

Reichel, W. & Schneider, J.W. (2012): Rotliegend im Döhlen-Becken. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.; Koordination und Redaktion: H. Lützner & G. Kowalczyk für die Subkommission Perm-Trias): Stratigraphie von Deutschland X. Rotliegend. Teil I: Innervariscische Becken. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Heft 61: 589-625; Hannover.

7.10

Rotliegend im Döhlen-Becken

Wolfgang Reichel¹ & Jörg W. Schneider²

unter Mitarbeit von

U. Hoffmann², I. Jaschke², E. Neumann³, M. Schauer⁴ und H. Walter⁵

¹ Borsbergstraße 29 c, D-01309 Dresden, wolfgang_reichel@yahoo.com

² Institut für Geologie, TU Bergakademie Freiberg, Bernhard-von Cotta-Straße 2, D-09596 Freiberg (Sachsen), schneidj@geo.tu-freiberg.de

³ Siedlerstraße 3, D-01640 Coswig, eberhard.neumann@web.de

⁴ Am Hexenberg 8, D-09224 Chemnitz, OT Gruna

⁵ Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, harald.walter@smul.sachsen.de

Kurzfassung

Das südwestlich von Dresden gelegene Döhlen-Becken ist neben dem Weißig- und dem Briesnitz-Becken das größte und südlichste jungpaläozoische Molassebecken in der Elbtalzone des Elbelineaments, es ist zugleich eines der kleinsten Rotliegend-Becken Mitteleuropas. Den geologischen Rahmen und Untergrund bilden der Meißen Intrusiv- und Vulkanit-Komplex, das Nossen-Wilsdruff- und das Elbtal-Schiefergebirge sowie die Gneise des Osterzgebirges. Die Ausdehnung des Beckens von ca. 6 x 22 km entspricht im Wesentlichen dem ursprünglichen Ablagerungsraum, die Längsachse folgt der Richtung der Elbezone (NW-SE). Die nach post-Rotliegend-Erosion erhalten gebliebene Mächtigkeit beträgt ca. 800 m. Beckenentwicklung und Faziesmuster sind durch synsedimentäre vulkano-tektonische Aktivitäten geprägt. Querschnitte durch das Becken lassen insgesamt eine Halbgrabenstruktur erkennen, die durch mehrere NW streichende Störungssysteme intern gegliedert ist. Die Beckenfüllung lässt sich in vier Großzyklen bzw. Formationen unterteilen. Die **Unkersdorf-Formation** umfasst basale Klastite, Ablagerungen pyroklastischer Dichteströme mit rhyolitischem Chemismus (im wesentlichen Ignimbrite) mit klastischen Einschaltungen und teilweiser Umlagerung sowie rhyodacitische bis trachyandesitische Vulkanite, welche auf den nordwestlichen Beckenteil beschränkt sind. Die beiden folgenden Formationen sind vollständige fining-upward-Megazyklen. Von ihnen enthält die untere, die **Döhlen-Formation**, bis zu 7 Brandschiefer- und Steinkohlenflöze. In den Flözen treten Gyttja-Sapropelit-Lithotypen auf, die Uran und Vanadium enthalten. Pyroklastische „Letten“ sowie Tonsteine konservierten eine bedeutende Flora des Unterer Rotliegend. Die Basis der **Niederhäslich-Formation** bilden bis 35 m mächtige Konglomerate

mit Geröllen von Gneis und verschiedenen Rhyolithen oder als deren Äquivalente Sandsteine sowie dunkelgraue Schluff- bis Tonsteine. Im höheren Teil herrschen pelitische Sedimente vor, dabei ist ein allmählicher Farbwechsel von Grünlichgrau nach Rot zu beobachten. Am SW- und SE-Beckenrand wurden grobe Klastifächer abgelagert. Wie in der Döhlen-Formation sind die beckenrandnahmen Bereiche auch hier vollständig in Rotfazies ausgebildet. Im gesamten Profil sind zahlreiche Pyroklastithorizonte und im obersten Bereich zwei kohlige und zwei karbonatische Horizonte eingeschaltet. Die berühmten Niederhäslich-Kalksteine enthalten neben einigen Invertebraten eine reiche Tetrapoden-Fauna; das Fehlen von Fischen ist hervorzuheben. Die Sedimente der vollständig in Rotfazies ausgebildeten **Bannewitz-Formation** erreichen eine maximale Mächtigkeit von 380 m. Die obere Formationsgrenze kann aufgrund von post-Rotliegend-Erosion nicht angegeben werden. Offensichtlich führten tektonische Prozesse zur Reaktivierung des im Top der Niederhäslich-Formation weitestgehend ausgeglichenen Sedimentationsraums und zur Ablagerung unter faziell stark unterschiedlichen Bedingungen. Abhängig von der Lage zum jeweiligen Erosionsgebiet werden entlang des SW- und NW-Beckenrandes grobe Konglomerate bzw. Fanglomerate geschüttet. Eine Herkunft aus nordwestlicher Richtung kann für die Rhyolith-Fanglomerate angenommen werden. Diese Sedimente werden als Ablagerungen von Schuttströmen bzw. sedimentüberfrachteten Strömen (hyperconcentrated flows) interpretiert. Eingeschaltet sind primär abgelagerte und als Leithorizonte nutzbare Pyroklastite unterschiedlicher Genese. Vulkaniklastite bilden auch den oberen Teil der Formation; als Bildungsraum sind Alluvialebenen denkbar. Diesen Sedimenten ist der bis 12 m Mächtigkeit erreichende ignimbritische Wachtelberg-Tuff als Leithorizont eingeschaltet.

Tektonische Elemente sind zahlreich und vielgestaltig. Die netzartig die Flöze durchziehenden sog. „Kämme“ (klastische Gänge) entstanden als flächenhafter Spannungsausgleich. Mit zunehmender Sedimentmächtigkeit glichen lineare, NW-SE streichende Abschiebungen mit bis zu 350 m Sprunghöhe die NE-SW gerichteten dextralen Bewegungen aus (Reichel). Eine Beckenerweiterung von bis zu 20% (ca. 1200 m) ist im SE-Becken nachgewiesen. Tektonische Ereignisse erfolgten ohne „Hiatus“ permanent, wenn auch mit wechselnder Intensität (Reichel). Postsedimentäre niedrigthermale Metasomatose, hoher Inkohlungsgrad, Mineralneubildungen und -anreicherungen weisen nach Reichel auf frühdiagenetische (hydro)thermale Ereignisse und eine geringe geothermische Tiefenstufe hin. Schneider und Mitarbeiter sehen in den verjüngten Isotopenaltern der Zirkone aus den Rotliegend-Vulkaniten dagegen Hinweise auf mesozoische (hydro)thermale Ereignisse.

Abstract

The Döhlen Basin is situated close to Dresden, within the NW-SE trending Elbe Zone. This small intramontane basin is bordered by the Meißen Intrusive Complex, the Nossen-Wilsdruff and Elbe Slate Complex, as well as Erzgebirge gneisses, and covers an area of about 6 x 22 km, which represents the main syn-depositional area. The long axis parallels the direction of the Elbe Zone. Basin development and facies patterns are strongly controlled by synsedimentary tectonic activities. Sectioned perpendicularly to this elongation, the basin reveals a halfgraben structure. Several fault zones trending mainly NW complicate this overall structure. Important depositional areas with facies differentiations are the so-called Döhlen-Hauptmulde, which is separated by a NW trending basement obstacle from the so-called ‘Hainsberg-Nebenmulde’. Despite the fact that the latter is larger, economically-important coal seams, mined for over 250 years, are mainly restricted to the former. Sedimentation in the Hainsberg-Nebenmulde is dominated by clastic deposition.

Repeatedly downthrown in an oblique sense to NE, the Permo-Carboniferous strata dip antithetic, i.e. mainly SW. Exceptions are the NW and SE margins, where dip is towards the areas with larger downthrow, i.e. to S and N. Preserved thicknesses of the basin fill do not exceed more than ca. 800 m. The sedimentary and volcaniclastic rocks are divided into four formations. An expression of the intensive synsedimentary tectonic activity is the exceptionally high quantity of clastic dikes, which are interpreted to be generated by earthquakes. These structures crosscut sediments, as well as volcanic rocks, from the Unkersdorf Fm. to the top of the Niederhäslich Fm.

