



Die Erdbrandgesteine von Oberau bei Meißen – ein Beitrag zu ihrer Bildung und Herkunft

Klaus-Jürgen Hüniger, Cottbus, Jan-Michael Lange, Dieter Schwarz & Peter Suhr, Dresden

1 Einführung

Der Niederauer Gemeindeteil Oberau ist mindestens seit dem Bau der ersten deutschen Ferneisenbahn von Leipzig nach Dresden (eröffnet 1839) durch Funde von Erdbrandgesteinen bekannt. Hier, am Nordende der Dresdner Elbtalweitung, war die Anlage eines 515 m langen Tunnels (erbaut 1837–1839, abgetragen 1933–1934) erforderlich. Beim Bau wurden am westlichen Tunnelportal größere Mengen von Erdbrandgesteinen auf sekundärer Lagerstätte gefunden und wissenschaftlich beschrieben (Geinitz 1839: 3).

1.1 Geologische Situation

Die Grundgebirgseinheiten der näheren Umgebung von Oberau werden dem Meißner Massiv (Schmidt 1955) zugerechnet. Der Meißner Hauptgranit (Pietzsch 1956) ist das flächenmäßig weitverbreitetste Gestein, das randlich von Monzonitoiden begleitet wird. Eingeschaltet sind kleinere Areale von Coswiger Gneis (Bankwitz et al. 1975) und Riesensteingranit (Pietzsch 1962). Das Tafeldeckgebirge ist durch einen Ausläufer der Mügelner Senke (Pietzsch 1956) mit Buntsandstein und dem Nordwestende der Elbe-Senke (Tröger & Voigt 2000) mit Ablagerungen der tiefen Oberkreide vertreten. Kleine tertiärzeitliche (untermiozäne?) Senken („Meißner Tertiär“ nach Pietzsch 1962) sind nördlich von Oberau und westlich sowie nördlich von Ockrilla bekannt. Sie sind alle von relativ geringem Umfang und soweit bisher bekannt, ohne signifikante Flözführung. Alle Einheiten werden mehr oder weniger geschlossen von quartären Sedimenten bedeckt (Abb. 1).

Das Gebiet von Oberau queren die Ausläufer einer markanten Störungszone, die Lausitzer Überschiebung, die an dieser Stelle Meißner Hauptgranit, einen Biotitgranodiorit, auf oberkretazischen Pläner (Krentz & Stanek 2015) überschiebt.

Für die Interpretation der Erdbrandgesteine von Oberau sind die tertiären Ablagerungen und die basalen quartären Bildungen, die meist nur aus Bohrungen bekannt sind, von besonderer Bedeutung. Sie waren schon Geinitz (1839) bekannt und wurden von Gallwitz (1935) eingehend bearbeitet. Diese Vorkommen sind räumlich nur gering verbreitet und werden in das Pliozän (Gallwitz 1935) oder in ein voresterzeitliches Interglazial (Wolf & Alexowsky 1995) gestellt. Untersuchungen aus den 1990er Jahren im Landesamt für Umwelt und Geologie in Freiberg erbrachten lediglich umgelagerte tertiäre Pollen in den die Erdbrandgesteine einschließenden Sedimenten (Unteroligozän?; mündl. Mitt. K. Goth).

1.2 Erdbrandgesteine

Erdbrandgesteine oder Pyrometamorphite sind gefrittete (=gesinterte) bis verglaste feinklastische Sedimente, die durch Pyrometamorphose – eine Umwandlung bei niedrigen Drücken und hohen Temperaturen – entstanden sind. Der Begriff Pyrometamorphose wird in der Literatur unterschiedlich verwendet. Einige Autoren verstehen darunter eine starke Erhitzung des Gesteines, unabhängig von der Art der thermischen Quelle (z. B. Grapes 2011). In der eigentlichen Bedeutung ist der Begriff aber nur auf eine Gesteinsumwandlung durch Feuer beschränkt ($\pi\rho\rho\varsigma$ – Feuer). In diesem Sinne werden Gesteine definiert, die durch Kohlenflözbrände gebildet wurden.

Anschriften der Autoren

apl. Prof. Dr. Dr. Klaus-Jürgen Hüniger, Dr. Dieter Schwarz, Prof. Dr. Jan-Michael Lange, & Dr. Peter Suhr, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie, Sektion Petrographie, Königsbrücker Landstraße 159, 01109 Dresden, E-Mail: jan-michael.lange@senckenberg.de

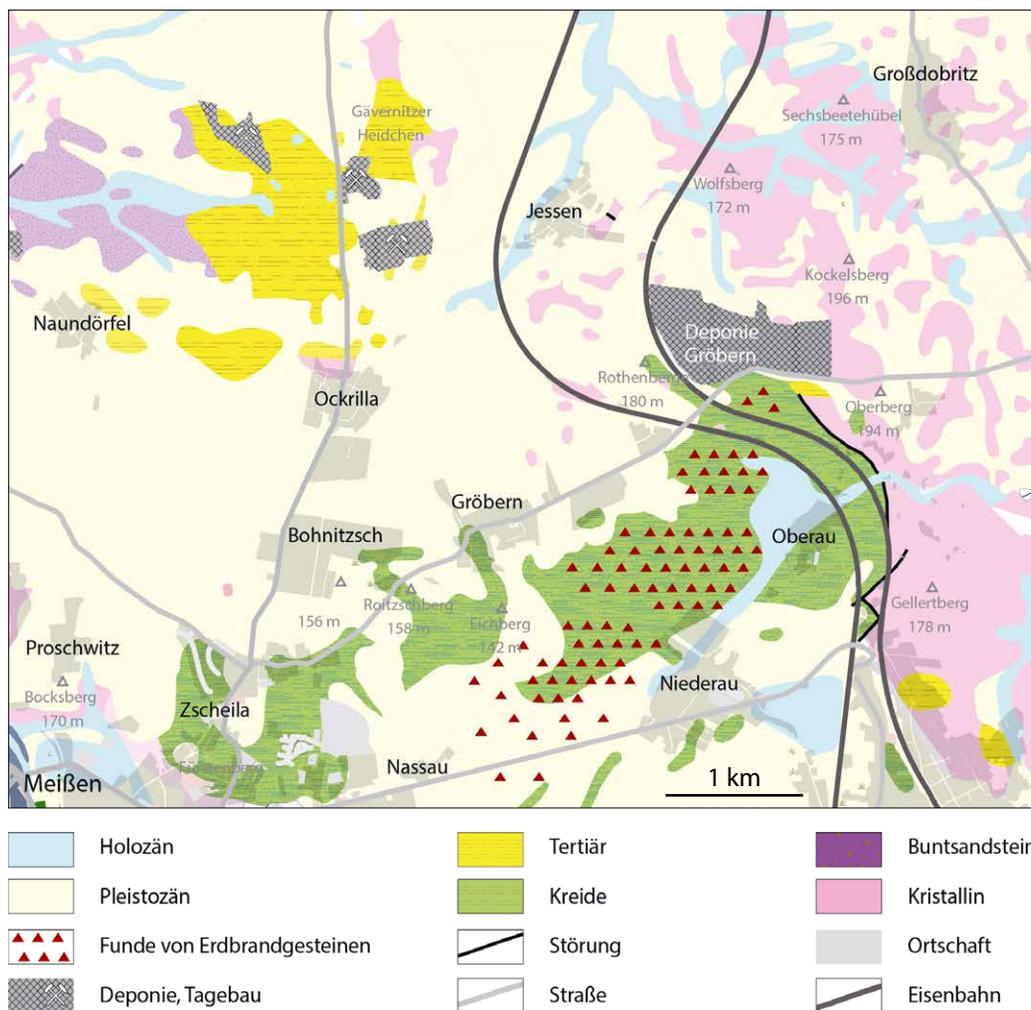


Abb. 1 | Geologische Situation der Erdbrandgesteinsfundstellen in der Umgebung von Oberau östlich von Meißen (Fundstellen nach Gunnar Arnold, Meißen).

Entzündung durch Oxidation von Sulfiden, Blitzschlag etc. und langandauernde Verbrennung von Kohlen bewirken hohe Temperaturen, die zu einer Frittung, Sinterung und sogar Glasbildung feinklastischer (toniger) Sedimente im unmittelbaren Kontaktbereich führen können.

Auf die Entstehung von Flözbränden und ihre pyrometamorphen Prozesse kann hier nicht näher eingegangen werden. Es sei auf weiterführende Literatur verwiesen: Barthel & Rößler (1998), Žáček et al. (2005, 2010), Estrada et al. (2009), Grapes (2011), Witzke (2019).

