

Exkursion E6 (14.06.2019)

Die Barbarossahöhle

MANFRED KUPETZ¹ & FRIEDHART KNOLLE²

1 Einführung

Barbarossahöhle im GeoPark Kyffhäuser, Mühlen 6, Ortsteil Rottleben, 99707 Kyffhäuserland; GK25 4632 Bad Frankenhausen (Kyffhäuser); R 4433025, H 5693870; E11.036552, N51.375615; 164 m HN

Die Barbarossahöhle liegt im Dorf Rottleben, einem Ortsteil der Gemeinde Kyffhäuserland im thüringischen Landkreis Kyffhäuserkreis. Das Höhlengestein ist Anhydritstein. Touristische Informationen zur Barbarossahöhle gibt die Internetseite www.barbarossahoehle.de.

Ziel der Exkursion ist es, wichtige geologische und speläologische Aufschlusspunkte in der Höhle zu zeigen und zu erläutern. Wesentliche Grundlage dieser Exkursionsbeschreibung sind die Arbeiten von BRUST (1977), KUPETZ & MUCKE (1989), KUPETZ & BRUST (1998), BRUST, KUPETZ & ZIEBEL (2004), KUPETZ & BRUST (2005), KUPETZ (2008), DECKER, MERTMANN & FISCHER (2011), ADLER & MERTMANN (2012), KUPETZ (2014), BRUST (2015) und KUPETZ & KNOLLE (2015). Eine Höhlenbeschreibung für die allgemeine Öffentlichkeit ist aktuell erschienen (BAUMBACHER 2018).

Die Schlagworte zur Speläologie der Barbarossahöhle sind:

- die Barbarossahöhle ist als Schichtgrenzhöhle zwischen dem Zechsteinkalk und dem Werra-Anhydrit entstanden und gehört zu den Mansfelder Schlotten vom Typ der Wimmelburger Schlotten sensu FULDA (1912);
- die Barbarossahöhle im Kyffhäuser ist eine Laughöhle im Sinne von GRIPP (1913) und BIESE (1931) im Anhydrit;
- sie ist schließlich auch eine hypogene Höhle (KUPETZ & KNOLLE 2015);
- die Höhle ist im Wesentlichen eine Anhydrit-

höhle (und keine Gipshöhle);

- als geologischer Aufschluss macht die natürliche Höhle gemeinsam mit dem Entdeckungs- und dem Betriebsstollen das gesamte Schichtenprofil vom Zechsteinkonglomerat bis zum Staßfurt-/Leine-Anhydrit (Sangerhäuser Anhydrit/Hauptanhydrit) zugänglich;
- die Höhle ist ein hervorragender Aufschluss verschiedener Anhydritlithotypen einschließlich von Schlangengipsen und Alabasteraugen sowie der einzige natürliche Aufschluss überhaupt, in dem man das sogenannte Steinsalz-Äquivalent beobachten kann;
- sie bietet die Möglichkeit, einen großen Erdfall (Teufelsgrube) „von unten her“ zu besichtigen,
- als morphologische Besonderheit enthält die Höhle sogenannte Gipsplatten;
- im Wechselspiel von Kalzit- und Gipsauflösung und –wiederausfällung bilden sich zeitweise auf der Oberfläche der Höhlenseen Kalkhäutchen,
- die Höhle ist ein sehr guter Kupferschieferaufschluss und
- sie überliefert einen unverändert erhaltenen Mutungsstollen auf Kupferschiefer aus dem 19. Jahrhundert.

2 Allgemeiner Überblick

Die Barbarossahöhle (Abb. 1) ist eine von Natur aus eingangslose Höhle von etwa 800 m Länge. Sie ist ganzjährig als Schauhöhle geöffnet. Einschließlich des 150 m langen Eingangstollens und des 32 m langen Ausgangstollens erfolgt die Führung auf einem etwa 550 m langen Weg. Gezeigt wird dabei etwa die Hälfte der bekannten Höhle. Die Barbarossahöhle ist in weiten Teilen fast horizontal angelegt und deshalb leicht be-

¹ Dr. Manfred Kupetz, Schulweg 1a, 03055 Cottbus, manfred.kupetz@t-online.de.

² Dr. Friedhart Knolle, Grummetwiese 16, 38640 Goslar, fknoelle@t-online.de.

fahrbar. Die Führungswege sind in gestampftem, schluffig-trockenem Höhlensediment angelegt (kein Ausbau mit Beton). Lediglich am Ende der Führung ist beim Aufstieg in den Dom eine Betontreppe mit 56 Stufen zu überwinden. Die Temperaturen liegen höhlentypisch um 10 °C und die Bewetterung (Frischlufzufuhr) erfolgt auf natürliche Weise. Ihre höchste Besucherzahl hatte die Höhle 1991 mit 219 000 Gästen. Zurzeit liegt ihre jährliche Zahl bei ca. 80 000. Die Höhle steht unter Bergrecht. Die Schauhöhlentätigkeit erfolgt deshalb auf der Grundlage von zweijährig zu erstellenden Hauptbetriebsplänen nach Bundesberggesetz.

Die Barbarossahöhle gehört zum Nationalen Geo-Park Kyffhäuser und ist seit 2004 Mitglied im Förderverein GeoPark Kyffhäuser e. V. (www.geoparkkyffhaeuser.com). Zurzeit befindet sich am Höhleneingang das Geo-Informationszentrum des Geoparks im Bau. Seine Eröffnung wird 2019 erfolgen.

3 Geologische Situation, insbesondere des Zechsteinprofils

3.1 Regionalgeologische Einordnung

Am Südrand der flach nach Süden einfallenden Kyffhäuserpultscholle liegt auf den Schichten des Oberrotliegend (Unteres Perm) ein breiter Streifen von Zechsteinsedimenten (Oberes Perm). Er erstreckt sich von Auleben im Westen über knapp 20 km Länge bis nach Ichstedt im Osten. Zwischen Rottleben und Bad Frankenhausen weist er mit 2–3 km seine größte Breite auf.

3.2 Das Phänomen der Werra-Anhydritgefüge (zWAN)

Bei der Eindampfung des Zechsteinmeeres schieben sich die im Meerwasser enthaltenen Mineralstoffe als saline Abfolge in der Reihenfolge Ton-schlämme, Kalkschlämme, Gips- und/oder Anhydritschlämme sowie Steinsalze und Kalisalze ab. Nach der herrschenden Lehrmeinung bilden sich dabei normalerweise Gipsschlämme. Nachfolgend wandeln sich diese in Anhydrit um. Der bzw. die Umwandlungsprozesse von Gips in Anhydrit sowie von Anhydrit zu Gips sind die Ursache für die Entstehung der z. T. exotischen und optisch sehr attraktiven Gefüge in den heute

vorliegenden Werra-Anhydriten, wenn sie nicht schon wieder durch exogene Prozesse, d. h. Wasseraufnahme von der Erdoberfläche her, vergipst sind.

Wesentlich für das Verständnis der Anhydritgefüge in der Barbarossahöhle sind die Bedingungen, unter denen sich die ursprünglich aus dem Zechsteinmeerwasser abgeschiedenen Gips-schlämme in Anhydrit umgewandelt haben. Man kann die Prozesse dieser Umwandlungen für ein reines Gips-Anhydrit-Stoffsystem zwar thermodynamisch modellieren. Man kann aber bis heute noch nicht genau sagen, wann und wie das unter realen geologischen Bedingungen tatsächlich geschehen ist. Hierbei spielen nicht nur die einfachen Druck- und Temperaturbedingen eine Rolle, sondern auch eine Reihe von anderen Faktoren (Lösungsgenossen, stoffliche Verunreinigungen u. a.).

Für die Gips-Anhydrit-Umwandlung gibt es mehrere Möglichkeiten, die von der Gesamtheit der jeweils existierenden speziellen chemischen und physikalischen Bedingungen abhängen. Prof. GERHARD RICHTER-BERNBURG (1985: 36) fasste das Problem in folgende Worte: „Von LANGBEIN (1979: 925) wird nach sehr ausführlichen Untersuchungen wieder einmal bestätigt, dass die primäre Ausscheidung des CaSO_4 als Gips bereits in statu nascendi in Anhydrit übergeht, sozusagen in „vorgeologischer“ Zeit. Diesem Problem hier größeren Raum zu widmen, wäre also kaum notwendig, wenn nicht – ebenso, wie die berühmte Frage, ob Ei oder Henne älter sei – auch die nach Gips oder Anhydrit unsterblich wäre“.

Die vorliegenden Anhydritgesteine der Werra-Formation bildeten sich durch mannigfaltige Umwandlungsprozesse von Gipsstein in Anhydritstein. Vereinfacht gesagt lagerte sich primär ein feinkörniger Gipsschlamm am Meeresboden ab. Dieser war sehr wasserreich und besaß eine Porosität von etwa 60 %. An die Sedimentation schlossen sich drei wesentliche, gesteinsverändernde Prozesse an, die man als Diagenese bezeichnet:

- Zum Ersten wird durch Überlagerung mit jüngeren Sedimenten das Porenwasser ausgepresst. Das Gestein wird dabei stark zusammengedrückt (Kompaktion).
- Zum Zweiten kristallisiert in den Porenräumen weiteres Kalziumsulfat aus. Das heißt, die Hohlräume werden mit Feststoff ausgefüllt. Man be-