Compared to other European Rotliegend basins, the basin fill is here neither dominated by volcanics nor clastic sediments, but by pyroclastics. Volcanics occur only in the northwestern part of the Döhlen Basin. Consequently, cyclicity in sedimentation combined primary deposition and reworking of pyroclastic material.

The **Unkersdorf Fm.** comprises basal clastic rocks, rhyolitic, pyroclastic, density-flow deposits (mainly ignimbrites), with clastic intercalations and phases of redeposition, and rhyodacitic to trachyandesitic volcanics, which are restricted to the northwestern basin part. Prior to the following Döhlen Fm. intensive erosion removed deposits of the Unkersdorf Fm. especially in the central parts of the basin. The **Döhlen Fm.** is lithologically twofold in composition. Conglomerates and pyroclastics in the lower part are sometimes red-coloured. The colour changes into grey or black in the upper part, where up to seven coal seams are developed. The seams are intercalated with clastic and pyroclastic deposits. An exception to this is the deposition of sediments deficient in oxygen, especially in marginal basin parts, where red-coloured rocks prevail in the whole formation.

Conglomerates with pebbles of gneiss and different rhyolites are locally developed in the basal parts of the **Niederhäslich Fm.** and can reach thicknesses of 35 m. Alternatively the top seam of the Döhlen Formation is overlain by dull grey claystones and siltstones in other basin parts.

The Zauckerode Tuff is a prominent pyroclastic marker horizon of about 6 m maximum thickness, which contains accretionary lapilli in several layers. Many of the sandstones and siltstones directly overlying the primary deposits consist of reworked and altered pyroclastic material. Claystones to sandstones with minor intercalations of coarser sediments and some pyroclastic horizons follow upwards, the colour of the deposits changes from greenish-grey to red in the upper part. Marginal basin parts are red-coloured throughout. Near the upper formation boundary, laminated limestone and claystone horizons are the result of local development of lakes in response to tectonic subsidence. In other locations, coaly strata can be observed as well. The so-called Niederhäslich Limestones contain a famous tetrapod fauna, as well as some invertebrates.

The entirely red sediments of the **Bannewitz Fm.** reach a thickness of at least 380 m; the upper formation boundary is not known because of post-Rotliegend erosion. Deposition was obviously triggered by tectonic movements and formed a pattern of differing facies. Next to the southwestern basin border, coarse to very coarse conglomerates and fanglomerates are either dominated by gneiss or rhyolite components, depending on their position relative to the drainage area.

Derived from a northwestern source are the so-called "Rhyolite Fanglomerates", which are poorly sorted and in parts matrix-supported, coarse volcaniclastic sediments, containing clasts of a conspicuous flow-foliated rhyolite. They are interpreted to have been deposited by debris and hyperconcentrated flows. Interlayered are primary pyroclastic horizons of a probably different origin. The upper part of this formation consists of predominately volcaniclastic rocks deposited in an alluvial plain environment. The Wachtelberg Tuff (ignimbrite) is an intercalated pyroclastic marker horizon of about 12 m thickness.

There is ample evidence of various tectonic activities. A network of clastic dykes that cross the seams evidence crack formation under tensile stress. With increasing height of the deposits over the course of time, concentrated dislocations with NW-SE strike and with up to 350 m fault throw formed as a response to NE-SW motion (Reichel). In connection with this, the basin became up to 20% wider (about 1200 m) in its southeastern part. There was permanent tectonic activity of variable intensity (Reichel).

Post-sedimentary, low-temperature metasomatism, a high degree of carbonization, and mineral transformation indicate a high geothermal gradient during early diagenesis (Reichel). In contrast, Schneider and co-authors take the apparent younger isotopic age of zircons from the Rotliegend volcanics as an indication of Mesozoic (hydro)thermal events.

Schlüsselwörter: Unterperm, Rotliegend, Döhlen-Becken Deutschland, Sachsen, Lithostratigraphie, Kohlenflöze, Pyroklastite, Klastische Gänge

Keywords: Lower Permian, Döhlen Bassin, Rotliegend, Germany, Saxony, lithostratigraphy, coal seams, pyroclastics, clastic dykes.

7.10.1 Einleitung

In der Elbtalzone sind drei Permosiles-Vorkommen bekannt und zwar im NE das Weißig-Becken (Reichel 2012), im Zentralteil das vorwiegend durch Bohrungen bekannte Briesnitz-Becken (Schauer & Walter 2012) und im SW das Döhlen-Becken (Abb. 1). Das Döhlen-Becken liegt südwestlich der alten Residenzstadt Dresden und leitet morphologisch vom Elbtal zu den Höhen des Osterzgebirges über. Etwa im Zentrum befindet sich der namengebende ehemalige Gerichts-ort Döhlen, heute ein Ortsteil der Stadt Freital (Abb. 1). Parallel zum Elbtal, in Richtung NW-SE, ist das Döhlen-Becken 22 km lang, in SW-NE-Richtung bis 6 km breit. Die Beckenlängsachse folgt der geotektonischen Großstruktur des Elbelineaments in der Elbtalzone (Stille 1949, Pietzsch 1956, Tröger et al. 1969). In der Nachbarschaft des Beckens befinden sich im

W bis SW die Caldera des Tharandter Waldes und im NNW der Intrusiv- und Vulkanitkomplex von Meißen (Abb. 1). Die durch post-Rotliegend-Erosion reduzierte Mächtigkeit der Beckenfüllung beträgt nur noch ca. 800 m (Abb. 2 und 3). Das Rotliegend wird von Kreide und Känozoikum überlagert.

Beckenentwicklung und Faziesmuster sind durch syn-sedimentäre tektonische Aktivitäten geprägt. Querschnitte durch das Becken lassen insgesamt eine Halb-grabenstruktur erkennen, die allerdings durch mehrere NW streichende Störungssysteme intern gegliedert ist (Abb. 2 und Reichel 1970). Die Beckenfüllung überlagert die Grenzen der proterozoischen Gneise des Erzgebirges zum stark gefalteten altpaläozoischen Elbtalschiefergebirge und zu den Intrusiva des Meißen Granitmassivs im NE. Ferner werden die S-Grenze des Elbelineaments, die Mittelsächsische Überschiebung und mehrere bedeutende Störungen des Elbtalschiefergebirges verdeckt (Abb. 1). Die Westlausitzer Störung ist durch Bohrungen nicht fixiert worden. Zwei NE-SW verlaufende Elemente des präsedimentären Untergrundes haben schwellenartigen Charakter und sind nicht durch jüngere tektonische Elemente begrenzt. Das heutige Tal der Weißeritz wurde über solch einer Struktur, der Ausbuchtung des Inneren Freiberger Gneises nach NE, angelegt. Die andere Struktur, im SE unter dem Lockwitztal, ist eine tiefe Muldenzone. Diese Strukturrichtung ist vergittert mit deutlichen Schwellenzenzen des Untergrundes, die dem NW-SE Streichen des Elbe-Lineamentes folgen. Die prägnanteste Schwelle, die Spitzberg-Schwelle, befindet sich etwa in der Beckenmitte. An ihr keilen z. T. die Kohlenflöze aus. Auch in geringem Abstand zum nordöstlichen Beckenrand reihen sich mehrere Aufragungen des Untergrundes und des Porphyrits zu einer Schwelle (Langer Berg, Grubenfeld Bannowitz im SE bis nach Kesselsdorf im NW). Ob diese Aufragungen oder Kuppen durch tektonische NE-SW- oder N-S-Elemente des Untergrundes begrenzt werden, ist bisher nicht bekannt. Diese Strukturen werden durch jüngere Abschiebungen noch hervorgehoben und zwar die Spitzberg-Schwelle durch die Königin-Carola-Schacht-Verwerfung und die nördliche Schwellenzone durch die Hauptverwerfung Roter Ochse bis zur Donnersberg-Aufschiebung. Nördlich der Strukturen sanken lokale Mulden ein (Tröger et al. 1969), deren Sedimentmächtigkeiten mit den Sprunghöhen korrespondieren (Abb. 9, 20).

