopyrit und Pyrit sind mit dem würfelförmigen Fluorit assoziiert. Pechblende (Abb.5) ist in den Gängen der kku-Formation als massige, krustenförmig verwachsene, spärolithische Aggregate ausgebildet. Mit einer Mächtigkeit von nicht über 1cm, aber manchmal 10cm ist sie auf Quarz-, Fluorit- oder Calcitkristallen aufgewachsen. Gewöhnlich ist die Pechblende kataklasiert. Eine Verdrängung der Pechblende durch Calcit, Chalkopyrit, Pyrit, Bornit, Tennantit, Galenit, Sphalerit und Coffinit erfolgt entlang von Mikroklüften. Mineralogische Seltenheiten wie Bismuthinit, Luzonit, Aikinit und Thucholith treten ebenfalls in den kku-Gängen auf. Anstelle der Sulfide werden die Pechblendeklüfte in größeren Teufen durch Löllingit ausgefüllt. In den Teufen zwischen 300 und 1000 m sind auf einigen Gängen tafeliger Anhydrit und marienglasartiger Gips ausgebildet. (Hiller und Schuppan 2008)

Die mgu-Formation

Die Hauptabbauobjekte der Lagerstätte waren die von 20 cm bis 3-4 m mächtigen und über mehrere hundert Meter sich erstreckende Dolomit-Pechblende-Gänge (mgu-Formation) (Abb.6). Ihre Entstehung haben diese der intensiven Magnesiummetasomatose der kku-Gänge zu verdanken, von denen sie stets Relikte enthalten. Durch Isotopenuntersuchungen an umgelagerter Pechblende kann man die mgu-Formation in das Jura einordnen. Zonar gebauter, würfelig ausgebildeter, dunkelviolett bis schwarz gefärbter Fluorit, gilt als die älteste Mineralbildung in der mgu-Formation. Dieser enthält Einschlüsse von Chalkopyrit und Pechblende. Das Hauptmineral in den Gängen der mgu-Formation stellt ein als Dolomit angesprochenes Fe-Ca-



Abb. 6 Ausfällung von Pechblende auf Mg-Ca-Carbonat; Kammquarz Niederschlema

Mg-Karbonat dar. Der Dolomit erscheint, je nach Einlagerung von Hämatit und Lepidokrokit, in dunkelbrauner über blassrosa bis weißer Farbe. Für die Uranerzintervalle sind die dunklen, fleischroten Abarten typisch. In einigen Gängen wurde feinkörniger, gebänderter und schaliger „Geldolomit“ abgeschieden. Durch seinen wechselnden Hämatitgehalt erhält er ein achatähnliches Aussehen. Meist in der Gangmitte befinden sich körnige, weiß bis blassrosa gefärbte Dolomitaggregate, welche kaum Hämatiteinschlüsse aufweisen. Die Pechblende der kku-Formation wurde teilweise umgelagert und bedingte im Frühstadium der Dolomitgenese die nieriige Ausbildung der Pechblendeaggregate. Als Folge mechanischer Umlagerung ist die kku-Pechblende in Form korrodierter Relikte oder Bruchstücke im Dolomit enthalten. Die chemisch umgelagerte Pechblende zeigt matten Pechglanz und bildet weniger große, perlschnurartige im Dolomit aufgereihte Sphärolithe. Pulvrig-erdige Uranschwärze ist in größeren Gängen zu finden. Die Pechblende wird stets von etwas Fahlerz begleitet und hatte ihre Bildung vor der Ausscheidung des „Geldolomits“. Mit der Pechblende meist eng verwachsene Selenide, verdrängen diese hauptsächlich entlang von Mikrokluft. In den Gängen der mgu-Formation treten weiterhin noch Clausthalit, Naumannit, Giraudit-Hakit, Chalkopyrit, Tennantit, Bornit, Chalkosin und Markasit. Junge Sulfatminerale, wie Anhydrit und Gips, treten selten auf (Hiller und Schuppan 2008).