Terminologie der Erdbrandgesteine

In dieser Arbeit wird der Terminus Pyrometamorphose in seinem eigentlichen Wortsinn, wie oben dargelegt, auf die Umwandlung von Gesteinen durch Verbrennungsprozesse beschränkt. Unter dieser Voraussetzung sind die Begriffe „Pyrometamorphite“ und „Erdbrandgesteine“ synonym. Eine Verwendung im weiteren Sinne, wie sie bei Grapes (2011) zu finden ist, schließt auch Bildungen durch magmatische und andere temperaturbetonte Metamorphosen ein. Besser wäre hier aber der Begriff „Thermometamorphose“ zu verwenden.

Erdbrandgesteine (syn. Kohlenbrandgesteine, z. B. Loewinson-Lessing 1893/94) weisen ein breites petrographisches Spektrum mit teilweise eigenständigen, teils synonymen Bezeichnungen auf. Hierzu zählen Paralaven (erstmalig Femour in Hayden 1919: 9), Porzellanfels (erstmalig Grosser 1935: 96; syn. Porzellanit, erstmalig Peithner 1780: 58; syn. Porzellanjaspis, erstmalig Werner 1787: 23 f; syn. Erdschlacke, z. B. Loewinson-Lessing 1893/94), gebrannter

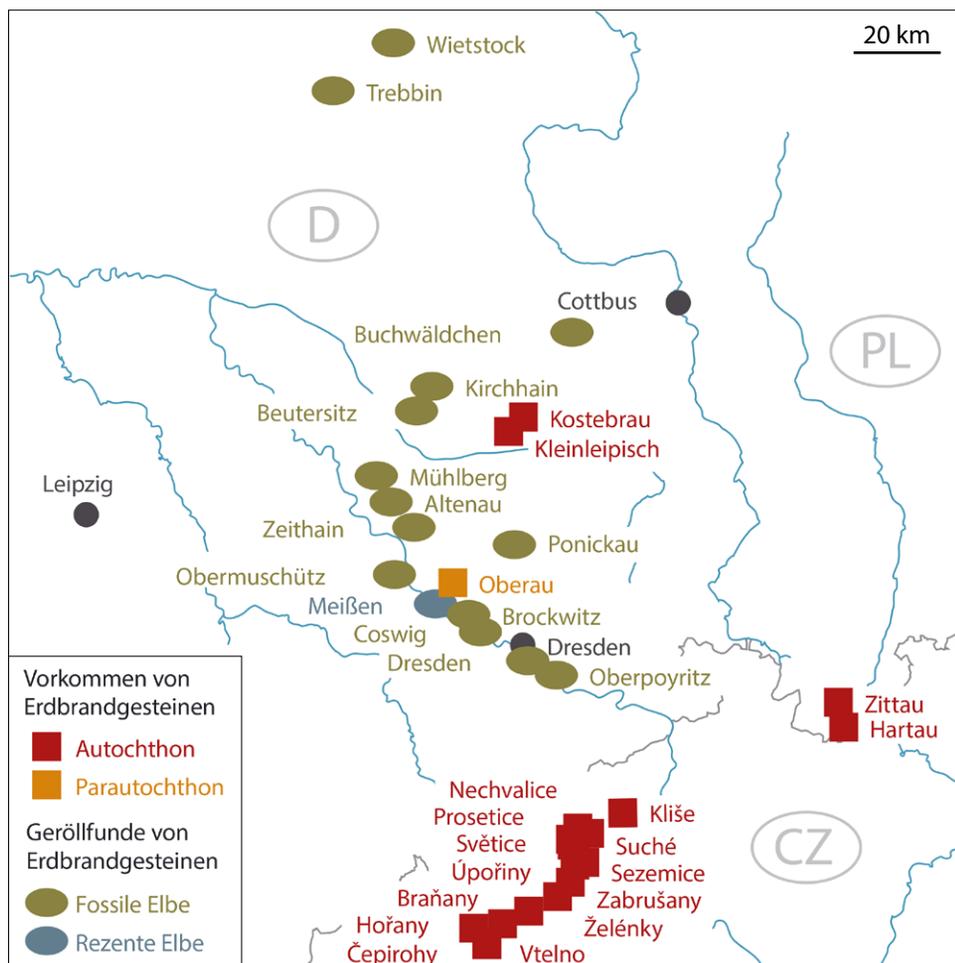


Abb. 2 | Vorkommen und Fundpunkte von Erdbrandgesteinen im nördlichen Böhmen, östlichen Sachsen und südlichen Brandenburg (aus Schwarz & Lange 2019, verändert).

Ton (Klinker) und geröteter Ton (Färbung durch Hämatitbildung). Grossers Vorschlag (Grosser 1935: 96), den Begriff „Porzellanfels“ anstatt Porzellanit oder Porzellanjaspis zu verwenden, ist der nomenklatorisch unproblematischste Terminus. Mit Porzellanit werden auch andere Bildungen (z. B. Varietät von Skapolith, eingekieselte Diatomite und Tone) bezeichnet. Der Name Porzellanjaspis suggeriert eine nicht gegebene Nähe zum Jaspis, einer Quarzvarietät. Im weiteren Umfeld sind autochthone Vorkommen von Flözbrandgesteinen besonders aus dem nordböhmischen Braunkohlenrevier (Bouška & Dvořák 1997, Dvořák et al. 2024), dem Chemnitz-Becken (Barthel & Rößler 1998), dem Zittau-Becken (Cotta 1840: 32–33, Pressler 1843: 4) und aus der Niederlausitz (Hess von Wichdorff 1921) bekannt (Abb. 2). Da das Oberauer Vorkommen aus nur wenig transportierten Bruchstücken besteht, ist es als parautochton zu klassifizieren.

2 Kenntnisstand zum Oberauer Erdbrandgesteinsvorkommen

Geinitz (1839) beschreibt als Erster die Beschaffenheit des Tunnelgebirges bei Oberau (Abb. 3). Danach überlagern kretazische Schichten das Grundgebirge aus Gneis und Granit. Erstere bestehen aus Konglomeraten, Sandsteinen, „Grünsand“ und „Plänermergel“. Darüber folgen nach seinen Angaben jüngere Ablagerungen, bestehend aus Sand- und Geröllmassen, die zusätzlich größere Blöcke von Raseneisenerz enthalten. Geinitz erwähnt ferner Stücke von „Porzellanjaspis“: Diese sind immer „[...] vereinzelt, abgerundete Stücke, die ihren Ursprung nicht gut verleugnen können. Lavendelblaue und erbsengelbe Varietäten lassen nicht zweifeln, dass sie, Produkte der böhmischen Erdbrände, von dorthier durch den einst viel größeren Elbestrom uns zugeführt wurden.“ Geinitz (1839: 3)

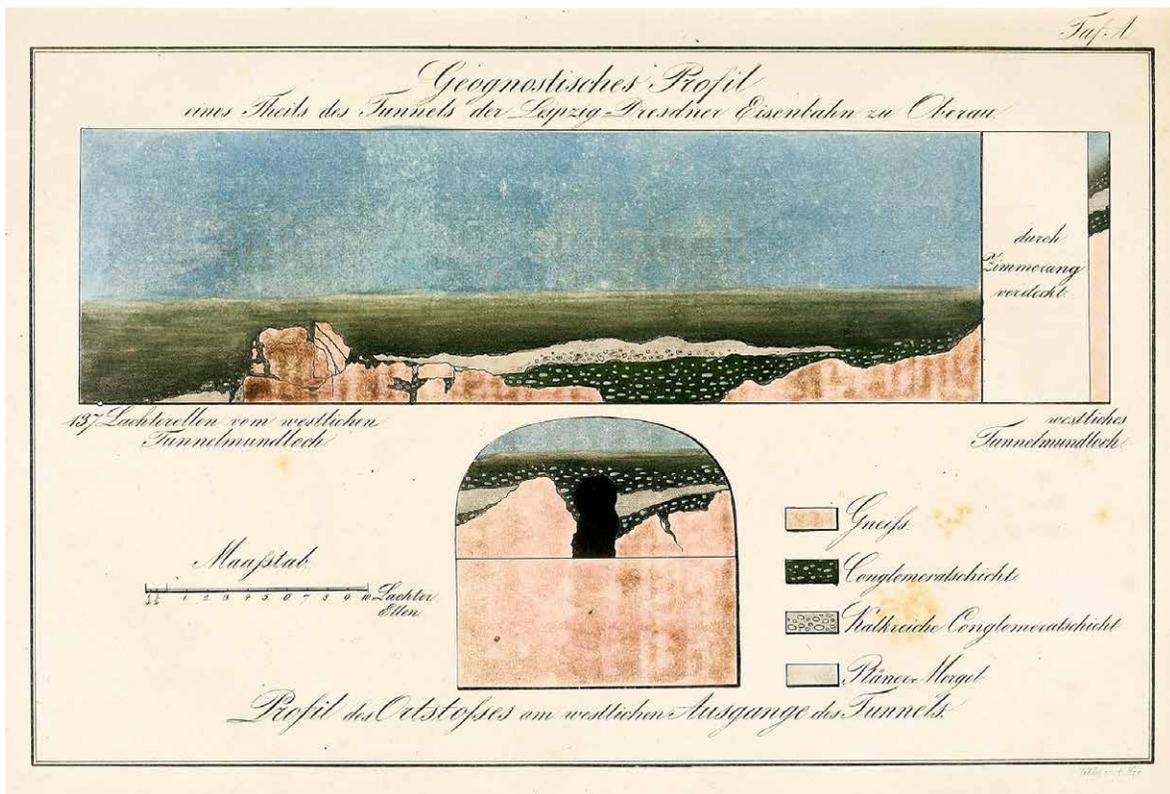


Abb. 3 | Historische geologische Aufnahme der Südwand im Tunnel und dessen Westportal (aus Geinitz 1839).