Eine tektonische Begrenzung des Beckens durch eine SW-Randstörung ist gesichert. Die SE-Grenze des Beckens entspricht annähernd dem Verlauf der Mittelerzgebirgischen Störung. Am NE-Beckenrand gibt es durch offene Spalten im Monzonit und steile Abschiebungen der Flöze nach SW Hinweise auf Brucherscheinungen im Verlauf der NE-Randstörung (Abb. 20). In diesem Abschnitt entstand ein echter

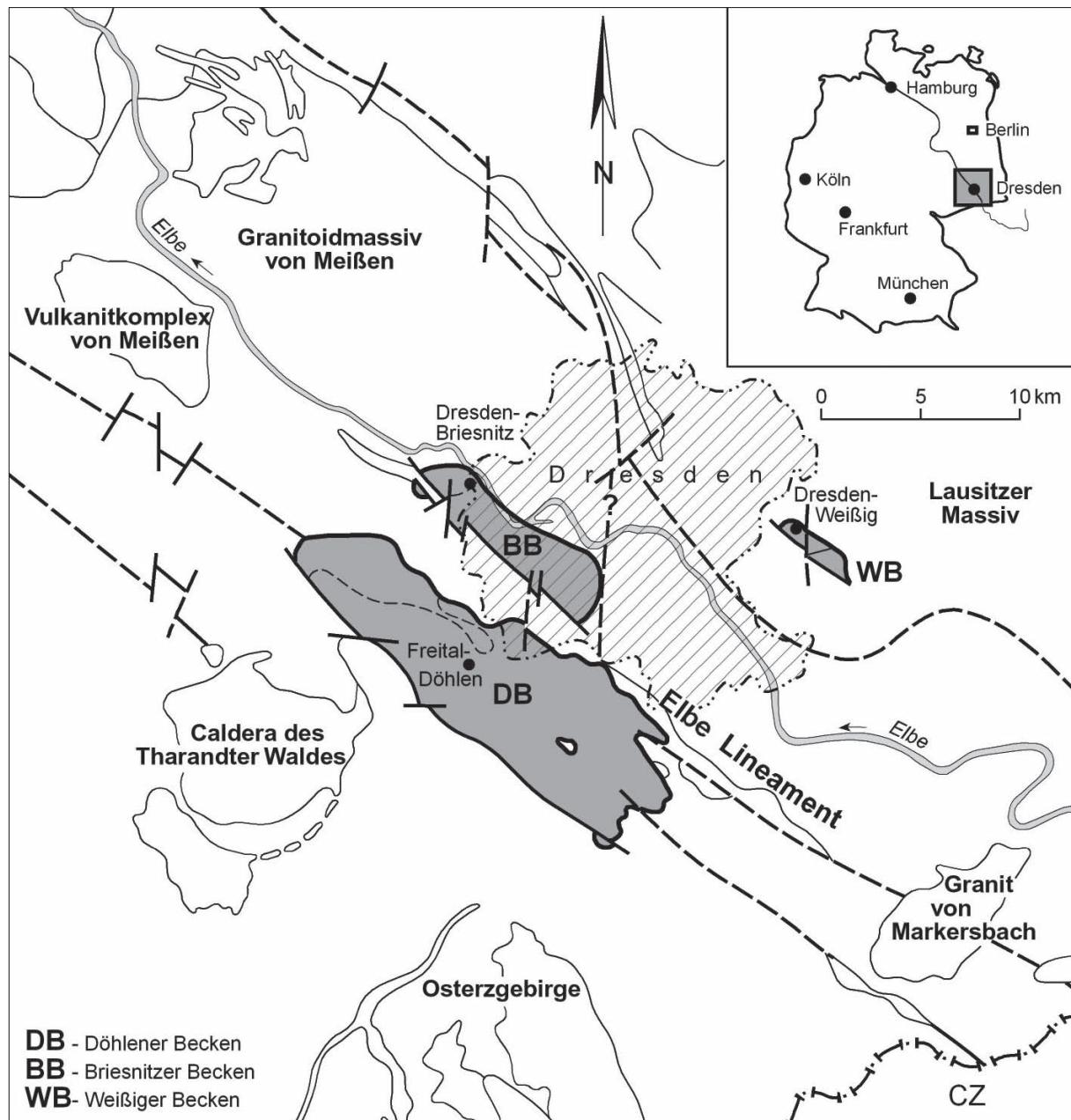


Abb. 1: Überblick über die Rotliegendbecken in der Elbezone bei Dresden (nach Reichel & Schauer 2006)

Fig. 1: Rotliegend Basins in the Elbe zone near Dresden (after Reichel & Schauer 2006)

Grabenbruch im Gegensatz zur vorherrschenden Halbgrabenstruktur. Demgegenüber liegen weiter im NW die Sedimente flach auf dem Meißener Massiv. Hier hat nach Schauer & Walter (2012) eine mögliche Verbindung zu Vorkommen im Briesnitz-Becken im Zentralteil der Elbtalzone bestanden.

Die NW-SE streichende synsedimentäre Spitzberg-Schwelle begrenzt die Hainsberg-Quohrener Nebenmulde zur Döhlener Hauptmulde (Abb. 2, 8 und 9). Im NE trennen Abschiebungen entlang der nördlichen Schwellenzone die Kohlsdorf-Pesterwitzer Nebenmulde von der Hauptmulde ab.

Durch synsedimentäre Tektonik wurde auch das beispiellos häufige Auftreten klastischer Gänge (clastic dykes) und weiterer synsedimentärer Schichtdeformationen verursacht. Klastische Gänge sind von der Unkersdorf-Formation bis zum Top der Niederhäslich-Formation nachweisbar und wurden in Sedimenten und Vulkaniten dokumentiert.

Verglichen mit anderen europäischen Rotliegendbecken ist ein hoher Volumenanteil von Pyroklastiten an der Beckenfüllung bemerkenswert, während Vulkanite wenig in Erscheinung treten; sie sind auf den nordwestlichen Beckenteil beschränkt. Folglich überlagern