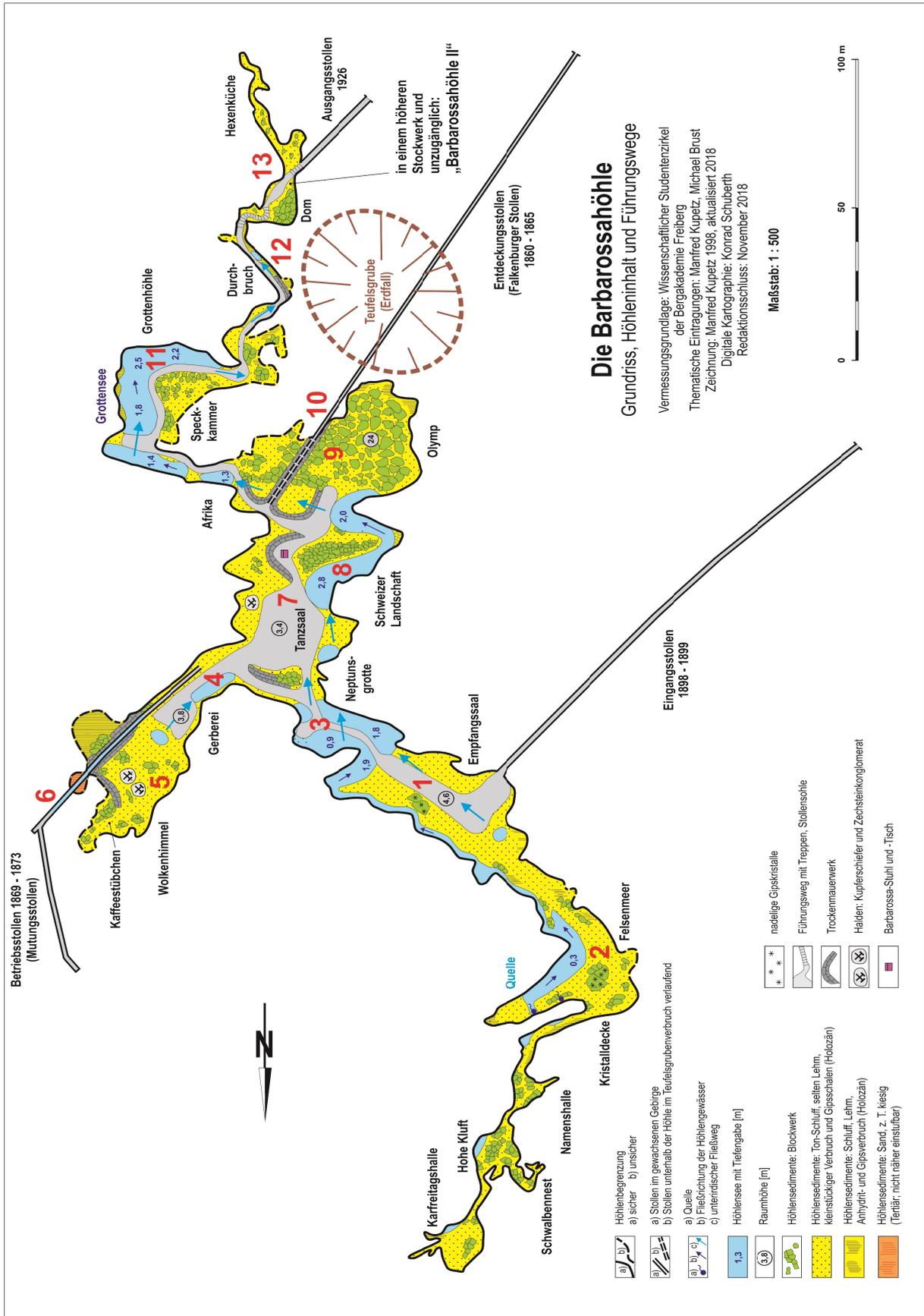


Abb. 1. Höhlenplan mit Eintragung der Exkursionspunkte 1–13 (BRUST & KUPETZ 1998, umgezeichnet).

zeichnet diesen Vorgang als Zementation.

- Zum Dritten wandelt sich der Gips stofflich in Anhydrit um.

Die genannten Diageneseprozesse können in verschiedenen Kombinationen und verschiedener Reihenfolge ablaufen, so dass sich sechs Umwandlungsmöglichkeiten für das Gestein ergeben. Die Intensität, mit der das geschieht, kann fallweise stärker oder schwächer ausgeprägt sein. Es ergibt sich hierbei eine Vielzahl verschiedener Detailvarianten der ablaufenden Prozesse, die im Einzelnen kaum nachvollziehbar sind. Im mathematischen Sinn liegt hier eine Gleichung mit mehreren Unbekannten vor. Dabei werden entweder die primären Schichtungsgefüge mehr oder weniger gut erhalten oder es entstehen umgewandelte, das heißt diagenetische Gefüge. Letztere sind teilweise völlig neue Gesteinsstrukturen und -texturen. Die feingeschichteten, geperlten, flasrigen, wolkigen, marmorierten, kugeligen und anderen Anhydritgefüge, die das ästhetische Bild vieler Anhydrite ausmachen, entstanden auf diese Weise.

Der Anhydrit kann in drei grundlegende Gefügetypen untergliedert werden (nach JUNG 1958, zusammengefasst in KUPETZ & MUCKE 1989):

1. in regelmäßig eng und fein dolomitisch gestreiften Anhydrit (auch als Warven-, Linien-, Schicht-, Lamellen- oder feinschichtiger Anhydrit bezeichnet),
2. in unregelmäßig weit und grob dolomitisch gestreiften Anhydrit (Flaseranhydrit) und dolomitisch gemaserten (marmorierten) Anhydrit (Fetzenanhydrit) und
3. dolomitisch gemaserten (marmorierten) Anhydrit (Fetzenanhydrit).

Häufig wird die Frage gestellt, wie die flasrigen („Flasergipse“) und marmorierten Gefügetypen entstehen, die es in dieser Form bei keinen anderen Sedimentgesteinen gibt. Eine Erklärung dafür liefern die Ergebnisse von Untersuchungen und z. T. sehr speziellen Erläuterungen von LANGBEIN (1983, 1987, 2001 u. a.). Sie lassen sich mit einfachen Worten wie folgt zusammenfassen: In der Umwandlungsphase von Gips in Anhydrit ist dafür ein spezieller Prozessschritt verantwortlich. Dieser findet in einem Zustand statt, bei dem das Gestein noch nicht vollständig verfestigt, also in gewissem Maße noch plastisch ist. Wenn sich unter diesen Bedingungen Anhydrit bildet, setzt jedes

Anhydritmolekül auf den Korngrenzen zwei Moleküle ehemaliges Kristallwasser frei. Es verbleibt in dem „Kristallbrei“ und verflüssigt diesen in einem gewissen Grade. Es reichen in diesem Zustand geringe Kraffteinträge in das Gestein aus (z. B. ein Erdbeben), um den Kristallbrei in Bewegung zu bringen. Bewegung heißt, dass das normale feine Schichtungsgefüge kollabiert. Bildlich gesprochen geraten jeweils Dezimeter bis maximal mehrere Meter große Schichtpartien ins Fließen und strömen ineinander. Es bilden sich dadurch pflaumenkernartig ausschwänzende, knödelförmige, marmorierte und ähnliche Texturen, die gemeinhin als flasrig bezeichnet werden.

In den Kontext von Gefügen, die sich im Zusammenhang mit den durch primäre Umwandlung von Gips in Anhydrit im Zusammenhang stehenden Schichtdeformationen bildeten, gehören auch die „Schlangengipse“. Dieser Name ist sehr bildhaft und einprägsam, so dass er auch Eingang in die geologische Spezialliteratur fand. Man muss sich bei seiner Verwendung aber stets bewusst sein, dass es Texturen im Anhydrit und nicht im Gips sind. Die Interpretation ihrer genauen Entstehung ist sehr kompliziert. Sie lässt sich durch einfache Anwendung der grundsätzlich richtigen und zutreffenden Prozessklärungen von LANGBEIN nicht herleiten. Hierzu bedarf es weiterer Untersuchungsarbeiten. Der Schlangengips ist wohl die exotischste in der Barbarossahöhle anzutreffende Anhydrittextur überhaupt. „Den Schlangengips“ als Strukturform schlechthin gibt es nicht, vielmehr gibt es verschiedene Schlangengipsarten. Folgende Texturtypen werden unterschieden (KUPETZ 1982: Abb. 2):

1. darmzottenartige Fältelungen (Stopp 9)
2. regelmäßige Gekrösefalten (Stopp 3)
3. unregelmäßige Gekrösefalten (Stopp 7) und
4. Rippelfalten (Stopp 13).

Alle Schlangengipsarten werden auf der Exkursion vorgestellt. Die ebenfalls durch ihre optische Attraktivität bekannten Alabasteraugen oder Ochsenaugen in der Höhle bestehen gleichfalls aus Anhydrit. Alabaster ist der Name für die feinkörnige, weiße Unterart (Varietät) des Minerals Gips. Alabasteraugen werden bei drei Stopps gezeigt, im Olymp, in der Grottenhöhle und im Dom (Stopps 9, 11 und 13).

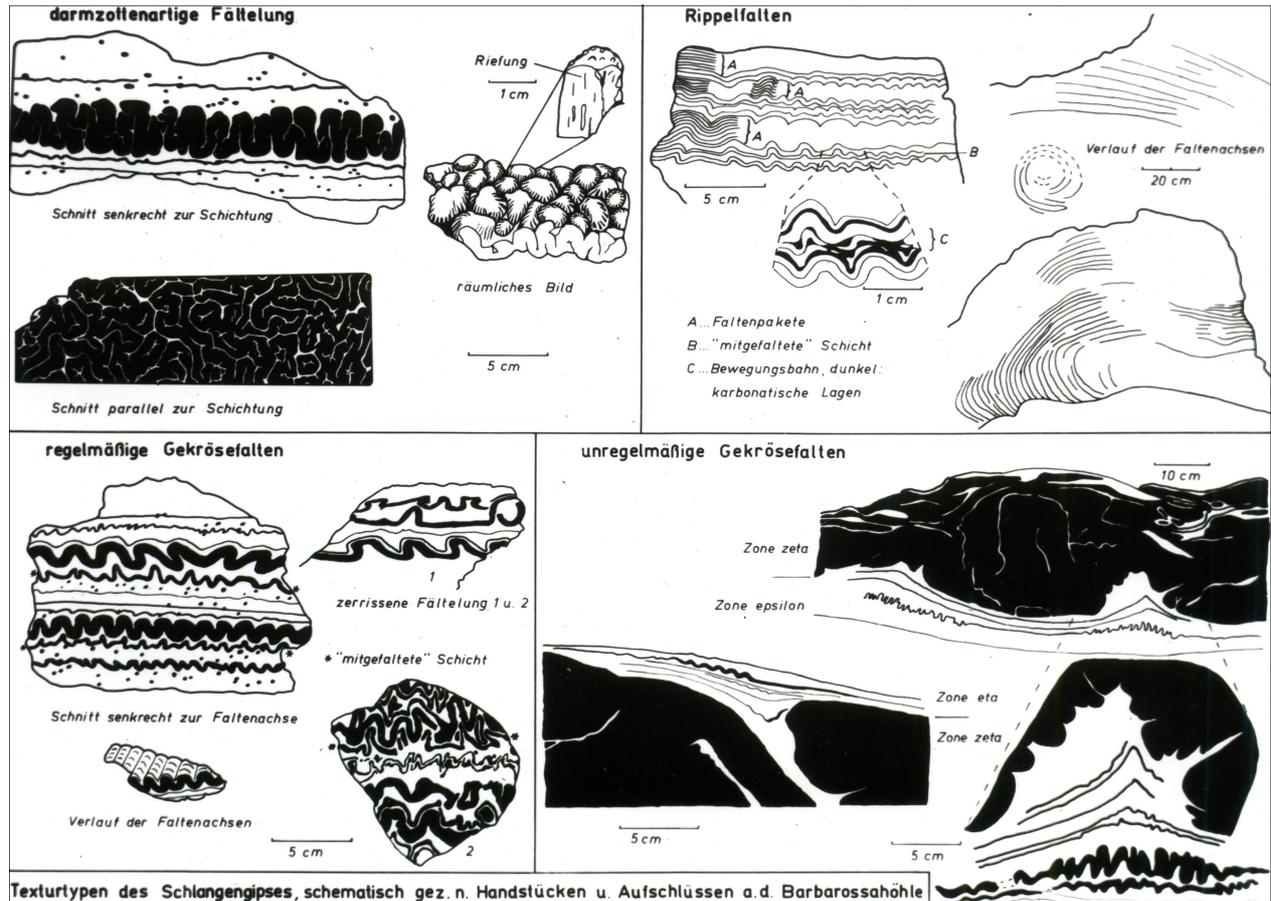


Abb. 2. Texturtypen des Schlangengipses, gezeichnet nach Handstücken und Aufschlüssen in der Barbarossahöhle (aus KUPETZ 1982).