Die biconi-Formation

Diese Formation hat im Lagerstättenbereich untergeordnete Bedeutung. Sie bildet isolierte Gangscharen oder eng begrenzte Linsen innerhalb von Karbonatgängen. In den Karbonatgängen sind sämtliche älter Mineralisationen überprägt. Die biconi-Formation ist in allen Teufen vertreten. Es werden 3 Typen unterschieden. In den oberen Sohlen treten die Arsenidführende Gänge der Barytabfolge auf. Die älteste Bildung dieser Abfolge ist tafeliger, grobspätiger rosa bis fleischrot gefärbter Baryt. Die Barytgänge sind manchmal mit Fluorit im



Abb. 7 Skutterutit, Nickelin, Quarz; -390m Sohle unter Marx-Semmler Stollensohle

Salband vergesellschaftet. Der Fluorit kann auch in regenerierter Form auf Baryt aufgewachsen sein. Idiomorphe Kristalle von zonar gebauten nickelreichen Skutterudit, sowie Rammelsbergit, Dendriten von gediegenen Silber, Nickelin und Spuren von Sulfide, wie Chalkopyrit, begleiten diese Abfolge. Als zweiter Typ tritt das Quarz-Arsenid-Stadium in Gängen im granitnahen Raum, oder im Einflußbereich von Großstrukturen auf. Die Gangart dieses Typs ist grobkörnig-kristalliner Quarz oder Quarz pseudomorph nach Baryt. Der dritter Typ ist das Karbonatstadium, deren Hauptmineral weißer, dichter, fein bis mittelkörniger Dolomit-Ankerit ist. Drusige

Verwachsungen dieses Minerals von rhomboedrischen Kristallen in Hohlräumen ist von der Gangmitte bekannt. Jüngerer gelblich grüner mittel bis grobkörniger Siderit bildet selbständige Trümer oder flachrhomboedrische Kristalle in Drusenräumen auf Dolomit, Dolomit-Ankerit, Baryt oder Quarz. Es treten im Karbonatstadium auch jüngere Karbonate, wie Calcit in kleinen Skalenoeeder, oder Aragonit auf. Das Quarz-Arsenid-Stadium und das Karbonatstadium wird granitfern von gediegen Silber mit Nickelarseniden bzw. von gediegen Arsen als Erzminerale begleitet. Die Erze treten nesterförmig eingesprengt auf. Mit zunehmender Nähe zum Granit folgen Kobalt-Nickel-Arsenide. Diese treten ohne gediegene Elemente auf. Dann folgen kobaltreiche Arsenide mit gediegen Wismut. Pechblende und Coffinit sind an Gangkreuze oder teleskopierte Bereiche in älteren Uranerzgängen gebunden.

Die biconi-Formation kann bedingt durch unterschiedliche Umlagerungsprozesse noch eine Vielzahl von Mineralen enthalten (Hiller und Schuppan 2008).

Die ags-Formation

Das Hauptmineral der Silber-Calcit-Gänge ist mittel bis grobkörniger meist farbloser Calcit, der in Hohlräumen flachrhomboedrische Kristalle bildet. Gelegentlich tritt gelber Baryt mit tafeligen Kristallen auf. Als Erzminerale sind nierig-schalige Arsenmassen („Scherbenkobalt“) mit eingewachsenen Löllingit bekannt. Kleine nadelförmige Proustitkristalle oder feinkörnige Proustitkrusten, Silbersulfarsenide, Argentit, Silberantimonide, Pyrit, Markasit, Chalkopyrit, gediegen Silber, sowie als Seltenheit: Xanthokon, Arsenolampirit, Realgar treten ebenfalls in den dunklen, rußig-erdige wirkenden Gangmassen auf. Die Minerale bilden Linsen und Nester in älteren Gängen, meist biconi-Gängen. (Hiller und Schuppan 2008)

Die k-Formation

Die jungen Calcitgänge der k-Formation sind als Gänge oder Trümer ausgebildet Sie bestehen aus weiß bis rosa gefärbten grobkörnigen Calcit mit sporadisch eingesprengten Sulfiden (Galenit, heller Sphalerit, Markasit). (Hiller und Schuppan)

Die e-Formation

Das Hauptmineral der Eisen-Mangan-Formation ist kryptokristalliner, rotbrauner bis ziegelroter Quarz. Er tritt stets im Liegenden der Gänge in selbständigen Trümmern auf. Der Quarz enthält sehr viele Bruchstücke des Nebengesteins und älterer Quarzgenerationen. Als weitere Minerale treten noch brekziierte Pechblende, Karbonat, Baryt, Hämatit und Manganerze auf. Ein Beispiel für die e-Formation ist der „Rote Kamm“ (Hiller und Schuppan 2008).