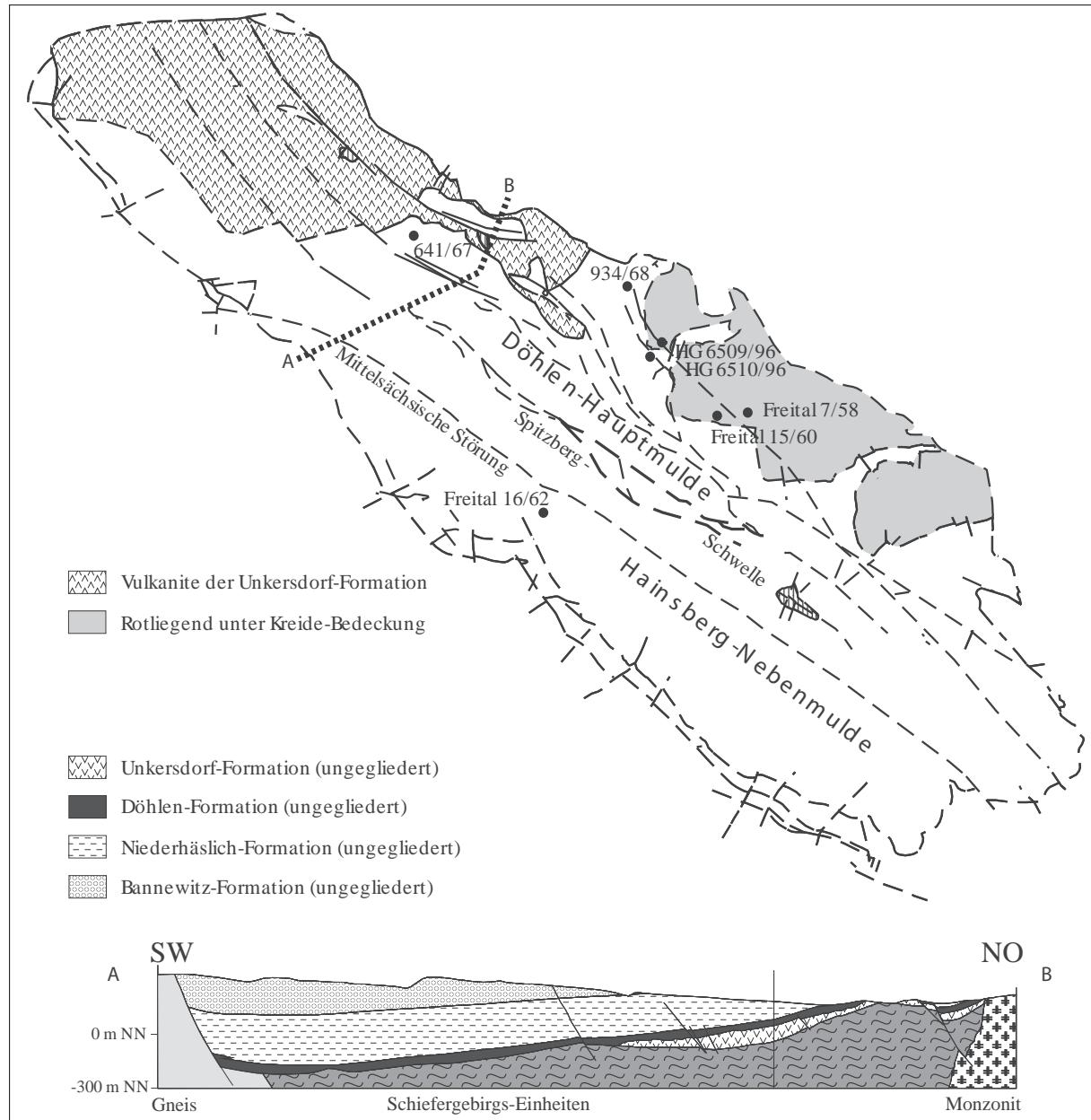


Abb. 2: Übersichtskarte zum Döhlen-Becken mit den wichtigsten, im Text genannten Bohrungen sowie einem Schnitt durch den NW-Teil (Original U. Hoffmann).

Fig. 2: Sketch map of the Döhlen Basin with locations of boreholes mentioned in the text, supplemented by a cross section through the northwestern basin part (Original U. Hoffmann).

sich Zyklizitäten in der sedimentären Entwicklung mit vulkanischen Einflüssen bei primärer Ablagerung oder Schüttung von umgelagertem pyroklastischem Material.

7.10.2 Bergbau und Erforschungsgeschichte (Reichel)

Im Döhlen-Becken wurden in ununterbrochener Folge von 1542 bis 1989 verschiedene Bodenschätze bergmännisch gewonnen und zwar Kupfererze im Mittelalter, Steinkohlen bis 1967, Kalkstein bis etwa

1900, pyritreiche Kohlen für die Alaunproduktion (Thalheim et al. 1991) sowie von 1947 - 1955 und von 1963 - 1989 „Erze- und Erzkohlen“, d. h. uranführende Brandschiefer und Kohlen, in denen ursprünglich etwa 7000 t Uran und Vanadium angereichert waren. Besonders die Steinkohlen wurden mit einer progressiven Technologie gewonnen und waren die Basis für eine bedeutende Industrie im Weißeritztal. Bekannt sind 962 Tiefbohrungen, 504 Schächte, davon 24 Großschächte mit über 250 m Teufe (König-Georg-Schacht 575 m, Marienschacht 560 m), ca. 8 Tagesstrecken, 17 Röschen und 23 Stollen (Gürtler 2000). Mit einem

umfangreichen Streckennetz wurde die Lagerstätte erschlossen und fast vollständig abgebaut. Ein bedeutendes bergmännisches Bauwerk, der Tiefe Elbstollen, war auch zum Kohlentransport mit Kähnen projektiert und ist von 1817 - 1837 von Zauckerode zur Elbe auf einer Länge von insgesamt 6044 m vorgetrieben worden.

Bis in die Gegenwart erfolgt der Abbau von Peliten als Töpfer- und Ziegelrohstoff sowie der Porphyrite als Hartsteine.

1755 und 1777 publizierte Schulze erste geologische Kenntnisse. Um 1800 fertigten Studenten der Bergakademie Freiberg die ersten umfangreichen Kartierungen an, die Naumann & Cotta (1845) zu einem Standardwerk zusammenfassten und die geologische Einheit als „Döhlener Bassin“ bezeichneten. In der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts erbrachten Veröffentlichungen von Geinitz (1856, 1861) sowie grundlegende Arbeiten von Credner (1880, 1881 ff.; Tetrapoden), Sterzel (1881, 1891, 1893; Flora), Hausse (1892; Geologie der Kohlenlagerstätte) sowie die erste Oberflächenkartierung (Sauer & Beck 1891, Beck 1892, Beck & Hazard 1893, Dalmer & Beck 1894) einen bedeutend erweiterten Kenntnisstand. Erst nach 1955 wurden durch untertägige Untersuchungen auf verschiedenen Spezialgebieten wie Kohlenpetrographie, Lithologie, Tektonik, Lagerstättenkunde, Geochemie und Makroflora neue Fakten publiziert. Diese Periode ist durch die Geheimhaltung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in Verbindung mit dem Uranbergbau der SDAG Wismut jäh unterbrochen worden. Eine ausführliche zusammenfassende Darstellung der Kenntnisse zur Geologie des Döhlen-Beckens, speziell der Kohlenlagerstätte und zur Historie des Bergbaues lieferten Reichel & Schauer (2006) sowie deren Co-Autoren.

Von 1996 bis 2000 erfolgte im Auftrag des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie die Neukartierung des Beckens durch Mitarbeiter und Studenten der TU Bergakademie Freiberg (Schneider & Göbel 1999, Schneider & Hoffmann 2001, Hoffmann & Schneider 2005, Schneider et al. 2012). Einbezogen wurden Dokumentationen und archivierte Kerne von Altbohrungen sowie im Rahmen von Bergbaufolge-Arbeiten neu abgeteufte Bohrungen und eine Vielzahl durch die intensive Bautätigkeit dieser Jahre entstandener temporärer Aufschlüsse. Umfangreiche, noch nicht abgeschlossene Untersuchungen von Hoffmann widmen sich vor allem den Pyroklastiten und Vulkaniten. Aus der Neukartierung und Folgearbeiten resultierten im Kreis der Autoren dieses Beitrags partiell unterschiedliche Auffassungen, die – soweit sie in diesem Beitrag erwähnt werden müssen – jeweils mit dem Namen des Bearbeiters bzw. Autors kenntlich gemacht werden.

Für die ersten Bearbeiter, die das Döhlen-Becken noch als „Döhlener Bassin“ in die Literatur einführten (Naumann & Cotta 1845), war der deutliche Farbwechsel der Gesteine ein Kriterium zur Einordnung der grauen Abfolge in das „Steinkohlengebirge“ und der jüngeren roten Abfolge in das Rotliegend. Geinitz (1856, 1861) übertrug die richtige Beobachtung in der Vorerzgebirgsenke, dass ein „Graues Konglomerat“ dort den Beginn des Rotliegend markiert, formal auf das Döhlen-Becken und verwies die tieferen Abschnitte in das Karbon. Diese Diskrepanz korrigierte Sterzel (1891, 1893) und bewies das Rotliegendarter durch Makroflore.

Sauer & Beck (1891) deuteten die rötlichen Abschnitte als Mittelrotliegend. Durch die ersten Oberflächenkartierungen wurden Konglomeratkomplexe ohne stratigraphische Wichtung ausgegliedert, die Pietzsch bei den Revisionen (1914 - 1922) zu einer stratigraphischen Einheit zusammenstellte. Die Bedeutung pyroklastischer Gesteine wurde relativ spät erkannt. Naumann & Cotta (1845) und auch Geinitz (1856) erkannten bereits einige Tuffe und bezeichneten sie als „Thonsteinporphyre“.

Bis in die Mitte des 20. Jahrhunderts wurde eine informelle beschreibend-lithologische Bezeichnung der Schichten im Döhlen-Becken verwendet. Formelle Bezeichnungen mit an Typuslokalitäten angelehnten Schichtnamen wurden erst von Reichel (1966) eingeführt. Es werden 4 Megazyklen unterschieden, die früher als Schichten, jetzt als Formationen bezeichnet werden (Abb. 3).