Die geologische Spezialkartierung des Königreichs Sachsens erbrachte eine detaillierte geologische Aufnahme der Situation am Eisenbahntunnel (Siegert 1904, s. a. Abb. 4). Begünstigt durch den Tunnelabriss konnte Gallwitz (1935) eine Neubearbeitung unter vorteilhafteren Voraussetzungen vornehmen. Er untersucht die jüngeren, postkretazischen sandig-konglomeratischen Bildungen und gliedert deren Geröllbestand in:

1. „Gesteine, die aus der unmittelbaren Umgebung bekannt sind,
2. Gesteine, die bisher noch nicht im Liegenden der fraglichen Ablagerungen oder in ihrer Nachbarschaft beobachtet worden sind.“ (Gallwitz 1935: 86)

Zur ersten Gruppe gehören hauptsächlich Kalkstein, seltener Granit und Gneis. In diese Gruppe zählen auch gut gerundete Quarzgerölle (Gallwitz 1935: 87). Die zweite Gruppe besteht aus Brocken von rot- oder gelbgebranntem Ton, die nur wenig transportiert sein können. Des Weiteren beschreibt er schlackeartige Gesteinsbrocken und Stückchen von Braunkohle. Zudem führt er aus: „Auf diese Weise hat die sehr eigentümliche Geröllführung der sandigen Basisschichten ihre natürlich Erklärung durch Einschwemmung von Flözbrandgesteinen gefunden, die einst in geringer Entfernung von ihrem jetzigen Fundpunkt angestanden haben müssen.“ (Gallwitz 1935: 88). Er vermutet das Ursprungsgebiet für die Erdbrandgesteine südlich bzw. südwestlich von Meißen.

Grosser (1935) behandelt die Flözbrandgesteine von Oberau ausführlich und prägt den Begriff Porzellanfels für solche Gesteine. Erstmals werden eine chemische Analyse von Oberauer Porzellanfelsen publiziert und eingehende Vergleiche mit anderen Vorkommen durchgeführt.

DIETZE (1961) bearbeitet die Kreide des Bahneinschnittes von Oberau und zeigt in seiner Profildarstellung im Bereich des ehemaligen Westportals des Tunnels tertiäre Schichten. Er geht nicht auf die Erdbrandgesteine und die anderen känozoischen Ablagerungen ein.

Genieser (1962) untersucht mehrere Bohrungen, die parallel zur ehemaligen Tunnelachse abgeteuft wurden. Im Wesentlichen bestätigte er die früheren Ergebnisse von Gallwitz (1935). Die Erdbrandgesteine und sonstigen Gerölle aus den postkretazischen Sedimenten stammen „wohl alle aus der mittelbaren Nachbarschaft“ (Genieser 1962: 149).

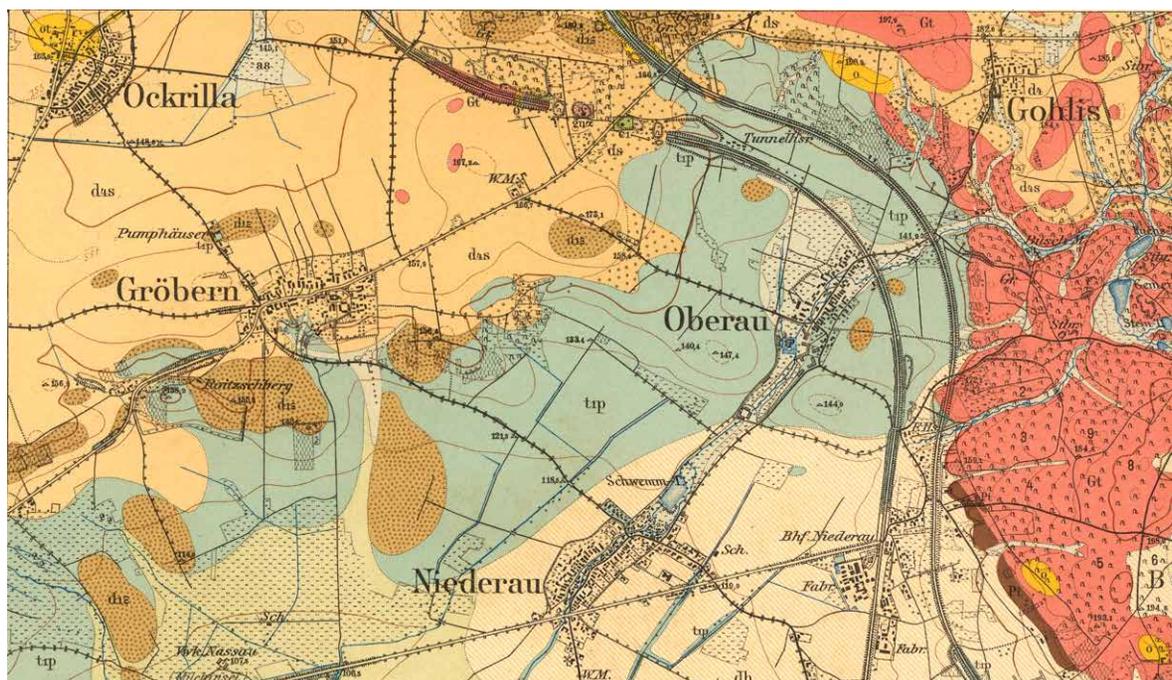


Abb. 4 | Geologische Situation in der Umgebung des Oberauer Tunnels auf der Geologischen Spezialkarte Nr. 49, Ausschnitt (Siebert 1904).

Geröllanalysen aus mehreren Bohrungen im Elbtal zwischen Dresden und Meißen publizierte Huhle (2015) und vermerkt vereinzelt millimetergroße, gut gerundete „Porzellanjaspis“-Stücke. Aufgrund der deutlich südlicheren Lage der Bohrungen sind diese Gerölle sehr wahrscheinlich böhmischen Ursprungs.

Schwarz & Lange (2019) veröffentlichten einen Beitrag zu Fundstellen und Herkunftsgebieten der in den Elbeschottern anzutreffenden Erdbrandgesteine. Es zeigt sich, dass die in Nordböhmen häufigen Erdbrandgesteine in Elbeschottern kaum – und wenn, dann vor allem in quartären Schottern – nachzuweisen sind. Innerhalb der Oberauer Erdbrandgesteine stellen die gleichen Autoren eine Dominanz von grau-violetten bis schwarzen und erbsgelben Färbungen fest. Weniger häufig sind braune, blaue und dunkelgrüne Farben. Hell- bis graugrün ist oft mit den gelben Farbtönen vermischt. Sie besitzen eine geringe Härte und zeigen eine matte Oberfläche. Die in Nordböhmen häufig vorkommenden ziegelroten Farben sind bei Oberau selten zu finden. Viele Gerölle weisen hellgraue bis gelbliche Verwitterungsrinden auf. Dagegen sind die Porzellanfelse dunkel gefärbt, sehr hart und undurchsichtig. Der Bruch ist muschlig; die Oberfläche ist stark glänzend. Untersuchungen des Geröllspektrums der Berliner Elbe (Holsteinwarmzeit) zeigen, daß die Erdbrandgesteine häufig mit anderen Gesteinen des Meißner Vulkanitkomplexes (Dobritzer Rhyolith mit „Wilden Eiern“ und Mikroachaten) vergesellschaftet sind, welche auf ein gemeinsames Herkunftsgebiet hindeuten.

Hünger & Schwarz (2021) versuchten die Herkunft von Erdbrandgesteinen in Elbeschottern aus Altenau durch analytischen Vergleich mit Proben aus Nordböhmen, der Niederlausitz und aus Oberau zu bestimmen. Allerdings erzielten sie aufgrund nichtrepräsentativer Probenzahl keine eindeutige Zuordnung.