Genese der Erzgänge

Eine Vergitterung von Klüften im Kreuzungsbereich der Gera-Jachimov- Störungszone mit der Lößnitz-Zwönitzer-Synklinale gelten als Wegsamkeiten für die Zirkulation von Fluiden. Mehrmalige Aktivierung der Gera-Jachimov-Störungszone bedingt unterschiedlich alte Erzgänge. Als Metallquelle können Lösungsprozesse im Granit angenommen werden und Lamprophyre als Fluidquelle.

Appendix

Umweltsituation

Der Bergbau im Revier Schlema-Alberoda wurde 1991 eingestellt. Die geplante Flutung der Grubenräume setzte noch im selben Jahr ein. 35,5 Mio. m³ Grubenraum soll unterhalb der Makus-Semmler-Sohle geflutet werden. Gleichzeitig wurden bestimmte Grubenräume und Schächte verwahrt. Aufsteigende Flutungswässer weisen hohe Konzentrationen an Uran, Radium, Arsen, Mangan und Eisen auf. Im Zeitraum von 1997 bis 1998 wurde eine notwendige Wasserbehandlungsanlage mit einem mittleren Durchsatz von 450 m³/h gebaut (Wismut 2006). Durch die Flutung besteht eine Flutungsauflast, welche im Gebirge seismische Aktivitäten hervorrufen kann. Aus diesem Grund wurde ein entsprechendes Überwachungssystem aufgebaut. Die Flutung hat eine Verringerung von Luft gefüllten Grubenraum zur Folge, was auch eine geringer Belastung von ausziehender Grubenluft mit sich bringt. Es kann im Zusammenhang mit der Flutung auch zu Bruch- und Senkungerscheinungen kommen. (Wismut 1999) Die durch den Bergbau entstandenen 42 Halden mit 45 Mio. m³ Gesamtvolumen, Betriebsflächen und technische Anlagen wurden

bzw. werden saniert. Die Kontamination mit Schwermetallen und Arsen stellen ein besonders schweres Problem dar. (Wismut 2006)

Restvorräte

Nach einer abschließenden Berechnung zum 01.04.1991 gibt es noch folgende Vorräte in der Lagerstätte Niederschlema-Alberoda:

Vorratsklasse, -gruppe	Gangfläche	Ausbringen	Uran
	Tm ²	kg/m ²	t
C ₁ -Vorräte	289,4	2,241	648,5
C ₂ -Vorräte	187,6	2,147	402,7
Summe Bilanzvorräte (RAR)	477,0	2,204	1 051,2
Prognostische Vorräte (EAR)	318,8	2,908	927,1
Potentiell-progn. Vorräte (SPEC)	31,0	2,903	90,0
Summe prognostische Vorräte	349,8	2,908	1.071,1
Summe Restvorräte	826,8	2,502	2.068,3

Tabelle 1: Restvorräte der Lagerstätte Niederschlema Alberoda (Chronik der Wismut 1999)

RAR = Reasonably Assured Ressources nach IAEA-Klassifikation,
 EAR = Estimated Additional Ressources,
 SPEC = Speculative Ressources

Literatur

- DANZIG E 1913 Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Section Lößnitz-Zwönitz. Blatt 126. - 2. Auflage
- Hiller A, Schuppan W 2008 Geologie und Uranbergbau im Revier Schlema-Alberoda
- NEPOČATÝĚ V, MATŮŠIN L, VLASOV B, BOJCOV A, NIKONOV B, LINKERT K, HASCHKE H 1990
 Abschlußbericht zur Lagerstätte Niederschlema-Alberoda mit Einschätzung der Restvorräte.
 SDAG Wismut, BB Aue; WISMUT GmbH, Geolog. Archiv, Inv.-Nr. D-264
- Seifert Th, Lange G, Linkert K, Reinisch A, Meyer H 1995 Geologische und lagerstättenwirtschaftliche Studie zu den Uran-Lagerstätten in Ostdeutschland (Sachsen und Thüringen)
- Seifert Th 2008a Giant hydrothermal uranium deposits in the eastern Saxo-Thuringian zone, Germany. International Geological Congress Oslo, 5.-14. August 2008. Symposium MRD-04 „Giant Ore Deposits“, Conference CD-ROM
- Seifert T 2008b Metallogeny and Petrogenesis of Lamprophyres in the Mid-European Variscides
- Wismut GmbH 1999 Chronik der Wismut
- Wismut GmbH 2006 UMWELTBERICHT 2006
- WOZNAK S 1969 Stratigraphie und Tektonik der Lößnitz-Zwönitzer Mulde. - Unveröff. Diss., Bergakademie Freiberg