Die Unkersdorf-Formation besteht vorwiegend aus Pyroklastiten und Vulkaniten. Die folgende Döhlen- und die Niederhäslich-Formation sind jeweils ein voll ausgebildeter Megazyklus mit groben Klastiten im tiefsten Teil und palustrinen und lakustrinen Ablagerungen im oberen Abschnitt. Meist sind fining-upward-Klein- und Kleinstzyklen erkennbar. Pyroklastite sind häufig. Die Bannewitz-Formation unterscheidet sich von den vorhergehenden durch komplett Rottfazies und die Dominanz von Grobklastika.

Die Formationsgrenzen werden von den Autoren unterschiedlich beurteilt. Reichel (in Reichel & Schauer 2006) vertritt die bereits von Sauer & Beck (1895) getroffene Schlussfolgerung, dass der Schichtkomplex ein Ganzes bildet und nirgends durch eine Diskordanz getrennt wird. Dagegen schließen Schneider & Göbel (1999) und Schneider & Hoffmann (2001) sowie Hoffmann & Schneider (2005) auf deutliche Erosionsprozesse und Lücken an der Basis der Döhlen-Formation, weniger an der Basis der Niederhäslich-Formation und wieder deutlicher an der Basis der Bannewitz-Formation.

	Mächtigkeit	Döhlen-Hauptmulde und Kohlsdorf-Pesterwitz-Nebenmulde	Hainsberg-Quohren-Nebenmulde
Bannowitz - Formation	>70 m	Arkose/Fanglomerat	erodiert
	9-12 m	Wachtelberg-Tuff	
	80-115 m	Arkose/Fanglomerat	
	bis 60 m	Rhyolith-Fanglomerat	Gneis-Rhyolith-Konglomerate bis >200 m
	bis 75 m	Gittersee-Pyroblastit	
	bis 55 m	Rhyolith-Fanglomerat	
Niederhästlich - Formation	bis 40 m	Schweinsdorf-Brandschiefer-Flöz Oberer Kalkstein-Horizont; Tuffe, Tuffite, Tonstein bis Konglomerat Niederhästlich-Kalkstein Unterer Kalkstein-Horizont; Tuffe, Tuffite, Schluff- und Tonstein	
	bis 170 m	Obere Schluffsteine grüngrauer Schluffstein, Tonstein, Tuffe und Tuffite, Arkosen und Konglomerate	
	bis >6 m	Zauckerode-Tuff	
	bis 50 m	Untere Schluffsteine grüngrauer Schluffstein, Tonstein, Tuffe und Tuffite, untergeordnet Konglomerate	
	bis 33 m	Basiskonglomerat	
	bis 110 m	Steinkohle- und Brandschiefer-Flöze lokal bis 7 Steinkohlen- und Brandschiefer-Flöze mit pyroklastischen und epiklastischen Zwischenmitteln; Basiskonglomerat und z.T. Basalbrekzien	
Unkersdorf-Formation	bis 80 (110) m	Potschappel-Porphyrit	
	bis 50 m	Unkersdorf-Tuff Tuffe in Wechsellagerung mit Konglomeraten und umgelagertem pyroklastischem Material	
	bis 30 m	Hänichen-Grundkonglomerat, z.T. Basalbrekzien	
Grundgebirge		im NO Meißen-Massiv nach SW Altpaläozoikum des Nossen-Wilsdruffer Schiefergebirges	

Abb. 3: Normalprofil des Döhlen-Beckens (nach Reichel 1970, Hoffmann & Schneider 2005, Schneider & Göbel 1999).

Fig. 3: Generalised stratigraphic section of the Döhlen Basin (after Reichel 1970, Hoffmann & Schneider 2005, Schneider & Göbel 1999).

7.10.3 Unkersdorf-Formation

Name: Nach Unkersdorf bei Wilsdruff, einem Ortsteil von Dresden.

Erstnennung: Unkersdorf-Potschappler Schichten (Reichel 1970).

Synonyme: „Stufe des Wilsdruffer Porphyrits, in dessen Liegendem der Unkersdorfer Tuff“ (Pietzsch

1914); Unkersdorf-Potschappler Schichten (Reichel 1966), Unkersdorfer Schichten (Schneider 1999).

Definition: Die Unkersdorf-Formation umfasst lokal entwickelte basale Breccien und Konglomerate, die darüber liegende Abfolge von mehreren rhyolithischen Pyroblastit-Einheiten mit Zwischenschaltung von Sedimenten sowie rhyodazitische bis trachyandesitische Vulkanite und deren Pyroblastite.

Untergrenze: Auflagerung auf neoproterozoischen bis altpaläozoischen Erzgebirge-Gneisen und niedriggradig metamorphem Altpaläozoikum (Schiefergebirgs-Einheiten) im SE, im NW auf Monzonit (früher: „Syenit“) des Meißen-Massives und untergeordnet auf Gesteinen des Altpaläozoikums.

Obergrenze: Auflagerung des Basiskonglomerates der Döhlen-Formation oder Auflagerung jüngerer Rotliegend-Formationen.

Typlokalität: Ortslage Unkersdorf bei Wilsdruff.

Typische Profile: An der Typuslokalität Unkersdorf nur temporär aufgeschlossen. Nach Naumann & Cotta (1845) sowie Reichel (1970) ist die Konglomerat/Tuff/Tuffit-Folge unmittelbar südwestlich von Wittgendorf bis Lungkwitz am südöstlichen Beckenrand in die Unkersdorf-Formation zu stellen; diese Ausstriche können somit als typische Referenz-Profile gelten. Ein wertvolles Profil für die Abfolge der Pyroklastite stellt die Bohrung Freital 7/58 dar (R 5410 018, H 5651 587; Proben im Kernlager des Sächsischen Landesamtes für Umwelt und Geologie archiviert). Die Überlagerung dieser Pyroklastite durch die nur im nordwestlichen Beckenteil ausgebildeten Vulkanite ist in Bohrung 934/68 dokumentiert.

Mächtigkeit: bis 160 m bei Wurgwitz (Bohrloch 641/67); durch Schichtausfall meist geringer bis zum vollständigen Fehlen.

Lithostratigraphische Untergliederung und Lithologie

Die Unkersdorf-Formation gliedert sich in folgende Einheiten:

Hangendes: Döhlen-Formation

Potschappel-„Porphyrit“

Unkersdorf-Tuff

Hänichen-Konglomerat

Basalbreccie

Liegendes: verschiedene Gesteine des Untergrundes

Die Gesteine des Untergrundes waren mit Beginn der Sedimentation bereits tiefgründig verwittert. Wie Tiefbohrungen (z.B. Bohrung Freital 16/62) zeigten, sind Rotfärbungen noch in mehr als 10 m Tiefe unter der Rotliegend-Basis anzutreffen. Bei Auffahrungen im Tunnel Coschütz der A 17 wurde eine mächtige Vergrusungszone auf dem hier den Untergrund bildenden Monzonit angetroffen. Die in-situ Verwitterung des Monzonites erzeugte lokal bis über 2 m große gut gerundete Blöcke, die ohne Transport an Ort und Stelle im Monzonit-Grus „schwimmen“. In diesen Aufschlüssen an der Nordostflanke des Döhlen-Beckens liegt unmittelbar auf dem Meißen-Monzonit der Unkersdorf-Tuff. Weiter südlich besteht die Unkersdorf-Formation nach Hausse (1892) und Reichel (1970) aus der Basalbreccie und den Hänichen-Konglomeraten sowie dem darauffolgenden Unkersdorf-Tuff.