3.3 Das Schichtenprofil in der Barbarossahöhle

Das in der Barbarossahöhle aufgeschlossene Schichtenprofil zeigt Abb. 3. Das **Zechsteinkonglomerat zWC** ist das traditionell als Transgressionskonglomerat des Zechsteinmeeres bezeichnete Schichtglied. Seine genaue stratigraphische, d. h. exakte zeitliche Einordnung ist unsicher. Sie liegt im Grenzbereich zwischen Oberkarbon und Unterem Perm. Der **Kupferschiefer zWTa** überlagert mit messerscharfer Grenze das Zechsteinkonglomerat (Stopp 6). Der **Zechsteinkalk zWCA** ist das erste Schichtglied der eigentlichen salinaren Abfolge (Stopp 6). 1979/1980 wurde von M. KUPETZ die Barbarossahöhle lithostratigraphisch in einer Grundrisskartierung und feinstratigraphisch in einem geologischen Schnitt kartiert. Beide werden hier in den Abb. 4 und 5 als Reinzeichnungen abgedruckt, die bis auf den damals noch zugesprenkten Entdeckungstollen unverändert sind.

Der **Werra-Anhydrit zWAN** (Älterer Gips) ist am Kyffhäuser in einer Beckenfazies ausgebildet. Feingeschichtete Texturtypen (Laminite) wechseln mehrfach mit flasrigen (Stratobolite, RICHTER-BERNBURG 1985). Das in der Barbarossahöhle aufgeschlossene Profil (KUPETZ & MUCKE 1989) hat eine Mächtigkeit von knapp 60 m. Dabei ist im Grenzbereich zum unterlagernden Zechsteinkalk und überlagernden Stinkschiefer eine mit tonig-schluffigen Lockersedimenten ausgefüllte Verkarstungsfuge ausgebildet. Über dem Zechsteinkalk lösten sich hier ca. 4 m Werra-Anhydrit (Zone α und teilweise β) auf. Unter dem Stinkschiefer löste sich ebenfalls Werra-Anhydrit auf. Dabei ist mit einer ähnlich großen Mächtigkeit heute fehlenden Anhydrits zu rechnen. Das heißt, das Werra-Anhydrit-Profil hatte vor der Verkarstung eine Mächtigkeit zwischen 65 und 70 m. Der Werra-Anhydrit ist eine Wechselfolge von feingestreiften mit geflaserten (z. T. auch gemaserten und marmorierten) Anhydriten. JUNG (1958) gliederte ihn nach diesem

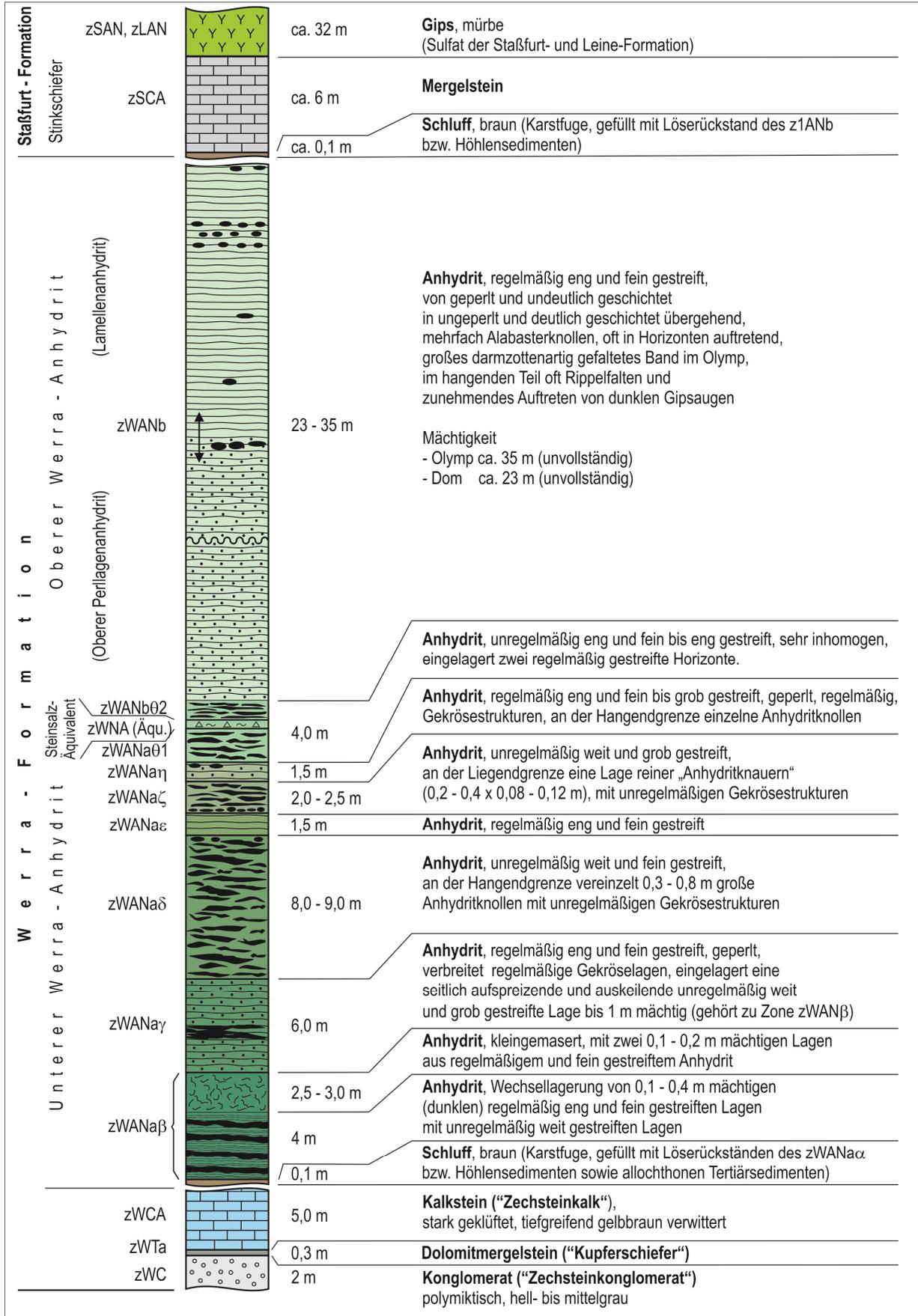


Abb. 3. Das in der Barbarossahöhle aufgeschlossene Zechsteinprofil (aus KUPETZ & MUCKE 1989, umgezeichnet und leicht verändert).

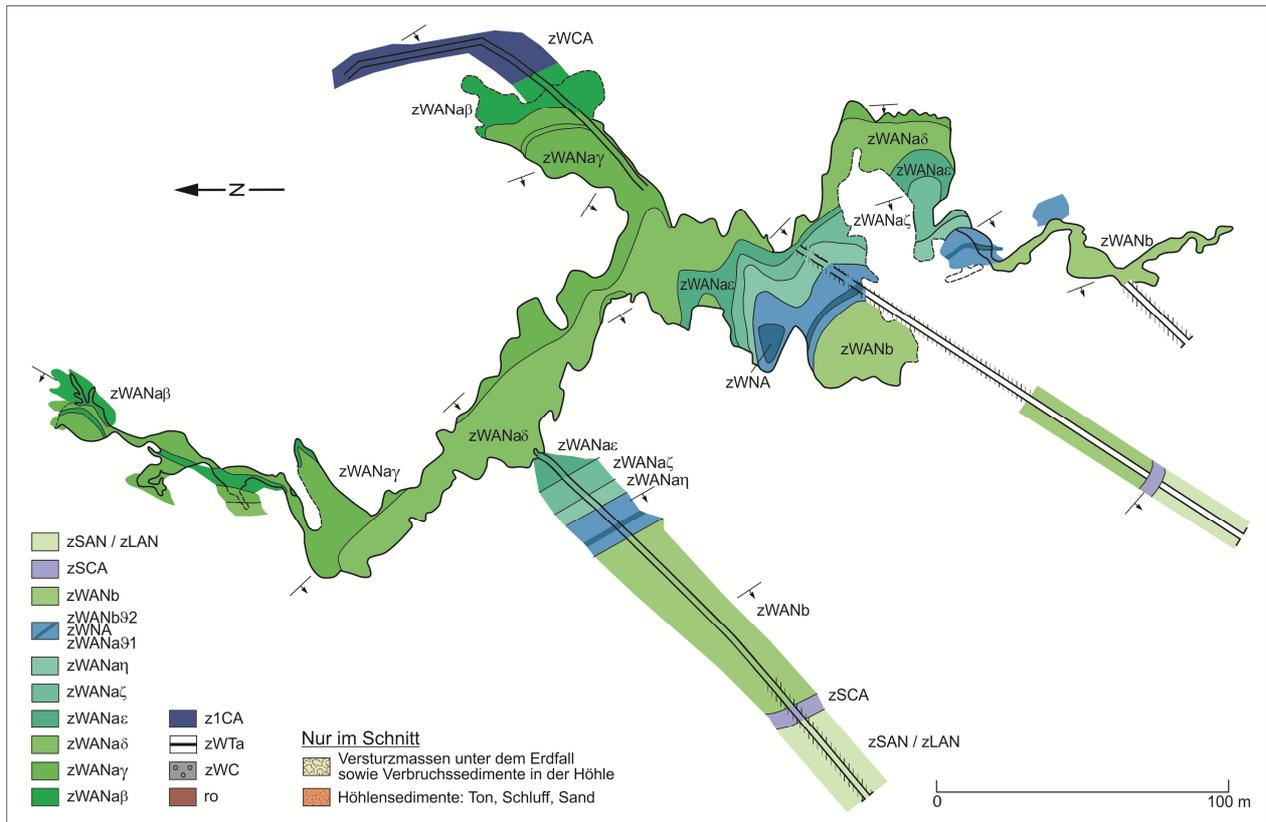


Abb. 4. Feinstratigraphische Firsten-Stoßkartierung der Barbarossahöhle (Feldkartierung M. KUPETZ 1979/1980, Reinzeichnung 2018), Legende siehe auch Abb. 3.