In einer Publikation über Erdbrandgesteine aus dem ehemaligen Tagebau Klettwitz-Nord (Niederlausitz) zeigen Hünger & Schwarz (2022), wie sich die dort gefundenen Gesteine aus anstehenden Tonlagen unterschiedlicher Zusammensetzung bei mittleren bis hohen Temperaturen gebildet haben können. Ein typischer Metamorphose-Pfad ist:



3 Ergebnisse

In der vorliegenden Arbeit werden weitere Untersuchungen von Oberauer Erdbrandgesteinen vorgestellt. Elf in Farbe und Glanz unterschiedliche Proben, alle Sammlung D. Schwarz, wurden für die Analytik ausgewählt.

3.1 Mineralbestand

Eine Übersicht des untersuchten Probenmaterials gibt Tabelle 1, einen Eindruck vom großen Farbspektrum liefert Abb. 5. Neben grauen bis schwarzen und gelblichen Varietäten werden rötliche, grünliche und bräunliche Gesteine dokumentiert und analysiert. Unter den untersuchten Proben befinden sich sowohl matte als auch glänzende Materialien.

Die Ergebnisse aus der röntgenografischen Phasenanalyse unter Zuhilfenahme einer rietveldbasierten Auswertung der elf Erdbrandgesteine zeigen, dass es z. T. sehr große Unterschiede in den Zusammensetzungen gibt. Eine Zuordnung der Gesteine nach deren jeweiligen Hauptbestandteil(en) wird in Abb. 6 vorgenommen. Dieser Übersicht kann entnommen werden, dass es Proben (7, 8, 10, 11) gibt, die etwa zur Hälfte aus Mullit bestehen. Andere (2, 3) enthalten als Hauptbestandteil Cristobalit. Auch die Glasphase ist für vier Proben (1, 2, 5, 11) maßgebender Bestandteil. Weiterhin zeigen einige Proben mehrere Hauptbestandteile mit ähnlichen Konzentrationen (4, 6, 9). Unabhängig vom Hauptbestandteil ist Cristobalit in allen elf Proben nachweisbar, auch Mullit ist das kennzeichnende Mineral der Oberauer Erdbrandgesteine (außer in Probe 1). Spinell ist offensichtlich weit verbreitet und mit 10 bis 20 % ein wesentlicher Bestandteil in fast allen Proben (außer 5). Cordierit kommt in drei der elf Gesteinsproben vor, in Probe 5 mit etwa 20 % in überdurchschnittlicher Menge. Quarz ist nur in den sechs Gesteinen enthalten, in denen Cristobalit zumindest ein Hauptbestandteil ist. Quarz ist somit nicht weitverbreitet als Mineral in den Erdbrandgesteinen von Oberau anzutreffen. Sillimanit konnte ebenfalls in einigen Proben nachgewiesen werden (15–20 %). Vereinzelt wird Korund nachgewiesen, dessen Anteil aber meist im Bereich der Nachweisgrenze (5 %) liegt. Gleiches trifft für Chloritoid zu.



Abb. 5 | Farbe und Glanz der untersuchten Erdbrandgesteine.

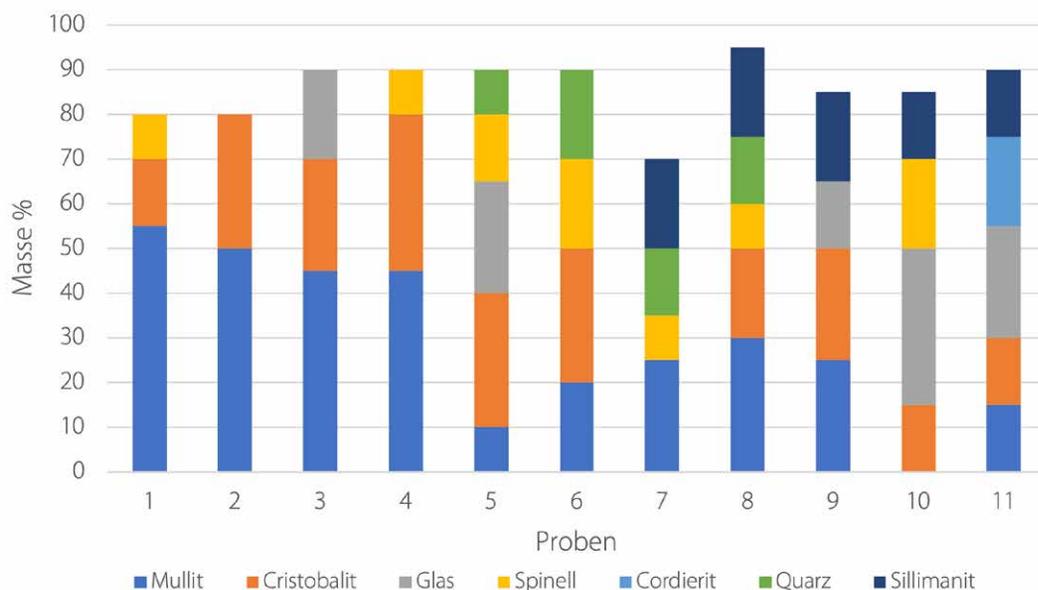


Abb. 6 Mineralbestandteile der Erdbrandgesteine (Angaben in Masse-%).
 Bemerkung: Im Ergebnis der Auswertung der quantitativen röntgenografischen Phasenanalyse werden nur die Mineralphasen ausgewiesen, die eindeutig über der Nachweisgrenze liegen. Dadurch sind in Summe für die einzelnen Proben nicht immer 100% zu erreichen.

Tab. 1 Mineralogischer Phasenbestand von elf Erdbrandgesteinsproben (Angaben in Masse-%).

hellgrau (Probe 1)	gelb-glänzend (Probe 2)	olivgrün-glänzend (Probe 8)	rötlich/rotmatt (Probe 6)
Glasphase 35%, Cristobalit 15%, Sillimanit 15%, Spinell 20%, Andalusit 5% Chloritoid 5% Korund 5%	Cristobalit 30% Glasphase 25% Spinell 15%, Mullit 10% Quarz 10% Chloritoid 5% Andalusit 5%	Mullit 55% Cristobalit 15% Spinell 10%. Korund 5% Andalusit 5% Chloritoid 5% Feldspat 5%	Mullit 30% Cristobalit 20% Quarz 15% Sillimanit 20% Spinell 10% Chloritoid 5% + Hämatit
dunkelgrau/grau (Probe 5)	gelb-matt (Probe 3)	olivegrün-matt (Probe 7)	braun (Probe 11)
Glasphase 25% Cordierit 20% Cristobalit 15% Mullit 15% Sillimanit 15% Quarz 5% Chloritoid 5%	Cristobalit 30% Mullit 20% Spinell 20% Quarz 20% Korund 5% Chloritoid 5%	Mullit ca. 50% Cristobalit 30% Cordierit 5% Spinell 5% Andalusit 5% Chloritoid 5%	Mullit 45% Cristobalit 25% Glasphase 20% Quarz 5% Spinell 5%
schwarz (Probe 4)	gelbrot (Probe 10)	senffarben (Probe 9)	
Mullit 25% Cristobalit 15/5% ¹ Sillimanit 20% Quarz 15% Spinell 10% Korund 5% Chloritoid 5%	Mullit 45% Cristobalit 35% Spinell 10% Chloritoid 5 % +Hämatit	Mullit 25% Cristobalit 25% Sillimanit 20% Glas 15% Andalusit 5% Cordierit 5% Spinell 5%	

¹ Die Angabe (15/5) bedeutet: 15 % Cristobalit + 5 % Tridymit

3.2 Chemische Zusammensetzung

An den elf Gesteinsproben konnte die chemische Zusammensetzung mittels RFA-Analyse bestimmt werden. Die Tabellen 2 und 3 enthalten die Zusammenstellung der Haupt-/Nebenelement- und Spurenelementanalysen für die Erdbrandgesteinsproben.

Alle untersuchten Gesteine besitzen prinzipiell eine ähnliche Zusammensetzung. Der Al_2O_3 -Gehalt kann mit etwa 30–35 % angegeben werden, SiO_2 liegt zwischen 54 und 61 % und Fe_2O_3 schwankt zwischen 3,3 und 7,6 %. Umso bemerkenswerter ist, dass trotz des relativ ähnlichen Chemismus die Mineralogie der Gesteine größere Unterschiede aufweist. Die Ursachen hierfür sind in zwei Richtungen zu suchen: Einerseits in durchaus unterschiedlichen Ausgangsgesteinen, andererseits in unterschiedlichen Bildungsbedingungen, wobei hier insbesondere die Temperatur und die Dauer der Temperatureinwirkung zu nennen sind.