Die um 5 m mächtige, nur lokal entwickelte **Basalbreccie** stellt den autochthonen Verwitterungsschutt des Grundgebirges dar. In der Regel wird sie vom polymikten **Hänichen-Konglomerat** überlagert (Abb. 3), das aus 15-20 m, maximal 45 m mächtigen polymikten Konglomeraten mit Gerölle aus Rhyolith, Fluidalrhyolith, Porphyrit, Monzonit, Quarz, Gneis sowie Kieselschiefer und anderen Metasedimenten besteht. Die Gerölle sind matrixgestützt und haben Durchmesser von 0,1-0,75 m. Andere Geröllspektren sind vom NE-Beckenrand bekannt, wo die Basalbreccie fehlt. Bei Bannewitz sind es Tonschiefer-, Graphitquarzit-, Hornfels- und Monzonitgerölle mit rötlichen Feldspatbruchstücken in pelitischer Matrix (Durchmesser 0,3-0,8 m). Teilweise ist hier an Stelle des Konglomerates ein bis 40 m mächtiger Arkosesandstein mit Monzonitdetritus, die sog. „Syenitarkose“, im Vorland der ehemals flachen Monzonitschwelle abgelagert worden. Im Tiefen Elbstollen besteht das Hänichen-Konglomerat aus Monzonit-Schutt und -Gerölle (bis 0,5 m Durchmesser) sowie Klasten von Kontaktmetamorphen in einer Pyroklasten führenden Matrix (Schauer et al. 2005). Das polymikte Konglomerat füllt offensichtlich erste Depressionen im Paläorelief aus.

Im Hangenden des Hänichen-Konglomerates folgen die Pyroklastite des bis zu 75 m mächtigen **Unkersdorf-Tuff**. Es handelt sich um eine Abfolge von mindestens drei Tuffhorizonten, die im südlichen Beckenteil jeweils von epiklastischen, matrixgestützten Grobklastika und umgelagertem pyroklastischen Material unterbrochen werden. Die Mächtigkeit der klastischen Einschaltungen nimmt nach SE zu (Abb. 4), teilweise wurden Mächtigkeiten von 23 m nachgewiesen.

Charakteristisch ist die für Ignimbrite typische Ausbildung als massiger Lapillituff: Bims-Lapilli und -Bomben bis max. 20 cm Durchmesser liegen in einer Matrix aus Vitroklasten und wenigen Kristallen von Quarz, Biotit und Feldspäten (meist alteriert). Gelegentlich ist in den Lapillituffen auch eine undeutliche Schichtung erkennbar (Abb. 5). Das kennzeichnende akzessorische Mineral ist Monazit mit honiggelben bis bräunlichen Kristallen. Die Form der die Matrix bildenden Vitroklasten (shards) zeigt, dass die Ignimbrite im gesamten Verbreitungsgebiet unverschweisst abgelagert wurden; die Kompaktion der heute meist flachovalen Bims-Klasten („Tuff-Flatschen“) erfolgte diagenetisch bei Umwandlung der Glas-Substanz in Illit-Smektit-Wechselleagerungsminerale. In den Ausstrichen am SE-Ende des Beckens sind die Bims-Lapilli durch eine schwache Silifizierung in den klastgestützten, deutlich geschichteten Ablagerungen unkompaktiert erhalten.

In der Döhlen-Hauptmulde, dem Gebiet mit der höchsten Bohrungsdichte im Becken, wurden die Unkersdorf-Tuffe überwiegend bläulich-violett, rosa

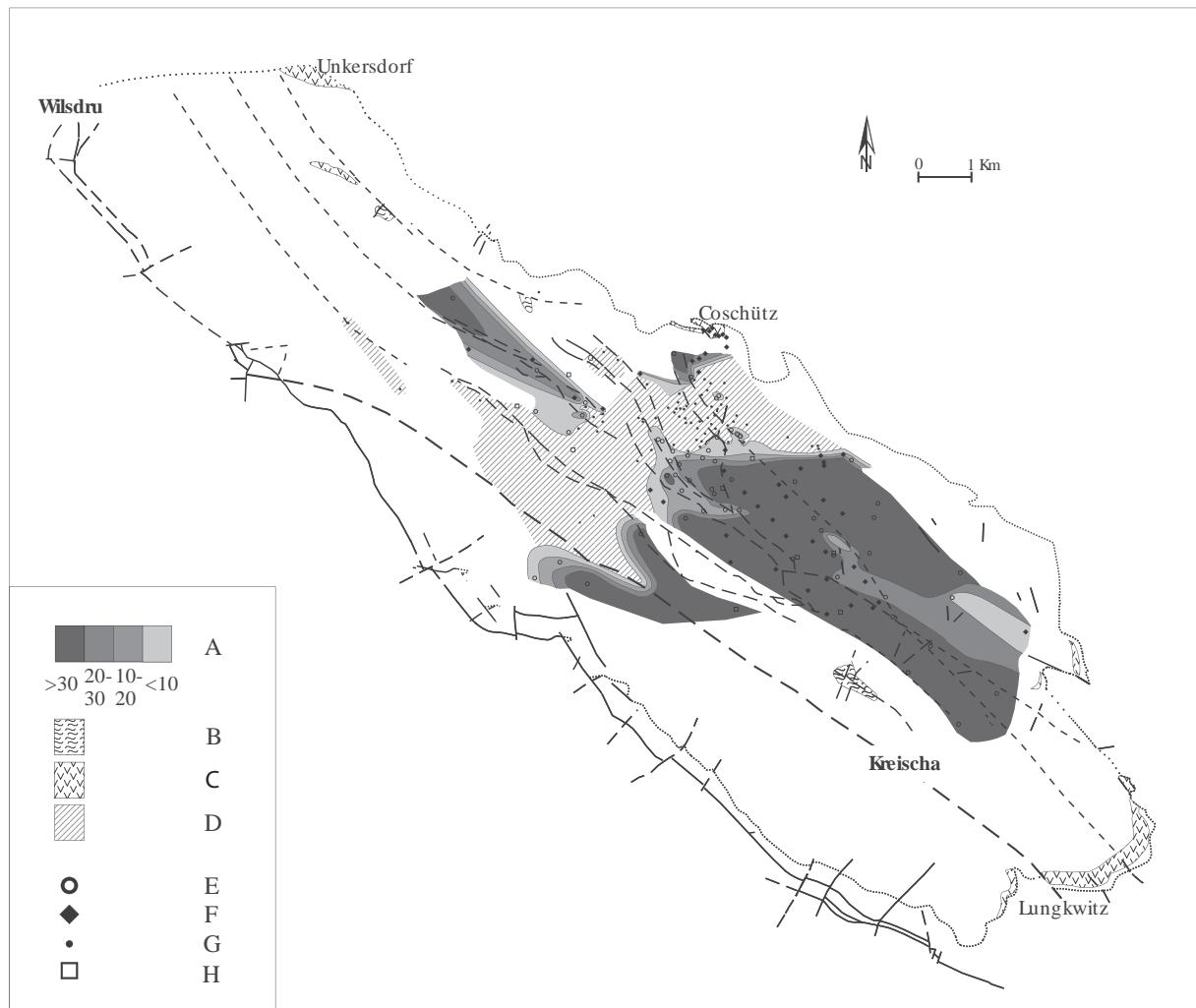


Abb. 4: Verbreitung und Mächtigkeit von Pyroklastiten des Unkersdorf-Tuff (Unkersdorf-Formation).

A: Mächtigkeit von Unkersdorf-Pyroklastiten nach Bohrungsunterlagen (in m); B: Ausstrich von Basement; C: Ausstrich von Unkersdorf-Pyroklastiten; D: Fehlen von Unkersdorf-Pyroklastiten; E: Basement erbohrt, Unkersdorf-Pyroklastite angetroffen; F: Bohrung endet in der Unkersdorf-Formation; G: Basement erbohrt, ohne Unkersdorf-Pyroklastite anzutreffen; H: Schacht (Original U. Hoffmann).

Fig. 4: Distribution and thickness of pyroclastic rocks in the Unkersdorf Tuff (Unkersdorf Formation).

(A) Thickness of Unkersdorf pyroclastics known from drillings (in m). (B) Outcrops of basement rocks. (C) Outcrops of Unkersdorf pyroclastics. (D) Lack of Unkersdorf pyroclastics. (E) Basement drilled, Unkersdorf pyroclastics preserved. (F) Borehole ends in the Unkersdorf Fm. (G) Basement drilled, Unkersdorf pyroclastics not found. (H) Shaft location (Original U. Hoffmann).

oder gebleicht graugrün angetroffen. In den randlich gelegenen Gebieten, wozu neben Ausstrichen bei Bärenklause, Wittgensdorf und Lungkwitz auch die Typlokalität Unkersdorf selbst gehört, besitzen die Pyroklastite meist eine rotbraune Färbung (Abb. 5). Als Gesteinsbruchstücke sind neben aphyrischem Rhyolith im gesamten Verbreitungsgebiet Grauwacken und Tonschiefer enthalten, lokal häufiger oder nur vereinzelt nachweisbar sind Monzonit, Kontaktschiefer und intermediaire, phänokristallreiche Vulkanite.