Merkmal in lithologische Zonen, die er vom Liegenden zum Hangenden aufsteigend mit griechischen Buchstaben bezeichnete. Außerdem kann man den Werra-Anhydrit insgesamt in einen unteren (zWANA, Zonen α -01) und einen Oberen Werra-Anhydrit (zWANb, Zone 02 ff.) einteilen. Zwischen den Zonen 01 und 02 war ursprünglich das Werra-Steinsalz (zWNA) ausgebildet. Es fehlt in der Höhle und ist dort mit dem sogenannten Steinsalz-Äquivalent vertreten (siehe Stopp 9).

Das **Staufurt-Karbonat zSCA** ist ebenfalls in Beckenfazies in Form des Stinkschiefers ausgebildet. Örtlich wird er faziell durch dickbankigen, massigen, gelblich verwitternden Hauptdolomit vertreten. Er ist im Raum Badra etwas weiter verbreitet. Nach E bzw. SE wird er seltener. Nordöstlich von Rottleben wurde das östlichste Vorkommen beobachtet. Der Hauptdolomit ist ein Hinweis darauf, dass sich in westliche Richtung der Hang der Eichsfeldschwelle anschließt.

Die ursprüngliche Kartierungseinheit **Jüngerer Gips** wird heute als Leine-Anhydrit/Staufurt-Anhydrit (zLAN/zSAN) eingestuft.

4 Höhlengene

Im exogenen, von der Erdoberfläche her entstehenden Kalksteinkarst erfolgt der Zulauf des Karstwassers zwischen der Erdoberfläche (Niederschlag und oberirdischer Abfluss) und dem Karstwasserspiegel in der Tiefe auf offenen Klüften. Gipsgesteine verkarsten in analoger Weise wie Kalkstein. Im Anhydrit liegen die Verhältnisse jedoch anders. Die Umwandlung von Anhydrit in Gips ist ein Prozess, der mit einer Volumenzunahme verbunden ist. Deshalb bilden sich im Anhydrit keine offenen Klüfte. Klüfte und selbst größere Störungszonen im Anhydrit schließen sich in der Regel durch diese Volumenzunahme (siehe Stopp 3 und 4). Die Klüfte im Anhydrit heilen mit Gips zu. Bildlich kann man sich das so vorstellen, dass die Klüfte zuquellen. Sie sind dann für Karstwasser impermeabel. Nur in Sonderfällen können deshalb Großhöhlen im Anhydrit entstehen. Es liegt dann die paradoxe Situation vor, dass die Anhydrithöhlen durch eine wasserundurchlässige Schicht aus verkarstungsfähigem Anhydritgestein

Teile der Höhle charakteristisch. Sie entstanden dadurch, dass sich auf einer ursprünglich in geringer Raumhöhe ausgebildet gewesenen horizontalen Laugdecke Gipsplatten bildeten. Sie brachen natürlicherweise herunter und es bildeten sich neue. Diese Gipsplatten-Abschalung war die Ursache für die Herausbildung der flach gewölbten Höhlenquerschnitte. Die Flucht zwischen dem Felsenmeer und dem Tanzsaal ist eine 180 m lange perlschnurartige Aufreihung flacher Gewölberäume.

Stopp 2: Felsenmeer, Kristalldecke und Quelle

Das Felsenmeer erhielt seinen Namen nach den zahlreichen großen Anhydritverbruchsblöcken. Das Interessanteste ist hier die Quelle. Sie besitzt zwei deutlich erkennbare, etwa 25 m entfernt voneinander liegende Wasserzuflüsse in die Höhle. Möglicherweise ist der gesamte Quellbereich auch ein linienhafter Wasserzutritt. Das Wasser fließt in einem schmalen künstlich angelegten Höhlenbach nach SE in die Höhle, durchquert unterirdisch die lockeren Höhlensedimente sowie die Höhlenseen, verlässt sie unterirdisch und tritt in einer kleinen, unscheinbaren Quelle südöstlich der Höhle auf einer Wiese wieder zu Tage. Durch einen Tracerversuch mit Fluoreszin wies BALDUR MEISSNER 1974 nach, dass eine hydrologische Verbindung zwischen dem etwa 600 m nördlich der Höhle gelegenen Pfannenspring (Arensbrunnen) und der Höhle besteht.

Zumindest heute erhält die Höhle von dort einen Teil ihres Wassers, das allochthone tonig-lehmige Höhlensedimente und eine allochthone Höhlenfauna (winzige pleistozäne Muscheln und Schnecken sowie Ostrakoden, Abb. 7) sowie Millimeter bis mehrere Zentimeter große Holzkohlestückchen mitbrachte bzw. mitbringt.

Etwa 1910 stürzte der sehr große Verbruchsblock in das Felsenmeer hinab. Die sehr schwach geneigte Deckenkluft, an der sich der Block ablöste, ist mit zahllosen kleinen Büscheln von wasserklaren Gipskristallnadeln bedeckt. BIESE (1931, 1933) beschrieb, dass die Gipsnadeln vom Zentrum einzelner, bis zu 1 cm großer Wassertropfen strahlenförmig in Büscheln, die aus bis zu 20 nadelförmigen Gipskristallen bestehen, wachsen (Abb. 8). Der graue Felsblock besteht aus Anhydrit der Zone γ .

In dem kleinen, sehr schwach fließenden und ebenfalls künstlich angelegten Bach, der das

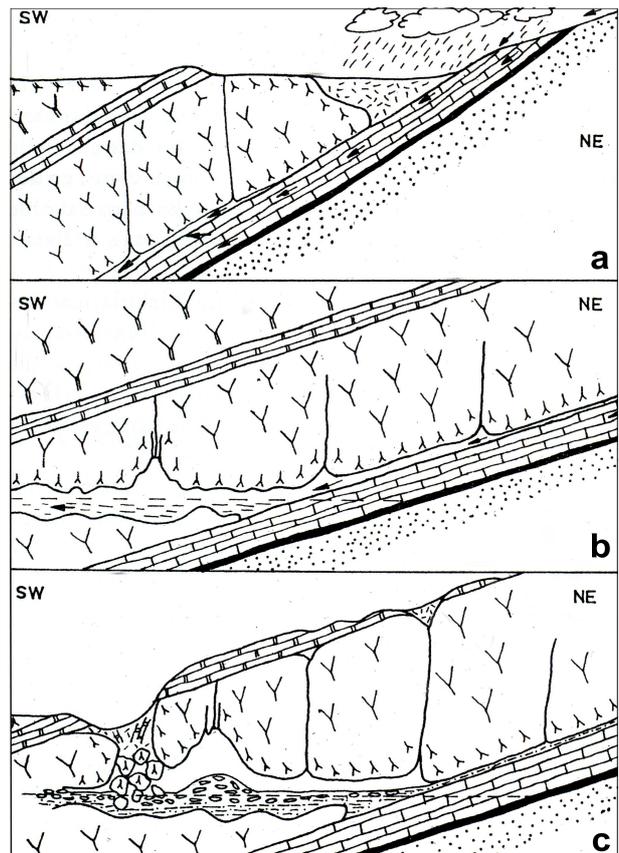


Abb. 6. Die Genese der Barbarossahöhle in drei Phasen (aus KUPETZ & MUCKE 1989: Abb. 5).

a – Meteorisches Wasser bildet im engmaschigen, offenen Kluftsystem des Zechsteinkalkes einen Karstgrundwasserleiter (Pfeile im Bild). Sein Wasser verkarstet „von unter her“, d. h. hypogen, den Werra-Anhydrit (Y-Signatur).

b – In Höhe des horizontalen Karstwasserstromes (Vorflutniveau) setzt eine horizontale Höhlenbildung (Laughöhle) ein.

c – Durch die Bildung großer Mengen von Gipsplatten tritt eine wesentliche Raumerweiterung ein. In weitgespannten und mechanisch instabilen Bereichen erweitert sich die Höhle durch Emporbrechen (Inkasion).



Abb. 7. Schnecken und Muscheln aus weichselzeitlichem Löss auf allochthoner Lagerstätte in der Barbarossahöhle. Sammelprobe aus zwei Sedimentprofilen nahe dem Felsenmeer und aus der Grottenhöhle, Bildbreite 7 mm (Foto: MICHAEL KNOPFE, 1989).

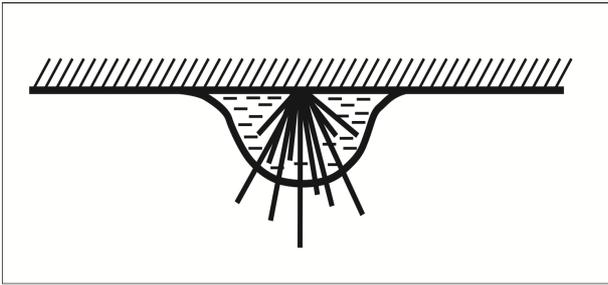


Abb. 8. Wachstum von nadelförmigen Gipskristallen an der Decke im Felsenmeer (aus BIESE 1933, unveränderte Neuzeichnung).

Felsenmeer verlässt, kann man deutlich ausgeprägte Laugungsformen im Anhydritlockermaterial beobachten. Besonders schön ausgebildet sind sie in den schneeweißen Anhydritpartien von Brocken des Anhydrits der Zone δ .

Die NE-Seite des Felsenmeeres einschließlich des Zugangsbereiches zur Quelle wird aus flasrigem Anhydrit gebildet (Zone δ).