Tab. 2 | Haupt- und Nebenelementanalysen von Erdbrandgesteinen (Angaben in Masse-%).

Oxid	Pr. 1	Pr. 2	Pr. 3	Pr. 4	Pr. 5	Pr. 6	Pr. 7	Pr. 8	Pr. 9	Pr.10	Pr.11
Na_2O	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,2
MgO	2,4	2,7	2,7	2,5	2,4	2,7	2,1	2,4	2,1	2,7	2,3
Al_2O_3	32,3	32,4	32,9	33,7	31,3	34,2	33,2	31,9	31,8	34,1	30,1
SiO_2	59,5	58,8	54,1	57,7	59,8	56,2	58,4	58,5	58,3	55,5	61,0
K_2O	0,4	0,5	0,4	0,4	0,4	0,8	0,4	1,0	1,2	0,4	0,5
CaO	0,6	0,7	0,7	0,7	0,6	0,4	0,6	0,8	0,8	0,8	0,6
TiO_2	1,0	1,0	1,1	1,2	1,1	1,2	1,1	1,1	1,2	1,1	1,2
Fe_2O_3	3,3	3,5	7,6	3,5	3,9	4,0	3,6	3,8	4,0	6,1	3,8
Summe	99,7	99,8	99,6	99,9	99,7	99,6	99,5	99,7	99,6	100,8	99,7

Tab. 3 | Spurenelementanalysen in oxidischer Zusammensetzung (in mg/kg).

Oxid	Pr. 1	Pr. 2	Pr. 3	Pr. 4	Pr. 5	Pr. 6	Pr. 7	Pr. 8	Pr. 9	Pr.10	Pr.11
Cr_2O_3	282,3	246,0	254,9	250,5	245,8	230,2	316,7	275,0	277,3	285,8	260,1
Mn_2O_3	116,9	136,9	345,0	132,7	284,2	533,6	132,7	136,3	155,6	294,1	217,0
CuO	125,0	140,8	139,0	131,8	141,4	127,0	167,2	152,1	149,6	153,0	125,1
ZnO	62,2	61,7	113,4	64,0	98,1	89,8	62,2	62,4	82,8	113,6	67,3
SrO	198,9	211,3	167,5	180,4	221,5	142,2	201,4	216,0	205,8	182,5	209,9

4 Diskussion

4.1 Geologische Situation

Anhand der Aufschlüsse im Bahneinschnitt (ehemals Tunnel; Gallwitz 1935) und der Verteilung von Erdbrandgesteinen in den Bohrungen von 1995 deutet sich ein rinnenförmiger Sedimentkörper an der Basis des Quartärs an, der Erdbrandgesteine auf sekundärer Lagerstätte führt. Augenfällig ist die Verbreitung der Pyrometamorphite an Bereiche gebunden, die heute nur eine sehr geringe Überdeckung der Oberkreide aufweisen. Dies impliziert eine durch Erosion weitgehend ausgeräumte quartäre Abfolge, von welcher lediglich die tieferen stratigraphischen Horizonte mit Erdbrandgesteinen teilweise überliefert sind.

Der ursprüngliche Bildungsort der Erdbrandgesteine ist bisher nicht bekannt und sehr wahrscheinlich erodiert. Die heute in der Umgebung vorhandenen tertiären Sedimente enthalten keine Braunkohlenflöze oder massive Erdbrandgesteinsbänke sondern lediglich Braunkohlenschmitzen. Pyrometamorph relevante Braunkohlenflöze müssen jedoch in den Sedimenten bei Oberau existiert haben. Vermutlich wurden sie im Laufe des Pliozäns bis Altpleistozäns durch fluviale Erosion angeschnitten und erfüllten damit die Voraussetzung für ihre Entzündung, ähnlich den Verhältnissen im Egertal (Dvořák et al. 2024). Diese Kohlenbrände führten in den umgebenden Sedimenten zur Ausbildung von Erdbrandgesteinen, die aufgrund der Oxidation von Eisen zu Hämatit häufig rot gefärbt sind. Die in der alten Literatur (Albinus 1590: 175, Pötsch 1779: 107–108, Freiesleben 1830: 26–28) be-

schriebenen rötlichen Tone bei Ockrilla sind nach Pietzsch (1928: 26) dem Buntsandstein zuzuordnen. Aber auch außerhalb der Verbreitung des Buntsandsteins existieren Flurbezeichnungen, die auf Rotfärbungen des Bodens hinweisen, wie „Rother Berg“ zwischen den Eisenbahnstecken westlich der Deponie Gröbern oder „Roths Land“ zwischen Niederau und Oberau (Aster 1800). Diese könnten Hinweise auf Flözbrände im ehemals vorhandenen Tertiär geben. Auch das von Gallwitz (1935) erwähnte Vorkommen von Braunkohlenstückchen zusammen mit Erdbrandgesteinen weist auf die Abtragung eines flözführenden Bereiches in der Nähe hin. Neuere Bohrungen von 1995 bestätigen Funde von Braunkohlenstückchen gemeinsam mit Geröllen von Erdbrandgesteinen.

Eine Herleitung der Oberauer Erdbrandgesteine aus dem böhmischen Raum verbietet sich unter anderem durch die oben erwähnten Gerölle von geringer Transportbeständigkeit. Die widerstandsfähigeren Porzellanfelse von Oberau sind oft nur kantengerundet, was ebenfalls einen weiten Transport ausschließt. GALLWITZ (1935: 95) postuliert eine Tertiärsenke südlich von Meißen, die ähnlich der Löhthainer Senke, Flöze enthielt. Danach müßte der Transport aus südwestlicher Richtung in das heutige Fundgebiet von Oberau erfolgt sein. Diese Deutung ist prinzipiell möglich, da die Elbe in dieser Zeit einen weiter östlich gelegenen Lauf nahm und das Elbtal in seiner heutigen Ausbildung noch nicht existierte. Die Autoren nehmen allerdings an, daß die Oberauer Erdbrandgesteine aus der unmittelbaren Umgebung herzuleiten sind. Heute noch vorhandene tertiäre Sedimente bei Oberau stellen möglicherweise die Randfazies ehemals größerer Ablagerungsräume dar. Diese könnten in ihren zentralen Teilen durchaus flözführend gewesen sein.

4.2 Ausgangsgesteine und Metamorphoseprodukte

Um Meißen sind mächtige Kaolindecken auf dem quarz- und feldspatreichen Kristallin entwickelt (Kleeberg 2009). Deren Umlagerungen sind in den tertiären Schichtenfolgen weit verbreitet, häufig auch mit Einschaltungen von Braunkohlenflözen. Nur diese Umlagerungsprodukte können durch Flözbrände beeinflusst werden, da der Kaolin als Verwitterungsbildung nicht von Flözen unterlagert sein kann.

Durch die Abtragung des Kaolins erfolgt während des Transports eine Sortierung des Kornbestandes, welche sich in Korngröße und Mineralbestand zeigt. Endglieder dieses Prozesses sind reine Quarzsande und kaolinitische Tone, häufig allerdings Mischungen beider Komponenten. Folglich sind in den Erdbrandgesteinen unterschiedliche Quarzgehalte zu beobachten. So zeichnen sich die Proben 2, 3, 4, 6 durch deutlich höhere, die Proben 1, 5, 7, 8, 9, 10, 11 aber durch niedrigere Quarzgehalte aus (Tab. 4). Im Allgemeinen kann der Grad der Umwandlung von Tonen in Porzellanfels durch das Verhältnis von Cristobalit zu Quarz bzw. Mullit zu Illit ausgedrückt werden (Bouška & Dvořák 1997).

Tab. 4 | Mögliche Ausgangsminerale für die Bildung der Oberauer Erdbrandgesteine.

Probe	Feldspäte	Kaolinit	Quarz	Montmorillonit	Hämatit	3-Schichtsilicat Illit/ Muskovit
Nr. 1	4	54	3	36	2	
Nr. 2	6	47	10	10	2	23
Nr. 3	1	56	11	0	5	25
Nr. 4	2	57	14	0	2	24
Nr. 5	15	49	5	15	3	11
Nr. 6	1	63	12	0	3	20
Nr. 1	4	54	3	36	2	
Nr. 7	3	56	0	37	2	
Nr. 8	8	51	0	38	3	
Nr. 9	9	51	0	37	3	
Nr. 10	3	53	0	40	4	
Nr. 11	5	50	7	35	3	

Die Bildung von Erdbrandgesteinen erfolgt unter hohen Temperaturen und niedrigen Drücken und ist der Sanidinit-Fazies zuzuordnen. Die hohen Temperaturen können zur Gesteinsschmelze führen und eine Glasbildung bewirken. Charakteristisch für die Sanidinit-Fazies sind folgende Minerale: Cordierit, Mullit, Sanidin, Tridymit und Cristobalit (letztere oft retrograd in Quarz umgewandelt) und Glas.