Die jüngste ignimbritische Ablagerungseinheit wird von weiteren Pyroklastiten überlagert. Dazu gehören die an Terrazzo erinnernden Lithischen Breccien. In diesen Ablagerungen sind eckige Bruchstücke von Monzonit, Grauwacke, Hornfels in einer Vitroklast-

Matrix eingeregelt. Ebenfalls im Zentralteil, aber auch am SE-Beckenende bei Lungkwitz nachgewiesen, folgen darüber noch Aschentuffe mit akkretionären Lapilli. Genetisch sind sie als co-Ignimbrit/co-surge-Aschen zu verstehen und stehen zusammen mit den Lithischen Breccien für einen phreatomagmatischen Eruptionsverlauf.

Im Zentrum der Hainsberg-Quohrener Nebenmulde (Bohrloch F 16) sind Tuffe der Unkersdorf-Formation bis 90 m mächtig, massive Tuffe treten nur untergeordnet auf. Mehrere Pisolithlagen, verkieselte Aschentuffe und Kristalltuffe mit einzelnen Klasten eines porphyrischen Gesteins sind mehrere Meter mächtig. Dazwischen lagern Siltstein-, Arkose- und Konglomerathorizonte (Reichel 1966).

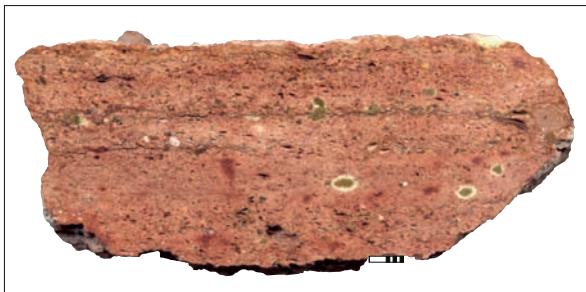


Abb. 5: Undeutlich geschichteter Ignimbrit mit zonenweiser Anreicherung von Gesteinbruchstücken, einige akzessorische Gesteinbruchstücke verursachen Reduktionshöfe. Aus einem temporären Aufschluss in der Ortslage Unkersdorf (Unkersdorf-Tuff, Unkersdorf-Formation, Maßstab entspricht 1 cm). Foto: U. Hoffmann.

Fig. 5: Faintly bedded ignimbrite with concentration of lithics in layers. Pay attention to reduction haloes around some accessory lithic clasts. Temporary exposure in Unkersdorf village (Unkersdorf Tuff, Unkersdorf Fm., scale is 1 cm). Photo: U. Hoffmann.

Die Lage des Eruptionszentrums wird von den Autoren unterschiedlich beurteilt. Das Vorkommen akkretionärer Lapilli könnte nach Beispielen von Schumacher & Schmincke (1995) auf ein um 30 km entferntes Zentrum hinweisen, etwa in der Meißen-Eruptionsprovinz oder der Caldera von Tharandt (Reichel). Anderseits sprechen die Gesteinsbruchstücke in den Pyroklastiten weder für den Meißen-Eruptivkomplex noch für die Tharandt-Caldera (Schneider und Mitarbeiter). Da die gleichen Gesteine den Rahmen und Untergrund des Beckens bilden, kann eine Herkunft aus unmittelbarer Nähe bzw. dem Untergrund selbst angenommen werden. Entsprechende Hinweise aus den durch Bergbau und Bohrungen gut untersuchten Gebieten im zentralen Teil des Beckens fehlen allerdings, und über das als wahrscheinlich angenommene Gebiet am nordwestlichen Beckenende gibt es keine ausreichenden Informationen.

Reichel (1966) sowie Reichel in Reichel & Schauer (2006) beziehen die Devitrifikation des Tuffs sowie Mineralumbildungen auf diagenetische Prozesse unter hohem Wärmefluss.

Zur Unkersdorf-Formation werden auch die Vulkante gerechnet, die stratigraphisch auf die Unkersdorf-Tuffe folgend im Nordteil des Döhlener Beckens auftreten und als „**Potschappel-Porphyrite**“ bezeichnet werden. Diese andesitoiden Gesteine lassen sich nach Einsprenglingsmodalbestand, -größe und Gefüge in verschiedene, lateral und vermutlich auch vertikal aneinandergrenzende Typen unterscheiden (Bruhns 1886). Als mafische Einsprenglinge können Biotit, Hornblende und (Pseudomorphosen nach) Pyroxen enthalten sein. Im südlichen Teil des Verbreitungsgebietes, d.h. um Potschappel, dominieren Hornblende-„Porphyrite“

mit z.T. cm-großen, langprismatischen Hornblende-Kristallen in einer Grundmasse mit eingeregelten Mikrolithen. Die größte bisher bekannte Mächtigkeit liegt bei 108 m (Bohrung 641/67); meist wurden nur Mächtigkeiten bis 80 m durchteuft (Hoffmann & Schneider 2005). Basal und zum Hangenden können in Lavaströmen oft Autobrecciierungen beobachtet werden, wobei eckige Klästen bis Dezimeter-Größe in kohärenter Lava eingebettet sind. Zentrale Teile der Lavaströme zeigen, wie am Osterberg bei Potschappel durch Steinbruchbetrieb schön aufgeschlossen, eine unregelmäßige Abkühlungsklüftung. Gelegentlich (z.B. am Weinberg südlich von Kesselsdorf) ist auch eine engplattige, parallel zur Basis ausgebildete Klüftung in der kohärenten Lava vorhanden. Amygdaloidtextur in den Laven ist bisher nur aus den basalen Teilen im unmittelbaren Hangenden des Unkersdorf-Tuff-Member bekannt und wurde in Aufschlüssen zwischen Unkersdorf und Kesselsdorf mehrfach beobachtet. Die Blasenräume sind irregulär geformt, klein und mit Quarz, Karbonat- und Chlorit-Mineralen gefüllt.

Eine „Porphyrit“-Breccie mit scharfkantigen bis kantengerundeten Bruchstücken von maximal 0,5 m Durchmesser in dichter „Porphyrit“-Matrix ist im Weißenitztal aufgeschlossen und wurde wiederholt durchörtert (Naumann & Cotta 1845, Pietzsch 1922, Reichel 1966: Anl. S. 14). Es dürfte sich um eine authogene Eruptions- oder eine Topbreccie von Lavaflüssen handeln. Eine deutliche Begrenzung zum massigen Gestein war untertage bei Birkigt nicht festzustellen.

Violettblaue dichte Tuffe sind im Liegenden oder mit Tuffiten im Hangenden des „Porphyrits“ erbohrt worden. Eine Schlotbreccie bzw. ein bläulichviolettblauer Tuff mit Klästen oder vulkanischen Bomben bis zu 25 cm Durchmesser wurde am Wüsten-Berg und im Tagebau Kesselsdorf sowie in den Bohrungen 618 und 619 erschlossen (Reichel).

Im Querschlag 12 des Marienschachtes steht über dem rhyolithischen Pisolithituff eine ca. 1 m mächtige Tuffbank an. An der Basis ist sie gut gradiert, dunkelgrau und gegenüber den anderen Tuffen körnig. Dieser Horizont ist ein Kristalltuff, der vorwiegend aus idiomorphen Plagioklasen (An 40 – 45) besteht. Eine Analyse beweist die Verwandtschaft dieser Bank mit den „Porphyriten“ (Reichel 1966: Anl. S. 16, Tab. 1).