Stopp 3: Neptungrotte

Dieser Raum erhielt seinen Namen wegen der beiden Seen. Insbesondere bei Betrachtung aus etwas weiterer Entfernung und flach einfallendem Licht tritt die hellgrüne Farbe des Wassers besonders attraktiv in Erscheinung. Verursacht wird die Färbung durch seine schwache Kalk- bzw. Gipsmineralisation. Die gesamte Wandflucht auf der NE-Seite (in Laufrichtung links) besteht aus feingestreiftem und geperltem Anhydrit der Zone γ . Die Zone enthält die attraktivsten Schlangengipse vom Typ der regelmäßigen Gekrösefalten (Abb. 2 links unten). Sie treten selten und meist nur in kurzen Lagen aus einer bis drei Einzelschichten auf. Aus einer dreidimensional aus dem Gestein herauspräparierten „Schlange“ ist bekannt, dass die Fältelung gerade bis leicht gebogene Faltenachsen hat.

Deutlich zu erkennen ist in der Neptungrotte, dass das Höhlengestein von großen, steilstehenden Klüften durchzogen ist. Meist sind es 1–5 cm breite Klüftzonen, die dadurch deutlich sichtbar werden, dass an ihnen der Anhydrit geringfügig vergipst ist und sich in Folge dessen die Graufärbung des Gesteins um eine Nuance verändert hat. Häufig befinden sich auf den Klüften auch Reste von braunen Höhlenlehmen. Die Kartierung der Großklüfte (Abb. 9) zeigt, dass die Hauptstreckungs-

richtung der Höhle (NW–SE) nicht der Hauptrichtung der Klüfte (E–W) folgt. Vielmehr wirken sie durch die Bildung von 2–6 m langen Nischen nur modifizierend auf die Hohlraumkontur ein.

Stopp 4: Gerberei

Die Gerberei, früher auch Lohgerberei genannt, erhielt ihren Namen von den hier besonders groß ausgebildeten Gipslappen (1–2 m lang). Sie entstehen durch die oberflächennahe Vergipsung von Anhydrit. Dabei nimmt dieser Wasser aus der Luftfeuchtigkeit als chemisch fest gebundenes Kristallwasser auf. Gipslappen sind meist 2–4 cm, selten bis 15 cm dick. Da die Mineralumwandlung mit einer erheblichen Volumenzunahme verbunden ist, entstehen Spannungen im Gestein und es platzt von seiner Unterlage ab. Die Lappen in der Gerberei bestehen aus feingestreiftem Gestein der Zone γ . Sie lösen sich immer parallel zur Höhlenoberfläche ab. Weil hier die Schichtflächen des Anhydrits zufällig parallel zur Höhlenwand verlaufen, lösen sich auch die Lappen schichtparallel ab.

Wahrscheinlich erleichtert die schichtparallele Ablösung die Lappenbildung und ist somit dafür verantwortlich, dass hier die größten Lappen der gesamten Höhle auftreten. Anderenorts (z. B. im Olymp, Stopp 9) kann man sehr schöne Lappen beobachten, die sich quer zur Schichtung abschalen. Die Lappen werden als Gipslappen bezeichnet, weil sie durch Vergipsung aus Anhydrit entstehen. Allerdings erfolgt die Vergipsung im Gestein nicht sofort vollständig, sondern nur anteilig. Das Gestein ist deshalb genau genommen ein Anhydrit-Gips-Mischgestein. Dass die Lappen durch die Vergipsung stark unter innerer Spannung stehen, kann man leicht feststellen. Schlägt man sie vorsichtig an (z. B. mit einem Kugelschreiber), dann ertönt ein heller Klang. Man sollte dies nur an herabgefallenen Lappen tun, um hängende nicht versehentlich abzuschlagen.

Stopp 5: Wolkenhimmel

Der Name Wolkenhimmel bezieht sich auf die großflächigen, abwechselnd hell- und dunkelgrau (bzw. schwarz-weiß) gebankten sowie wolkig strukturierten Anhydrite der Zone β . Die dunklen Lagen und Bänke im Anhydrit sind Dolomite oder stärker dolomitische Anhydrite. Den Texturtyp der

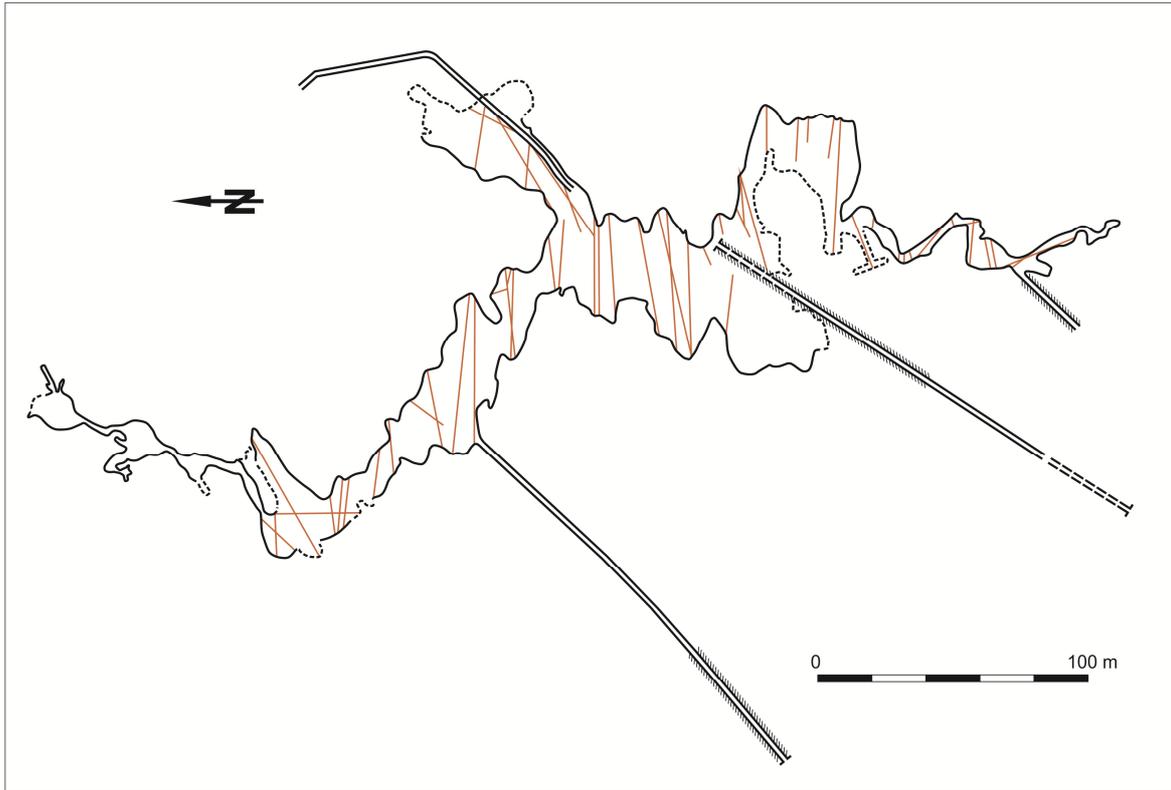


Abb. 9. Kartierung der Großklüfte in der Barbarossahöhle (aus KUPETZ & MUCKE 1989, umgezeichnet).

wolkigen und/oder gemaserten Anhydrite kann man hier exzellent beobachten.

Bis mindestens in die 1970er Jahre bezeichnete man den Wolkenhimmel auch als „Fotografenhalle“. Hier wurden bei den Führungen schwarz-weiße Gruppenbilder gemacht und den Besuchern entgeltlich nachgesendet. Zu diesem Zwecke wurden in der Mitte des Raumes der kleine See und hinter ihm eine kleine Abtreppe aus Höhlensedimenten angelegt. Links hinter dem Wolkenhimmel in nördlicher Richtung befindet sich noch ein sehr flacher Anschlussraum mit dem Namen Kaffeestübchen.

Stopp 6: Betriebsstollen

Zechsteinkonglomerat: Es handelt sich um ein polymiktes hell- bis mittelgraues Konglomerat mit Geröllen von wenigen Millimetern bis 5 cm Größe. Die Gerölle schwimmen in einer feinsandigen bis grobsandigen Grundmasse, wobei sowohl die Gerölldichte als auch ihre Größe stark und unregelmäßig schwanken. Der Geröllanteil beträgt teilweise über 50 % einer angeschliffenen Fläche, z. T. deutlich weniger, manchmal liegt nur ein größerer

Sandstein vor. Der Geröllbestand kann zweigeteilt werden. Zum Einen liegen gut bis sehr gut gerundete Milchquarze (Gangquarz) vor. Der zweite Teil der Gerölle sind sehr wenig gerundete bis eckige Klasten von verschiedenen, fleischroten bis braunroten Porphyren, schwarze bis graue Lydite (Kieselschiefer), Grauwacken, Sandsteine und Tonschiefer. Örtlich ist das Gestein mit Erz imprägniert (Sanderz). Es enthält Chalkopyrit (Kupferkies), Galenit (Bleiglanz), Sphalerit (Zinkblende) und Pyrit (Schwefelkies). Kupferkies ist z. T. makroskopisch sichtbar. Eine weitergehende petrographische Beschreibung gaben DECKER, MERTMANN & FISCHER (2011). Im Stollen kann das Zechsteinkonglomerat sowohl direkt am Stoß als auch in Handstücken, die im Bergversatz eingebaut sind, betrachtet werden.