Quarz (α -Quarz, Tiefquarz) bildet nach Greshake et al. 2010 (und weitere Zitate darin) bei langsamer Erwärmung um 573 °C zunächst β -Quarz (Hochquarz). Bei fortschreitender Erhitzung geht dieser bei 870 °C in β -Tridymit und nachfolgend bei 1470 °C in β -Cristobalit über. Nach Fieger (1988) und Schmitz (2008) kann die Bildung von **Cristobalit** aus Montmorillonit bei etwa 950 °C bzw. aus Kaolinit bei etwa 1200 °C erfolgen. Da alle untersuchten Proben Cristobalit enthalten, sind Bildungstemperaturen von mindestens 950 °C anzunehmen. Dies entspricht ungefähr den bei Bouška & Dvořák (1997) und Dvořák et al. (2024) genannten Temperaturen von etwa 800 bis 1200 °C. Der Nachweis von **Tridymit** neben **Cristobalit** gelang in einer Probe (4) und könnte auf eine unvollständige Umwandlung aus Quarz zurückzuführen sein. Der in vier Proben (2, 3, 4, 6) nachgewiesene Quarz (Tiefquarz) kann entweder detritischen Ursprungs sein oder auf retrograde Bildung zurückgeführt werden.

Glas wird nach DVOŘÁK et al. (2024) besonders in den Kaminen, in denen heiße Gase austreten, bei Temperaturen zwischen 1300 und 1500 °C gebildet. Diese Phase wurde in fünf Proben (1, 2, 5, 9, 11) nachgewiesen, was auf höhere Bildungstemperaturen dieser Materialien hinweist.

Cordierit ist ein typisches kontaktmetamorph gebildetes Mineral bei Temperaturen von 1200 bis 1300 °C. Der in einer Probe (5) bestimmte Anteil von 20 % Cordierit ist für das nichtmetamorphe Ausgangsgestein sehr unwahrscheinlich, so dass eine Bildung nur im Rahmen des Brennprozesses möglich erscheint. In zwei weiteren Proben (7, 9) wurde Cordierit an der Nachweisgrenze bestimmt.

Mullit in Erdbrandgesteinen entsteht durch die Umwandlung von Kaolinit bei etwa 1200 °C oder von Sillimanit bei über 1000 °C unter Freisetzung von Kieselsäure. Dieses Mineral tritt in nahezu allen Proben (2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11) auf.

Sillimanit ist die Hochtemperatur-Niederdruck-Modifikation der Al_2SiO_5 -Gruppe. Er wird bei Temperaturen >540 °C gebildet. In den untersuchten Materialien wurde er in fünf Proben (1, 4, 5, 6, 9) nachgewiesen.

Spinell bildet sich unter sehr variablen Bedingungen und ist auch aus Pyrometamorphiten belegt. Möglicherweise bildet er sich aus Sillimanit (Brauns 1911: 25) oder aus Tonmineralen, wie Kaolinit (Schmitz 2008) und Montmorillonit (FIEGER 1988). Spinell ist in sieben Proben (1, 2, 3, 4, 6, 8, 10) vertreten.

4.3 Reaktionspfade und Reaktionsbedingungen

Bereits bei der Diskussion der Niederlausitzer Erdbrandgesteine aus dem Tagebau Klettwitz-Nord fanden Hüniger & Schwarz (2022) ein Reaktionsschema, welches von Montmorillonit als einem wesentlichen Ausgangsmineral ausgeht. Die Bildung von Mullit und Glasphase aus Kaolinit bei Temperaturen um die 1000 °C oder durchaus auch etwas geringer sind hinlänglich bekannt. Auch Illit kann sich bei dann einer etwas anders zusammengesetzten Glasphase bei höheren Temperaturen zu Mullit umwandeln. In Kombination mit Montmorillonit sind nunmehr auch tiefere Temperaturbereiche ablesbar, zumal bei den hier vermuteten Ausgangsmaterialien die quellfähigen Dreischichtminerale in doch recht hohen Anteilen von bis zu 40 % vorhanden gewesen sein sollten. Abb. 7 zeigt das entsprechende Umwandlungsschema des Montmorillonit auf.

Beginnend bei etwa 800 °C bildet sich aus einer anhydrischen Montmorillonit-Zwischenphase und bei Anwesenheit von Eisenoxiden Spinell. Bei weiterer Temperaturerhöhung auf etwa 900 °C kommt eine Glasphase und die Bildung von Cristobalit hinzu. Bei etwas mehr als 1000 °C setzt Mullitbildung ein. Spinell und auch Cristobalit werden in der sich immer mehr bildenden Glasphase ab etwa 1100 °C wieder gelöst.

Erdbrandgesteine mit den Hauptbestandteilen Mullit (ca. 50 %) und Cristobalit (ca. 20–25 %) bildeten sich aus dem Ausgangsgestein Kaolinit+Montmorillonit bei Temperaturen von etwas mehr als 1000 °C. Es sind dies die Proben 7, 8, 10, 11. Möglichkeiten einer Temperaturreduzierung der Mullitbildung werden bei Hüniger & Schwarz (2022) aufgezeigt.

Da bei der mineralogischen Phasenanalyse der Glasanteil einen großen Fehler bei der Bestimmung ausweist, sind hier durchaus auch Glasgehalte mit zu berücksichtigen. Bei Probe 11 wird hierzu ein Glasanteil von ca. 20 % ausgewiesen. Auch Probe 9 passt in dieses Schema. Der Nachweis von Sillimanit (20 %) und Reste von Andalusit (5 %) engen möglicherweise den Temperaturbereich nach unten auf etwas mehr als 800 °C ein. Der Nachweis von Sillimanit zeigt einen weiteren Bildungspfad von Mullit auf, nämlich den über den Zerfall von Sillimanit. Interessant

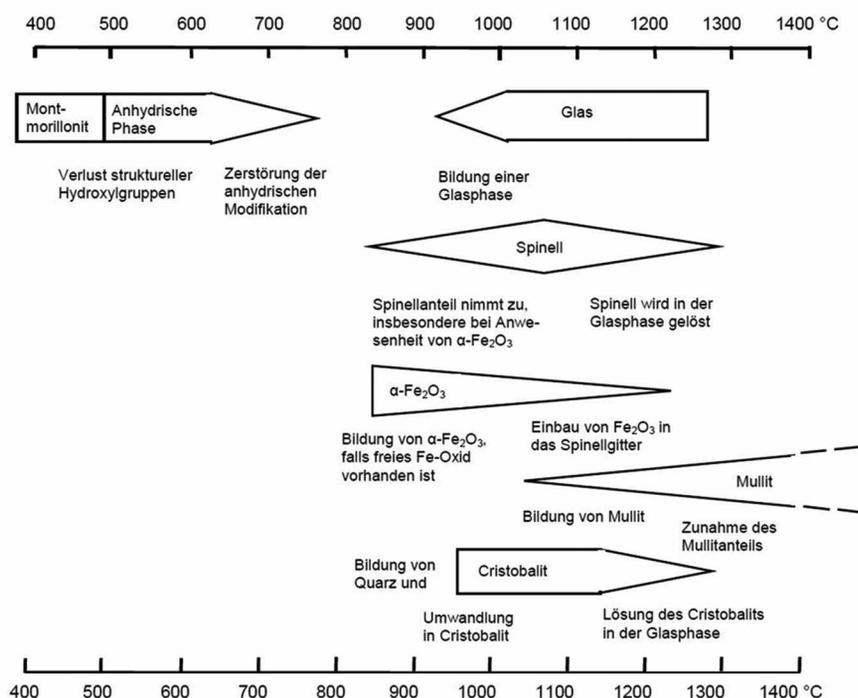


Abb. 7 | Umwandlungen beim Montmorillonit (aus Fieger 1988).

ist, dass in den Proben, in denen Sillimanit in höheren Gehalten vorhanden ist, der Mullitgehalt geringer ausfällt. Auch die Probe 1 enthält kaum Quarz und sollte hinsichtlich des Ausgangsgesteins ebenfalls aus Kaolinit und Montmorillonit bestanden haben. Bei Probe 1 wird im Unterschied zu den bisher diskutierten Proben aber kein Mullit nachgewiesen. Interpretiert werden kann dies dadurch, dass der Temperaturbereich hier deutlich niedriger anzusetzen ist. Da Glas die Hauptphase ist, Spinell und Cristobalit ebenfalls vorhanden sind, sollte die Temperatur so um die 800 °C gelegen haben, vielleicht sogar noch etwas darunter. Demnach lag Probe 1 etwas weiter vom Brandherd entfernt.