Kupferschiefer: Im Betriebsstollen wurde Kupferschiefer auf 48 m Länge sehr flach nach SW einfallend und am Stollenende mehr oder weniger horizontal liegend angetroffen. Er überlagert mit scharfem Farbkontrast das hellere Zechsteinkonglomerat. Der Kupferschiefer ist als ca. 30 cm mächtiger, schwarzer bis dunkelgrauer, sehr fester, makroskopisch

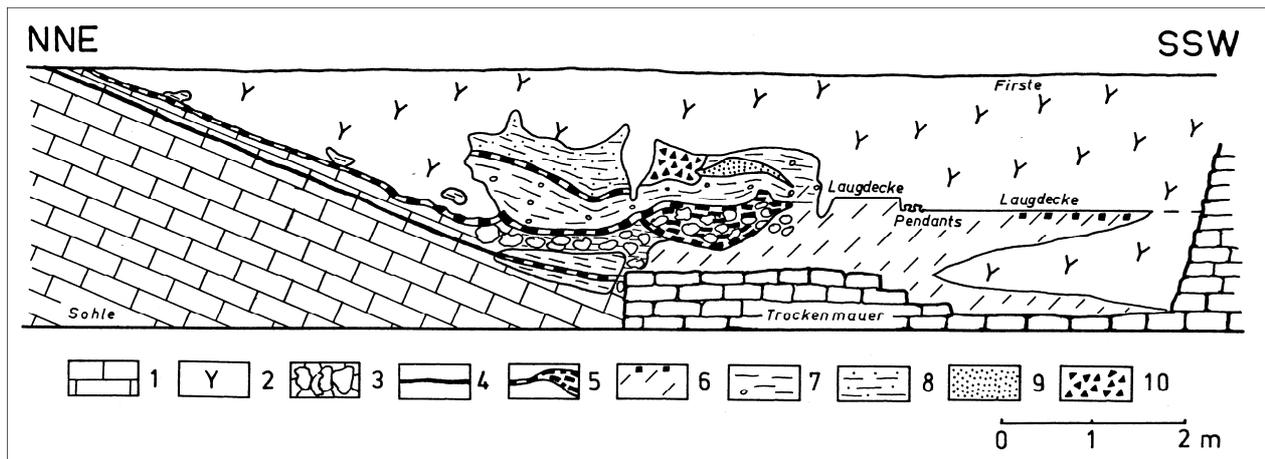


Abb. 10. Die Laugdeckenrelikte in der Barbarossahöhle. 1 – Zechsteinkalk; 2 – Unterer Werra-Anhydrit, Zone β ; 3 – Blockschutt, vorwiegend aus Zechsteinkalk bestehend, in tonige, sandige Schluffe übergehend; 4 – schwarzer Farbstreifen im Zechsteinkalk; 5 – Schluff und Feinsand, tonig, schwarz; 6 – Schluff, tonig, braun, vorwiegend ungeschichtet; 7 – Schluff, tonig, feinsandig, braun und rotbraun, vorwiegend parallelgeschichtet, lokal mit Geröllen aus Zechsteinkalk, Gips und Dolomit; 8 – Feinsand, Mittelsand, schluffig, braun, hellbraun, parallel feingeschichtet; 9 – karbonatischer Mittel- und Grobsand, tonig, schluffig, braun, hellbraun, parallelgeschichtet; 10 – scharfkantiger Karbonatgrus, grobsandig bis feinsandig, tonig, schluffig, braun, ungeschichtet.

ungeschichteter Dolomitmergelstein ausgebildet. Nach einer Lagerstättenberechnung aus dem Jahre 1952 lag der Vorrat nur bei etwa einem Zehntel des Erforderlichen.

Nahe dem Eingang in den Betriebsstollen lagen ursprünglich zwei kleine Kupferschieferbergehalden. Das Gestein hatte hier durch Verwitterung z. T. deutliche grüne Malachitausblühungen. Das Material wurde jedoch aus der Höhle entfernt. Am östlichen Stoß des Betriebsstollens sind die Reste von akkurat rechtwinklig begrenzten, vertikalen Probenahmeschlitzten einer jüngeren Kupferschieferprospektion aus dem Jahre 1952 noch erkennbar, leider aber durch Vandalismus stark zerstört.

Der **Zechsteinkalk** ist ein bankiger bis massiger, dolomitischer Kalkstein, mehr oder weniger klüftig zerbrochen und an seiner Oberfläche meist löchrig-porös verwittert. Das Gestein ist durch sekundäre Eisenoxidminerale braun gefärbt.

An der Grenze vom Zechsteinkalk zum Unteren Werra-Anhydrit ist eine nur wenige Zentimeter mächtige **Karstfuge** ausgebildet (Abb. 10). Dort sind die unteren etwa 4 m des Werra-Anhydrits durch Verkarstung aufgelöst worden. Auf der Fuge verblieben die Auflösungsreste (Residualsedimente), sofern sie nicht in die sich zum Liegenden hin anschließende Höhle umgelagert wurden. Aus den Mächtigkeiten der unverkarsteten Anhydritzonen kann abgeleitet werden, dass hier ca. 4 m Anhydrit aufgelöst wurden und heute fehlen

(Zone α und unterer Teil der Zone β). In der Mitte des Karstsedimentprofils sind die Relikte zweier dicht übereinander liegender Laugdecken erhalten. Dies ist die einzige Stelle in der Höhle, an der Laugdeckenreste erhalten sind. Insgesamt liegt eine nicht einfach zu interpretierende Schichtenfolge vor. Sie enthält außer reinen Höhlensedimenten auch Sande (und Kiese außerhalb des Profils) tertiären Alters, die noch nicht detailliert untersucht wurden. Das Profil in Abb. 10 ist in Höhe der Laugdecken mit einer Natursteinmauer verdeckt. Zur Profilzeichnung wurde sie zeitweise entfernt.

Stopp 7: Tanzsaal mit Barbarossastuhl

Der Tanzsaal ist mit 42 m Erstreckung der größte Einzelraum der Höhle. Er ist in weiten Teilen um etwa 3,5 m hoch, verbreitet aber auch sehr flach (2–3 m). Der Raum wird, wie der Name bereits sagt, als Veranstaltungsraum benutzt. Der Höhlenboden ist nicht betoniert. Er besteht nur aus gestampftem bzw. festgetretenem, überwiegend schluffigem, natürlichem Höhlensediment. Dieser Boden ist hier und in anderen Höhlenbereichen teilweise waschbrettartig gewellt, was zu einem eigenartigen Laufgefühl führen kann. Das „Waschbrett“ bildet sich über die Zeit hinweg durch die Reibung zwischen dem Boden und Schuhen der zahlreichen darüber hinweg laufenden Besucher. Erklärt wird dieses Phänomen mit der Theorie der Reibungswellen. Dabei beschreibt das Wort „...wellen“ in

diesem Falle nicht eine Welle im physikalischen Sinn sondern die entstehende Oberflächenform des Höhlenbodens. Diese Erscheinung ist auch aus anderen Höhlen bekannt.

Der Übergang zum Olymp erfolgt über einen kleinen Hügel, auf dessen Spitze man, der touristischen Attraktivität wegen, aus höhleneigenem Bruchsteinmaterial einen Barbarossa-Tisch und -Stuhl errichtet hat. Über dem Stuhl befindet sich ein wichtiger geologischer Beobachtungspunkt. An der Höhlenwand und in die Decke übergehend ist hier der Übergang von feingestreiftem Anhydrit der Zone ε im Liegenden zu grobflasrigem Anhydrit der Zone ζ im Hangenden exzellent abgeschlossen. Charakteristisch für die Basis des flasrigen Anhydrits ist, dass sie aus einer horizontal weit aushaltenden Lage von mehrere Dezimeter großen, brotlaibförmigen „Anhydritknödeln“ gebildet wird. Darunter setzt messerscharf feingeschichteter Anhydrit ein. Einzelne Schichten ziehen sich zwischen die Knödeln hinein und fälteln sich. Dies ist der Schlangengips vom Typ der unregelmäßigen Gekrösefalten (Abb. 2, rechts unten). Unregelmäßige Gekrösefalten treten auch innerhalb des flasrigen Anhydrits der Zone ζ sowie an deren Obergrenze zur Zone η auf.

An einer schlecht zugänglichen Stelle werden Gipshütchen gezeigt (s. auch Stopp 11).

Stopp 8: Schweizer Landschaft

Die Schweizer Landschaft ist eine eindrucksvolle Deckenspiegelung im See, der sich vom Tanzsaal zum Fuß des Olymp herüber zieht. Sie ist nur von einer Beobachtungsposition aus dem Tanzsaal zu sehen.

Stopp 9: Olymp

Der Olymp ist mit 24 m Höhe der höchste Raum der Barbarossahöhle und ein Verbrauchsraum. Entstanden ist er durch den Einbruch eines sehr großen Höhlenraumes. Dabei entstand an der Erdoberfläche ein etwa 50–60 m großer, 15 m tiefer und heute stark verwachsener Erdfall, die Teufelsgrube. Der Olymp ist ein Restraum am Rande des Schuttkegels unter dem Erdfall (Abb. 5). An seinem höchsten Punkt beträgt seine Überdeckung nur wenige Meter. Vereinzelt reichen hier bereits Wurzeln von der Erdoberfläche her in den offenen

Raum hinein. Auch tropft zeitweise Wasser in die Höhle, der „Ewige Regen“. Von unten her vermittelt der Olymp zwar einen hohen, nicht aber unbedingt großen Raumeindruck. Dieser wird durch die Massen von großen Gesteinsblöcken beherrscht. Ein gewaltigeres Raumerlebnis vermittelt ein Blick von oben, außerhalb des Führungsweges, in die Tiefe.

Im Olymp ist die gesamte Abfolge des Oberen Werra-Anhydrits aufgeschlossen. Sie wird an der Firste von Stinkschiefer überlagert. Der Anhydrit ist durchgängig feingestreift. Eine Gliederung ist oberhalb von Zone $\theta 2$ nicht mehr möglich (vgl. Abb. 3). Es ist jedoch noch eine Schichtgliederung in eine untere, meist stark geperlte Folge und eine obere ungeperlte Folge möglich. In der älteren Nomenklatur werden sie als Perllagenanhydrit bzw. Lamellenanhydrit bezeichnet (HOYNINGEN-HUENE 1957).

Die Anhydrite im höheren Teil des Olymps sind von der Erdoberfläche her bereits teilweise vergipst. Das äußert sich in einer z. T. dünnbankigen Aufblätterung des Gesteins entlang der Schichtflächen. An einer Stelle bildete sich durch Volumenzunahme eine 3–4 m große offene, glockenförmig aufgewölbte Schichtfalte.

Wenig oberhalb des Besucherpunktes mit dem Geländer ist die Abgrenzung des Unteren zum Oberen Werra-Anhydrit aufgeschlossen. Der Untere Werra-Anhydrit endet hier innerhalb der Zone θ . Sie ist zweigeteilt in $\theta 1$ (oberste Schicht des Unteren Werra-Anhydrits) und $\theta 2$ (unterste Schicht des Oberen Werra-Anhydrits). Zone $\theta 1$ und $\theta 2$ werden durch eine Zwischenschicht, das sogenannte Steinsalz-Äquivalent, getrennt. Die Anhydrite der Zone θ sind insgesamt grau geflasert, z. T. mit nur undeutlicher bzw. wolkiger Textur. Das Steinsalz-Äquivalent liegt innerhalb von θ -Gesamt, hat eine Mächtigkeit von vielleicht nur etwa einem halben Meter und ist nur undeutlich von $\theta 1$ und $\theta 2$ abgegrenzt. Die Anhydrite der Zone θ haben insgesamt eine Mächtigkeit von etwa 4 m (Abb. 3). Es sind meist mittelgraue kleine gefaserte Anhydrite. Wesentlich ist es, hier die besondere Textur des Steinsalz-Äquivalents wenigstens andeutungsweise erkennen zu können.