Auch die Probe Nr. 5 enthält mit ca. 5–7 % wenig Quarz und passt in das bisher skizzierte Schema möglicherweise ebenfalls hinein. Probe 5 nimmt einerseits eine Übergangsstellung dadurch ein (siehe Tab. 4), dass sie mit ca. 15 % Montmorillonit durchaus nachweisbare Anteile dieses Schichtsilicates im Ausgangsgestein enthalten haben kann. Mit ebenfalls 15 % ist der Feldspatanteil im Vergleich zu allen anderen Proben jedoch am höchsten. Ein weiteres Abgrenzungsmerkmal ist der sehr hohe Cordieritgehalt, mit ca. 20 % im Vergleich zu allen anderen Gesteinen ist er hier am höchsten.

Die anderen, bisher noch nicht besprochenen Gesteine (2, 3, 4, 6) sind alle mehr oder weniger quarzhaltig. Für solche Erdbrandgesteine werden Ausgangsgesteine postuliert, die ein breiteres Mineralspektrum aufweisen. Neben Quarz, Kaolinit und Montmorillonit sind hier insbesondere zusätzlich Illit/Muskovit (nach SCHMITZ 2008) als Schichtsilicat zu nennen und auch entsprechende Gehalte an Feldspäten. In diesen Erdbrandgesteinen ist Cristobalit die Hauptphase, Mullit untergeordnet. Als dritte wichtige Phase ist Spinell anzusehen, gegenüber Spinell tritt hier Corderit zurück. Letzteres wird verständlich, da für die Bildung beider Minerale Magnesium (bzw. Eisen) gebraucht wird.

4.4 Zum Farbspektrum der Erdbrandgesteine aus dem Gebiet Oberau

Ursachen für die Farbgebung von Mineralen und Gesteinen sind sehr vielfältig. Auch die Erdbrandgesteine zeigen eine durchaus bemerkenswerte Farbenvielfalt, weswegen sie für Sammler äußerst interessant sind. Die Färbung der Erdbrandgesteine ist abhängig von der Stärke und Dauer des Wärmeinflusses. Durch sie wird der ursprüngliche Mineralbestand verändert, teilweise bis zur Überführung in eine Glasphase. Insbesondere die chemische Wertigkeit von Eisen durch Oxidation oder Reduktion bestimmt neben anderen farbbeeinflussenden chemischen Verbindungen, wie Al_2O_3 und CaO maßgeblich die Farbgebung. Weiterhin können Mn- und Fe-Gehalte der Tone Einfluss auf die Brennfärbungen nehmen. Das erklärt die Farbvielfalt der Erdbrandgesteine selbst auf

engstem Raum. Zudem sind sekundäre Farbveränderungen durch Witterungseinflüsse nicht auszuschließen. Wie aus Tab. 1 und Abb. 5 hervorgeht, reicht bei den hier untersuchten Erdbrandgesteinen das Farbspektrum von schwarz über grau, rot und gelb bis hin zu olivgrün. Zusätzlich variiert der Glanz von matt bis glänzend. Einflüsse auf die Farbgebung der Erdbrandgesteine haben:

- die in den Gesteinen vorkommenden Minerale,
- die Bildungsbedingungen der Erdbrandgesteine, darunter insbesondere die Temperatur und die Redoxbedingungen.

Hauptursache für die Farbe von Mineralen sind Fremdionen, die bestimmte Wellenlängen von Licht absorbieren, so dass das Mineral in den jeweiligen Komplementärfarben erscheint. Weitere Ursachen können ebenfalls Gitterstörungen oder auch radioaktive Strahlung sein. Zweiwertige Eisenionen, wie z. B. im Magnetit, verursachen eine schwarze Färbung, dreiwertige Eisenionen, wie beim Hämatit, führen zu einem rötlichen Farbton.

Mögliche Ursachen der Farbgebung der Erdbrandgesteine von Oberau sind in Tab. 5 zusammengestellt.

Farbeffekte sind ebenfalls aus der Porzellanherstellung bekannt und beruhen dort im Wesentlichen auf den Einfluss von Fremdionen, z. B. Eisen, bei bestimmten Brennbedingungen.

Tab. 5 | Farben der Erdbrandgesteine und deren mögliche Verursacher.

Probe Farbe	Probe 2 gelb-glänzend	Probe 3 gelb-matt	Probe 4 schwarz	Probe 5 grau-dklgrau	Probe 6 rötlich
mögliche Verursacher	13 M.-% Spinell Spinellgelb als Farbpigment	18 M.-% Spinell Spinellgelb als Farbpigment	schwarzer Spinell? + Eisenoxid	18 M.-% Cordierit, Cordierit kann auch grau sein	Hämatit ca. 3-4 M.-%
Probe Farbe	Probe 1 hellgrau	Probe 7 olivgrün-matt	Probe 8 olivgrün-glänzend	Probe 9 senffarben	Probe 10 gelbrot
mögliche Verursacher	sehr hoher Hercynitgehalt färbt schwarz bis dunkelgrau, sehr hoher Sillimanit+Andalusitgehalt färben gelb, schwarz+gelb = hellgrau	ca. 5 M.-% Spinell, Spinell mit Cr + Cu	ca. 8 M.-% Spinell, Spinell mit Cr + Fe	ca. 25 M.-% Sillimanit + Andalusit gelb-grüne Farbe, auch Cordierit kann gelb sein	Hämatit --> rot, Spinell --> gelb

5 Schlussfolgerungen

In einem relativ eng begrenzten Gebiet in der Nähe der Gemeinde Oberau bei Meißen werden seit vielen Jahren von Sammlern Gesteine in einer hohen Farbvielfalt gefunden, die als Erdbrandgesteine angesprochen werden können. Im Unterschied zu anderen Fundstellen von Erdbrandgesteinen ist deren Herkunftsgebiet bisher eher spekulativ, da ein unmittelbar in der Nähe befindliches Kohleflöz nicht bestätigt ist. Der Beitrag befasst sich mit der Diskussion zur Herkunft, aber auch mit den Bildungsbedingungen und gibt Anregungen zur Erklärung der Farbvielfalt.

Hierzu werden 11 in Farbe und Glanz verschiedene Gesteine chemisch-mineralogisch charakterisiert. Es erfolgt eine zusammenfassende Zuordnung der 11 untersuchten Gesteine zu Hauptmineralphasen.

Mögliche Erklärungen zur Farbenvielfalt anhand der chemischen und insbesondere der Mineralzusammensetzung werden ebenfalls geliefert, wobei neben dem Einfluss des Eisens farbgebende Minerale als Ursache herangezogen werden.

Aus der Beschaffenheit der Fundstücke (z. T. relativ weiche Gesteine, oder auch sehr harte Gesteine, aber trotzdem mit einem hohen Anteil gebrochener Kanten) ergibt sich, dass der Transportweg nicht allzu groß gewesen sein kann. Die Autoren nehmen an, dass die Oberauer Erdbrandgesteine aus der unmittelbaren Umgebung herzuleiten sind. Heute noch vorhandene tertiäre Sedimente bei Oberau stellen möglicherweise die Randfazies ehemals größerer Ablagerungsräume dar. Diese könnten in ihren zentralen Teilen durchaus flözführend gewesen sein.

Dank

Dem Meißner Sammler Gunar Arnold danken die Autoren für die Bereitstellung seines gefundenen Materials als Grundlage aller Untersuchungen und für die eingehende Führung durch das Sammelgebiet Oberau (Gemeinde Niederau).