Ursprünglich war zwischen $\theta 1$ und $\theta 2$ etwa 4 m mächtiges Werra-Steinsalz ausgebildet. Es löste sich kurz nach seiner Sedimentation wieder auf. Da es kein sehr reines Steinsalz, sondern mit Gips-

bzw. Anhydritlagen durchsetzt war, blieben diese bei der Steinsalzauflösung übrig. Als Löserückstand brach aber ihr Schichtengefüge zusammen. Da das Sulfat bereits mehr oder weniger verfestigt war, entstand eine Residualbrekzie (Rückstandsbrekzie). Mit etwas Glück kann man am Olymp einige Zentimeter große, eckige Anhydritbruchstücke schwimmend in einer Anhydritmatrix beobachten. Es ist ein frühdiagenetisches Subrosionsrestgestein. Der Erkenntnisprozess über die Entstehung des Steinsalz-Äquivalentes war mit einer langen Kontroverse verbunden. Die Schlüsselpublikation dazu, zu der auch Untersuchungsmaterial vom Olymp verwendet wurde, stammt von LANGBEIN (1987). Ihr Aufschluss in der Barbarossahöhle ist deshalb von besonderem Wert.

Über der Anhydritzone 02 folgen von der Textur her ziemlich eintönige „Perllagenanhydrite“. Absolut exotisch ist etwa in der Mitte der Folge die „Große darmzottenartige Schlangengipslage“. Das ist eine sehr reine, 0,5–1,5 cm dicke Anhydrit-Einzellage, die sehr stark gefaltet ist. Die Falte ist durchschnittlich 3–6 cm (min. 0,5 und max. 10 cm) hoch (Abb. 2, links oben). Im schichtparallelen Querschnitt ist sie von der Form her mit Gehirnwindungen zu vergleichen. Diese „Große Darmzotte“ ist horizontal weit aushaltend, bis mehr als 20 km von der Höhle entfernt. Es gibt noch einige wenige ähnliche „Darmzotten“-Lagen. Diese sind aber sehr viel kleiner und unauffälliger.

Die optische Attraktion im Lamellenanhydrit sind die Alabasteraugen. Durch Vergipsung des ursprünglichen Anhydrits sind sie schneeweiß (Stopp 13).

Schließlich sollen als besondere Bildungen im Oberen Werra-Anhydrit noch 1–4 cm große, lamellenartig-radialstrahlige Gipskonkretionen genannt werden. Sie sind weitgehend farblos, erscheinen aber wegen des dunklen Gesteinshintergrundes, in dem sie schwimmen, dunkelgrau bis dunkelbraungrau.

Überlagert wird der Obere Werra-Anhydrit an der Firste des Olymps durch einen dünnlagigen, sehr eben und parallel geschichteten dunkelgrauen Kalkstein, der hellgrau bis hellgelblich angewittert ist. Er ist häufig zerbrochen. Es reichen von oben her in den Stinkschiefer auch metergroße Höhlenlehmflaschen hinein. An einer Stelle ist auf einer großen Stinkschiefer-Unterseite ein doppelt S-förmiger Erosionsgang eingeschnitten (anastomatische Bildung). Er war ursprünglich mit Lehm ge-

füllt, ist aber jetzt eine leere Hohlform an der Decke. Der zerbrochene Stinkschiefer, der braune Höhlenlehm und die Anastomose zeigen an, dass an der Schichtfläche Oberer Werra-Anhydrit–Stinkschiefer eine analoge Karstfuge ausgebildet ist, wie das im Schichtenprofil Zechsteinkalk zu Unterem Werra-Anhydrit im Betriebsstollen der Fall ist. Dieselbe Karstfuge wie im Olymp wird im Dom ein zweites Mal in der Höhle sichtbar (Stopp 13 und Abb. 12).

Stopp 10: Entdeckungstollen

Der Stollen wurde von 1860 bis 1865 angelegt und durchfuhr dabei auf 70 m Länge den Schuttkegel der Verbruchsmassen unter der Teufelsgrube (Abb. 5). 1895 führte an der Streckendecke die erste elektrische Beleuchtung in die Höhle. Ihre Reste sind noch an der Firste des Stollens erhalten geblieben. Nur durch diesen Stollen kennen wir den Schuttkegel in seinen Ausmaßen. Bis zu seiner Rekonstruktion 1995 war es möglich, durch breite Fugen der im Trockenbau ausgeführten Stollenausmauerung sowie an zwei defekten Mauerungsstellen das lockere, großblockige Verbruchsmaterial direkt zu beobachten. Sichtbar war auch die bis dahin nicht verbaute, verkarstete Schichtfuge zwischen dem Oberen Werra-Anhydrit und dem Stinkschiefer. Sie tritt durch tonig-schluffige Residualsedimente der Verkarstung, durchsetzt mit Gipsbrocken, in Erscheinung. Der Übergang vom Stinkschiefer zum Hangenden Werra-/Leine-Sulfat (zWAN/zLAN, Jüngerer Gips) war damals leider zugesprengt und nicht sichtbar. Heute ist er durch eine Stollensanierung 1995 zwar wieder aufgewältigt, aber versiegelt und ebenfalls nicht zu beobachten.

Stopp 11: Grottenhöhle mit Seen, Afrika und der Speckkammer

Das Highlight der Grottenhöhle sind ihre hellgrünen Seen mit den durch die Höhlenbeleuchtung optimal in Szene gesetzten Deckenspiegelungen. Abhängig von der Jahreszeit und den Zuflussbedingungen des Karstwassers bilden sich zeitweise auf der Wasseroberfläche in allen Seen dünne Kalkhäutchen. Sie bestehen aus Kalzit (CaCO_3) und schwimmen wegen ihrer Oberflächenspannung auf der Wasseroberfläche, so lange sie nicht von oben mit Wasser benetzt werden. Die Häut-

Abb. 11: Eine senkrecht zur Schichtung durch eine Kluft angeschnittene Anhydritknolle im Dom, gewöhnlich als Alabasterauge bezeichnet, Breite ca. 20–30 cm. Weitere Erläuterungen enthält der Text.



chen haben meist Durchmesser von wenigen Millimetern bis Zentimetern, können aber auch deutlich größer werden. So schnell wie sie sich bilden, können sie sich auch wieder auflösen. In der meisten Zeit des Jahres fehlen sie. Im flachen Licht der Höhlenbeleuchtung scheint es, als ob auf den Seen eine Schmutzschicht schwimmen würde. Deshalb schlugen in früheren Zeiten die Höhlenführer mit langen Stangen auf das Wasser, um die Häutchen versinken zu lassen.

Vergegenwärtigen kann man sich an diesem Punkt in sehr anschaulicher Weise die äußere Erscheinung des Anhydrit- und Gipsgesteins sowie ihre Umwandlung ineinander. Über dem ersten olympnahen See befindet sich „Die Landkarte von Afrika“ oder einfach nur „Afrika“. Sie ist eine glatte, hellgraue Kluftfläche, an der ein großer Gesteinsbrocken von der Wand gebrochen ist. Während rechts und links davon der Anhydrit sofort begonnen hat, in einer ganz dünnen oberflächlichen Schicht schneeweiß zu vergipsen, geschieht das auf der Afrika-Fläche nicht. Es ist nicht erklärbar, weshalb sich ein und derselbe Anhydrit auf kürzeste Entfernung einmal in Gips umwandelt und das andere Mal nicht. Derartige beobachtet man aber auch an anderen Stellen in der Höhle. Gegenüber dem See befindet sich die Speckkammer. Bei den Speckseiten handelt es sich um großblockigen Anhydritverbruch, der als gesamtes Schichtpaket begonnen hat, zu vergipsen. Dabei nimmt sein Volumen zu und die Schichten beginnen paketweise aufzublättern.

Stopp 12: Der Durchbruch

Der Durchbruch ist eine Höhlenerweiterung, die angelegt wurde, um den Dom an den Führungsweg anzuschließen. Aufgeschlossen ist hier das größte Sedimentprofil der Höhle.

Stopp 13: Dom und Hexenküche

Der Dom steht im feingeschichteten, nicht geperlten Oberen Werra-Anhydrit (Lamellenanhydrit, HOYNINGEN-HUENE 1957). In den höheren Teilen beginnt das Dach des Doms von der Erdoberfläche her zu vergipsen. Man kann das an der beginnenden Aufblätterung des Anhydrits erkennen. Insgesamt vermittelt dieses Gestein trotz der Beleuchtung einen relativ dunklen, grauen Eindruck. Das Auffälligste sind hier die zahlreichen, schneeweißen „Alabasteraugen“ oder „Ochsenaugen“, die de facto Anhydritaugen oder -knollen sind. Alabaster ist als Mineral die feinkörnig-dichte, weiße Varietät von Gips. Die Knollen haben überwiegend die Form von dreidimensionalen, in der Ebene der Schichtung abgeplatteten Ellipsoiden. Aus der Ferne, an der Decke, scheinen die Knollen scharf gegen das Nebengestein begrenzt zu sein. Bei genauerer Betrachtung im Anschnitt senkrecht zur Schichtung sieht man jedoch, dass sie nach oben und nach unten allmählich in den normalen feingeschichteten Anhydrit übergehen und seitlich relativ stark ausschwänzen (Abb. 11). Ferner sieht man, dass die Feinschichtung mit relativ großem Linienabstand aus der Knolle herauskommt und in die seitlich angrenzenden, feingeschichteten Anhydritlinien läuft. Dabei verringert sich der

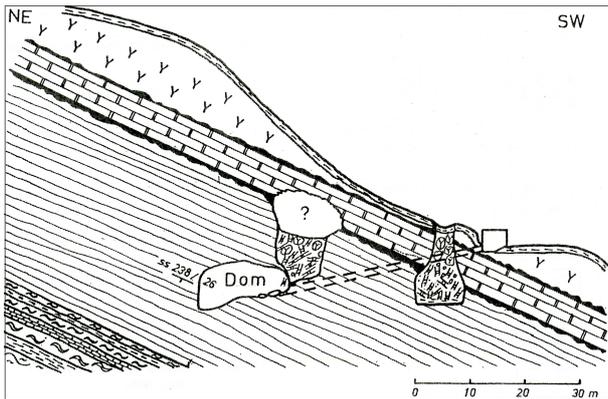


Abb. 12. Geologischer Schnitt durch den Dom der Barbarossahöhle mit Ableitung der Existenz einer bisher unbekanntes „Barbarossahöhle II“ (Aufnahme M. KUPETZ 05/1989, aus KUPETZ 2008).