Literatur

- Albinus, P. (1590): Meißnische Berg Chronica. – 211 S.; Dresden.
- Aster, F. L. (1800): Sächsisches Meilenblatt 187: Niederau, Weinböhlä, Gröbern, Jessen, Großdobritz, Ockrilla, Böhlä. – 1 : 12.000 (Berliner Exemplar).
- Bankwitz, P.; Bankwitz, E. & Frischbutter, A. (1975): Elbezone im Gebiet der ČSSR und DDR. – Exkursionsführer Regionalgeologie des Südteiles der DDR, 22. Jahrestagung der GGW, Exkursion E2: 41–55; Berlin.
- Barthel, M. & Rößler, R. (1998): Brennende Berge – Flöz- und Haldenbrand-Gesteine als Matrix fossiler Pflanzen-Abdrücke und als Objekte der Wissenschaftsgeschichte. – Veröff. Mus. Naturkunde Chemnitz, **21**: 53–62.
- Bouška, V. & Dvořák, Z. (1997): Nerosty severočeské hnědouhelne pánve. – 158 S.; Praha (Dick).
- Brauns, R. (1911): Über Laacher Trachyt und Sanidinit. – Sitzungsber. Niederrhein. Ges. Natur- und Heilkunde Bonn. Naturwiss. Abt., **1911**: 1–77.
- Cotta, B. (1840): Erläuterungen zu Section VII der geognostischen Charte des Königreiches Sachsen und der angränzenden Länderabtheilungen oder: Geognostische Skizze der Gegenden zwischen Schandau, Zittau, Kratzau, Gabel, Böhmisches-Leipe, Wernstadt und Tetschen. – 116 S.; Dresden und Leipzig (Arnoldische Buchhandlung).
- Dietze, H. (1961): Paläontologische und stratigraphische Untersuchungen der Klippenfazies von Oberau und Meissen (Sächsische Oberkreide). – Jahrb. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden, **1960**: 1–74; Dresden und Leipzig (Theodor Steinkopff).
- Dvořák, Z.; Mach, K. & Svejkský, J. (2024): Porcelanit. Hornina v ohni zrozená. – 120 S.; Praha (Bílinská přírodovědná společnost).
- Estrada, S.; Piepjohn, K.; Frey, M. J.; Reinhardt, L.; Andruleit, H. & von Gosen, W. (2009): Pliocene coal-seam fires on southern Ellesmere Island, Canadian Arctic. – N. Jahrb. Geol. Paläont., Abh., **251**: 33–52; Stuttgart.
- Fieger, U. (1988): Elektronenmikroskopische Untersuchungen zur Phasen- und Gefügeentwicklung in einer aluminiumsilikatischen Keramik zur Fixierung transuranhaltiger Abfälle. – Dissertation TU Darmstadt, 169 S.; Darmstadt.
- Freiesleben, J. C. (1830): Ein Beitrag zur Mineralogischen Kenntniß dieses Landes und zur Geschichte seiner Mineralien. – Magazin für die Oryktographie von Sachsen, 4. H. 213 S.; Freiberg.
- Gallwitz, H. (1935): Das Pliocän von Oberau in Sachsen. – Sitzungsber. Abh. Naturwiss. Ges. Isis Dresden, **19** (1933/34): 82–95; Dresden.
- Geinitz, H. B. (1839): Charakteristik der Schichten und Petrefacten des sächsischen Kreidegebirges. 1. Heft: Der Tunnel von Oberau in geognostischer Hinsicht und die dieser Bildung verwandten Ablagerungen zwischen Oberau, Meißen und dem Plauen'schen Grunde bei Dresden. – 30 S.; Dresden und Leipzig (Arnoldische Buchhandlung).
- Genieser, K. (1962): Neue Daten zur Flußgeschichte der Elbe. – Eiszeitalter und Gegenwart, **13**: 141–156; Öhringen.
- Grapes, R. (2011): Pyrometamorphism. – 365 S.; Berlin und Heidelberg (Springer).
- Greshake, A.; Koeberl, C.; Fritz, J. & Reimold, W. U. (2010): Brownish inclusions and dark streaks in Lybian Desert Glass: Evidence for high-temperature melting of the target rock. – Meteoritics & Planet. Sci., **45**: 973–989; Hoboken.
- Grosser, G. (1935): Flözbrandgesteine im Bahneinschnitt bei Oberau, Sa. – Sitzungsber. Abh. Naturwiss. Ges. Isis Dresden, **19** (1933/34): 96–118; Dresden.
- Hayden, H. H. (1919) General report of the director for 1918. – Records of the Geological Survey of India, 50: 8.
- Hess von Wichdorff, H. (1921): Über das Vorkommen von natürlichen Erdbrandgesteinen am sog. Römerkeller bei Kl. Leipisch in der Niederlausitz. – Z. Dt. Geol. Ges., **73** (1921): 269–277; Stuttgart.
- Huhle, K. (2015): Lithostratigrafie einiger Bohrungen der Dresdner Elbtalwanne. – Geologica Saxonica, **60**(3): 461–488; Dresden.

- Hüniger, K.-J. & Schwarz, D. (2021): Zur Mineralogie von Erdbrandgesteinen aus Südbrandenburg, Ostsachsen und Nordböhmen und zur Herkunft der Elbgerölle. – Veröff. Mus. Naturkunde Chemnitz, **44**: 125–140.
- Hüniger, K.-J. & Schwarz, D. (2022): Zu Bildungsmechanismen von Erdbrandgestein aus der Niederlausitz. – Veröff. Mus. Naturkunde Chemnitz, **45**: 91–104.
- Kleeberg, R. (2009): Tone, Kaoline, Lehme und Mergel. – In: Pälchen, W. (Hrsg.): Geologie Sachsen II – Georessourcen, Geopotenziale und Risiken. – 98; Stuttgart (Schweizerbart).
- Krentz, O. & Stanek, K. (2015): Die Lausitzer Überschiebung zwischen Meißen und Jeschken – neue Aspekte. – Ber. Naturforsch. Ges. Oberlausitz, **23**: 123–137; Görlitz.
- Loewinson-Lessing, F. (1893/94): Petrographisches Lexikon. Repertorium der petrographischen Termini und Benennungen. – 256 S.; Dorpat (Jurjew).
- Peithner, J. T. A. (1780): Versuch über die natürliche und politische Geschichte der böhmischen und mährischen Bergwerke. – Teil 1: 524 S.; Schmidt.
- Pietzsch (1928) Erläuterungen zur Geologischen Karte von Sachsen im Maßstab 1:25000, Nr. 32, Blatt Hirschstein. – 2. Aufl., 109 S.; Leipzig (Sächs. Geol. Landesamt).
- Pietzsch, K. (1956): Abriß der Geologie von Sachsen. – 2. Aufl., 200 S.; Berlin (Dt. Verl. d. Wissenschaften).
- Pietzsch, K. (1962): Geologie von Sachsen. – 870 S.; Berlin (Dt. Verl. d. Wissenschaften).
- Pötzsch, C. G. (1779): Ausführliche mineralogische Beschreibung der Gegend um Meißen. – 139 S.; Dresden (Walthersche Hofbuchhandlung).
- Preßler, H. (1843): Beiträge zur Kenntnis der Zittauer Braunkohle. – Programm der Königl. Gewerbschule und Bauwerkenschule zu Zittau: 1–26; Zittau.
- Schmidt, K. (1955): Beitrag zur Petrographie und Tektonik des Meißner Granit-Syenit-Massivs. – Ber. Geol. Ges. DDR, **1**: 50–59; Berlin.
- Schmitz, M. (2008): Bedingungen, Prozesse und Stoffdynamik der Bildung tertiärer kaolinitischer Tonlagerstätten in Sachsen und Sachsen-Anhalt und deren Auswirkungen auf die anwendungstechnischen Eigenschaften der Rohstoffe. – Dissertation TU Berlin: 277 S.; Berlin.
- Schwarz, D. & Lange, J.-M. (2019): Erdbrandgesteine im Geröllspektrum der Elbe. – Veröff. Mus. Naturkunde Chemnitz, **42**: 107–120.
- Siegert, T. (1904): Geologische Specialkarte des Königreichs Sachsen 1:25000, Seciton Kötzschenbroda Oberau, No. 49. – 2. Aufl.; Leipzig (Königliches Finanz-Ministerium).
- Tröger, K.-A. & Voigt, T. (2000): Kreidegebiete in Deutschland. Sachsen. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **226**: 1–207; Frankfurt a. M.
- Werner, A. G. (1787): Kurze Klassifikation und Beschreibung der Gebirgsarten. – 28 S.; Dresden (Walthersche Hofbuchhandlung).
- Witzke, T. (2019): Minerale von Brennenden Halden, Gruben, Flözen. – <https://www.strahlen.org/tw/burning-dumps.html>. – abgerufen am 15.02.2019.
- Wolf, L. & Alexowsky, W. (1995): Schichtenverzeichnisse der Bohrungen 1-5/95. – Bohrchiv Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Freiberg.
- Žaček, V.; Skála, R.; Chlupáčová, M. & Dvořák, Z. (2005): Ca-Fe³⁺-rich, Si-undersaturated buchite from Zelenky, North-Bohemian Brown Coal Basin, Czech Republic. – Europ. J. Mineral., **17**: 623–633; Stuttgart.
- Žaček, V., Skála, R. & Dvořák, Z. (2010): Petrologie a mineralogy porzellanitů mostecké pánve – produktů fosilních požárů neogenní hnědouhelné sloje. – Bull. Mineral.-petrol. oddělení Národního muzea v Praze, **18** (1): 1–32; Praha.