Linienabstand auf etwa die Hälfte. Folgendes ist hier geschehen: Bei der Sedimentation im Zechsteinmeer lagerte sich ein sehr wasserreicher Gipsschlamm ab. Aus nicht näher bekannten Gründen wurden die wassergefüllten Poren des Schlammes im Bereich der späteren Knolle mit Gips ausgefüllt (zementiert). Nachfolgend entwässerte der Gipsschlamm allmählich durch den Druck überlagernder Sedimente und setzte sich auf etwa die halbe Höhe seiner ursprünglichen Mächtigkeit. Im Bereich der Knolle geschah das nicht. Hier waren die Schlamm-poren bereits mit Gips ausgefüllt und ließen sich nicht mehr entwässern und zusammendrücken. Mit anderen Worten: Durch frühdiagenetische Zementation konservierte die Knolle die Mächtigkeit des primär abgelagerten, wasserreichen Gipsschlammes. Erst viel später wandelte sich die gesamte Gipsablagerung in den heutigen Anhydrit um, ohne dass dabei das Gefüge der Knolle noch einmal verändert wurde.

Auffällig im Dom ist des Weiteren der „Daumenabdruck Barbarossas“ an der Decke über dem Führungsweg (Abb. 2, rechts oben). Hierbei handelt es sich um Schlangengips vom Typ der Rippefalten. Oftmals von einem zentralen Punkt ausgehend, legen sich jeweils mehrere Gesteinslagen mehr oder weniger sinusförmig in waschbrettartige Falten. Die einzige plausible Erklärung ist folgende: Innerhalb der normalen Gips-sedimentation im Zechsteinmeer schied sich örtlich und zeitlich eng begrenzt Anhydrit aus. Dies kann bei leicht veränderten physikochemischen Sedimentationsbedingungen, z. B. durch eine örtliche Erwärmung im Bereich einer entsprechenden Quelle, geschehen (nachgewiesen sind solche Quellen nicht). Unter allgemein herrschenden Gips-sedimentationsbe-

dingungen wandelte sich der Anhydrit sehr bald in Gips um. Die damit verbundene Volumenzunahme führte zu einem Quellungseffekt und die Schichten fältelten sich.

An der südwestlichen Firste des Doms sind in einem schmalen, mehrere Meter langen Streifen lockere, braune, lehmige Stinkschiefer führende Verbruchsmassen aufgeschlossen. Aus der lithostratigraphischen Kartierung (Abb. 4) leitet sich ab, dass der anstehende Stinkschiefer im normalen Profil erst etwa 10–12 m oberhalb der Höhlendecke auftritt. Höhlenbildungsprozesse haben an seiner Untergrenze einen 10–12 m großen Karsthohlraum entstehen lassen. So wie sich die Barbarossahöhle oberhalb der Schichtgrenze des Zechsteinkalks in den Unteren Werra-Anhydrit hineingebildet hat, geschah hier das Gleiche an der Untergrenze des Stinkschiefers zum Oberen Werra-Anhydrit. Der Abb. 12 wurde zugrunde gelegt, dass der Karsthohlraum zu 50 % seines Volumens mit Höhlensedimenten erfüllt ist. Wenn diese Größenordnung zutrifft, verbleibt für diese „Barbarossahöhle II“ noch immer ein Höhlenraum in der Dimension des Doms! Ein etwa 25 m entfernt liegender Erdfall ist in einer weiteren Großhohlraum in derselben karstgenetischen Position unterhalb des Stinkschiefers hineingebrochen. Die Existenz einer mehr oder weniger großen Erdfallhöhle ähnlich dem Olymp, nur wesentlich kleiner, kann hier angenommen werden. Wahrscheinlich standen bzw. stehen beide Räumlichkeiten speläogenetisch in Verbindung. Damit ergibt sich eine größere Höhle von mindestens 30 m Länge, die jedoch nicht zugänglich ist. Sie soll „Barbarossahöhle II“ genannt werden.

Südlich des Doms zweigt ein schmaler und flacher Gang, die Hexenküche ab. Während fast überall in der Höhle die natürlichen Höhlensedimente durch die Schauhöhlenschließung verändert wurden, kann man hier diese noch in ursprünglicher Erhaltung beobachten.

6 Dank

Für ihre Unterstützung möchten wir uns bei der Höhlenverwaltung, insbesondere bei der Betriebsleiterin Anke Schreyer und dem ehemaligen Betriebsleiter Hans-Jürgen Fischer ganz herzlich bedanken. Konrad Schubert und Ines Heibert wirkten bei der redaktionellen und graphischen Manuskriptbearbeitung mit.

7 Literatur (Auswahl)

- ADLER, A. & MERTMANN, D. (2012): Fossilien in den Höhlenlehmen der Barbarossahöhle, Kyffhäuser. – Mitteilungen des Verbandes deutscher Höhlen- und Karstforscher, 58, 1: 6–15; München.
- BAUMBACHER, J. (2018): Die Barbarossahöhle in Rottleben im Kyffhäuserland. – Naturdenkmalführer Nr. 1: 32 S.; Regensburg (Schnell & Steiner).
- BIESE, W. (1931): Über Höhlenbildung, I. Teil: Entstehung der Gipshöhlen am südlichen Harzrand und am Kyffhäuser. – Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt N. F. 137: 1–71; Berlin.
- BIESE, W. (1933): Über Tropfstein- und Sinterbildung. – Speläologisches Jahrbuch, 13/14: 84–93; Wien.
- BRUST, M. (1977): Die Barbarossahöhle bei Rottleben im Kyffhäusergebirge. – Der Höhlenforscher, 9, 3: 35–41; Dresden.
- BRUST, M. K. (2015): Die Barbarossahöhle im Kyffhäuser, Ein Rückblick auf die 150-jährige Geschichte einer Schauhöhle. – 40 S.; Kyffhäuserland (ARTE FAKT Verlagsanstalt).
- BRUST, M. & KUPETZ, M. (1998): Bericht zur Revisionskartierung der Barbarossahöhle (Kyffhäuserkreis) im Rahmen der Vervollständigung des Geotopkatasters des Freistaates Thüringen. – Mitteldeutsche speläologische Gesellschaft e. V., Steinhaleben, unveröff. Bericht, 02.10.1998, 15 S., 4 Anl.; Steinhaleben.
- BRUST, M., KUPETZ, M. & ZIEBELL, J. (2004): Zechstein am Südharz und Kyffhäuser: Stratigraphie, Fazies und angewandte Aspekte. – Schriftenreihe DGG, 35: 165–173; Hannover.
- DECKER, M., MERTMANN, D. & FISCHER H.-J. (2011): Gesteine in der Barbarossahöhle, Kyffhäuser (Thüringen). – Der Aufschluss, 62: 13–25; Heidelberg.
- FULDA, E. (1912): Die Verbreitung und Entstehung der Schloten in der Mansfelder Mulde. – unveröffentlichte Bergreferendarsarbeit: 39 S.; Halle.
- GRIPP, K. (1913): Über den Gipsberg in Segeberg und die in ihm vorhandene Höhle. – Jahrbuch der Hamburgischen Wissenschaftlichen Anstalten, XXX, 6. Beiheft, Mitteilungen aus dem Mineralogisch-Geologischen Institut: 35–51; Hamburg.
- HOYNINGEN-HUENE, E. VON (1957): Die Texturen der subsalinaren Anhydrite im südöstlichen Harzvorland. – Geologie, Beiheft 18: 48 S.; Berlin.
- JUNG, W. (1958): Zur Feinstratigraphie der Werraanhydrite (Zechstein 1) im Bereich der Sangerhäuser und Mansfelder Mulde. – Geologie, Beiheft 24: 88 S.; Berlin.
- KUPETZ, M. (1982): Schlangengipsbildungen im Werra-Anhydrit bei Rottleben/Südkyffhäuser. – Bergakademie Freiberg, Vorträge Festkolloquium 15 Jahre Studentenzirkel Speläologie 1980: 57–63; Freiberg.
- KUPETZ, M. (2008): 2. Zechstein-Exkursion am Südhang des Kyffhäuser-Gebirges 24.10.2008 – In: Deutsche Gesellschaft für Geowissenschaften & Thüringer Landesanstalt für Umwelt und Geologie (Hrsg.): DGG Arbeitskreis „Mitteldeutsche Kristallinzone“, Field-Workshop, 24.10.2008: 11–20.
- KUPETZ, M. (2014): Sulfatkarst am Kyffhäuser und die Genese der Barbarossahöhle. – Karst und Höhle: 158–163; München.
- KUPETZ, M. & BRUST, M. (1998): Die Barbarossahöhle, eine Anhydrithöhle als wissenschaftliches Forschungs- und Referenzobjekt und besonders wertvolles Geotop in Thüringen. – Beiträge zur Geologie von Thüringen, N. F., 5: 183–206; Weimar.
- KUPETZ, M. & BRUST, M. K. (eds.) (2005): Karst und Altbau am Kyffhäuser: Salz, Kupfer, Gips, Alabaster. – Geowissenschaftlicher Exkursionsführer u. Mitteilungen DGG 225: 50 S.; Berlin, Hannover.
- KUPETZ, M. & KNOLLE, F. (2015): Die Mansfelder Schloten – Verbreitung und Genese der größten mitteleuropäischen Anhydrit-Schichtgrenzhöhlen. – Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 166: 327–339; Stuttgart (Schweizerbart).
- KUPETZ, M. & MUCKE, D. (1989): Beiträge zur Geologie und Genese der Barbarossahöhle bei Rottleben am Kyffhäuser. – Wissenschaftlich-Technischer Informationsdienst, Zentrales Geologisches Institut, 30: 96–103; Berlin.
- LANGBEIN, R. (1983): Über diagenetisch entstandene Gefüge in Gips- und Anhydritgesteinen. – Zeitschrift für geologische Wissenschaft, 11: 1453–1469; Berlin.
- LANGBEIN, R. (1987): The Zechstein Sulphates: The State of the Art. – Lecture Notes in Earth Sciences, 10. – In: PERYT, T. M. (ed.) (1987): The Zechstein Facies in Europe: 143–188; Berlin, Heidelberg (Springer).
- LANGBEIN, R. (2001): Über interessante Gips- und Anhydritgefüge. – Exkursionsführer, 11. Jahreshauptversammlung Thüringischer Geologischer Verein, Bad Frankenhausen: 41–48; Jena.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1985): Zechstein-Anhydrite – Fazies und Genese. – Geologisches Jahrbuch, A 85: 3–82; Hannover.