Das Hauptverbreitungsgebiet der „Porphyrite“ liegt im NW-Teil des Beckens in der Döhlener Hauptmulde und in der Kohlsdorf-Pesterwitzer Nebenmulde. Ein isoliertes „Porphyrit“-Vorkommen wurde untertage in der Hainsberg-Quohrener Nebenmulde erschlossen. Bei Coschütz sind geringmächtige „Porphyrit“-Körper erbohrt worden. Im Elbstollen konnte im Jahr 2000 die Existenz einer „Porphyrit“-Zufuhrspalte zwischen Streckenmeter 5003 und 5050 m nicht bestätigt werden

(klassisches Profil bei Lindig 1831). Im Grubenfeld Gittersee wurde auf ca. 1100 m streichender Länge ein ca. 5-10 m mächtiger feinkristalliner Vulkanitgang durchtortert, der mit dem Feldbegriff „Monzoporphyrit“ bezeichnet wurde (Reichel 1970: Anl. 3). Gangförmige Vorkommen sind während der Vorkundung für die A17-Trasse bei Coschütz erbohrt worden. Durch Tunger (1990: Anl. 2) ist ein ca. 6 m mächtiger gleichartiger Gang im Grubenfeld Bannowitz kartiert worden. Besonders nach N sind sie auch außerhalb des Döhlen-Beckens in den Plutoniten des Meißenener Plutons anzutreffen.

Heute hat die Oberfläche des „Porphyrits“ ein deutliches Relief. Es gibt Indizien dafür, dass in großen Abschnitten ein Paläorelief vorliegt. Diesem sind mitunter die Flözsichten der Döhlen-Formation angepasst. Spalten, die mit dunkelgrauen oder gebleichten Klastiten mit Kohlebröckchen (?seismische Gänge) ausgefüllt sind, reichen bis zu 10 m tief in den „Porphyrit“ (Reichel 1966: Anl. Abb. 7, 8). Im Elbstollen wurde bei Streckenmeter 5780 m das gleiche Phänomen beobachtet. Naumann & Cotta (1845) beschrieben es aus der Nähe des Hammergutes in Kohlsdorf. Durch Erosion oder möglicherweise auch primär bestanden in der „Porphyrit“-Fläche mindestens 5 „Fenster“ des Grundgebirges. Das Paläorelief der „Porphyrite“ wird von Hoffmann & Schneider (2005), nicht aber von Reichel als Nachweis einer Abtragung vor der Sedimentation der Döhlen-Formation interpretiert.

Nach Reichel & Neumann (in Reichel & Schauer 2006: 52 und Abb. 3.0-1) korreliert der Modalbestand des Monzonitkomplexes stark mit dem der „Porphyrite“. Der des „Monzoporphyrit“-Gangs steht zwischen den „Porphyriten“ und Rhyolithen. In seiner Position am NE-Rand des Beckens ist der gesamte „Porphyrit“-Komplex als lineamentinterner Vulkanitkomplex anzusprechen (Reichel). Die „Porphyrite“ und die Unkersdorf-Tuffe im Liegenden sind petrochemisch nicht verwandten Extrusionsprovinzen zuzuordnen. Schneider und Mitarbeiter teilen diese Auffassungen nicht (Hoffmann in press).

Verbreitung und Mächtigkeit

Die Mächtigkeit der Unkersdorf-Pyroblastite schwankt im Allgemeinen zwischen 2 m und 40 m. Die Tuffe wurden beckenweit nachgewiesen, besitzen aber keine flächendeckende Verbreitung. Mehrere Ursachen sind dafür in Erwägung zu ziehen. Zum einen müssen die Tuffe als Ablagerungen pyroklastischer Dichteströme bereits primär nicht flächendeckend ausgebildet gewesen, sondern können in Folge eines Paläoreliefs nur in morphologischen Depressionen zur Ablagerung gekommen sein. Zum anderen ist nachfolgende Abtragung dort anzunehmen, wo die Döhlen-Formation dem Basement direkt auflagert. Für den NW-Teil der

Hainsberg-Nebenmulde im Gebiet Weißig kann dies noch nicht entschieden werden.

Die Mächtigkeit der im Hangenden des Unkersdorf-Tuffs folgenden rhyodazitischen bis trachyandesitischen Vulkanite („Porphyrite“) ist nur punktuell bekannt. In der bei Wurgwitz abgeteuften Bohrung 641/67 wurde mit 107,7 m „Porphyrit“ die derzeit größte bekannte Mächtigkeit angegeben. Meist sind nur Mächtigkeiten bis 80 m durchteuft worden. Über das nordwestlich davon gelegene Hauptverbreitungsgebiet zwischen Kesselsdorf und Wilsdruff gibt es keine Mächtigkeitsangaben.

Die zusammen mit diesen Laven auftretenden, meist dunkel- oder violettblauen Tuffe haben stratigraphische Bedeutung, denn sie lassen sich auch außerhalb der Vulkanitverbreitung nachweisen. In der Bohrung Freital 16/62, die außerhalb der Verbreitung der Vulkanite in der Hainsberg-Nebenmulde abgeteuft wurde, stellen blauviolette intermediaire Lapillituffe in der Teufe 528-531 m pyroklastische Äquivalente der Laven dar. Reichel (1966) beschrieb einen solchen Tuffhorizont auch aus dem Querschlag 12 des Marien-Schachts. Strittig ist, ob die am östlichen Beckenrand nahe der Hummelmühle im Hangenden der rhyolithischen Ignimbrite ausstreichenden violetten Aschentuffe dem gleichen Niveau angehören (Hoffmann & Schneider) oder ob sie als Birkigt-Heilsberger Tuff mit dem Schweinsdorfer Flöz (Niederhäslich-Formation) assoziiert sind (Reichel).

Faziesmuster und Bildungsbedingungen

Nach seiner wechselnden Verbreitung und Mächtigkeit sowie dem überwiegend von der unmittelbaren Umgebung bestimmten Geröllspektrum handelt es sich beim Hänichen-Konglomerat um Auffüllungen lokaler Depressionen bei Beginn der Sedimentation. Die Konglomerate im südlichen Beckenteil enthalten neben Metamorphiten des Schiefergebirges vor allem Kieselschiefer, Biotitgneise, bräunliche Rhyolithe, aber auch Rhyolithe mit Fluidaltextur und „Porphyrite“ (Reichel & Schauer 2006: 45-47, vgl. Schneider 1999: 43-46).

Lithische Breccien des Unkersdorf-Tuffs sind in der Beckenlängsrichtung überwiegend im Zentralteil (Raum Heidenschanze – Marien-Schacht – Glück-Auf-Schacht) nachgewiesen, Aschentuffe mit akkretionären Lapilli sind mit punktuellen Nachweisen vom Zentralteil bis an das Beckenende im Südosten bekannt. Die größten Durchmesser erreichen die in den Ignimbriten enthaltenen Bims-Klasten und Gesteinsbruchstücke ebenfalls in zentralen Teilen, z. B. in den Neuaufschlüssen beim Bau der A17 im Raum Coschütz. In südöstlicher Richtung nehmen die Durchmesser ab, gleichzeitig lassen sich Schichtungen

und klastengestützte Gefüge beobachten. Lithofaziell entsprechen diese Merkmale distalen Ablagerungen, es sind also Proximal-Distal-Beziehungen in N-S- bzw. NW-SE-Richtung zu erkennen.

Die Platznahme der intermediären Vulkanite im nordwestlichen Beckenteil geschah in Form von Staukuppen und Lavaströmen. Die Vulkanite überlagern den Unkersdorf-Tuff, Konglomerate oder das Basement; laterale Begrenzung durch Grundgebirge ist tektonisch bedingt oder als Intrusivkontakt möglich. Nach N sind sie auch außerhalb des Döhlen-Beckens in den Plutoniten des Meißener Plutons anzutreffen und leiten so zu weiteren Vorkommen geochemisch und petrologisch gleicher (auch altersgleicher?) Vulkanite im Meißener-Eruptivkomplex über.

Fazies- und Mächtigkeitsverteilung der Pyroklastite des Unkersdorf-Tuffes widerspiegeln nicht den durch NW streichende Störungen geprägten Umriss und Internbau des Beckens, wie das ab der Döhlen-Formation der Fall ist (Hoffmann & Schneider 2005). Die Ablagerung der Unkersdorf-Formation erfolgte somit vor der Anlage der heutigen Beckenkonfiguration.

Fossilführung

Als Einzelnachweis sind bisher nur schlecht erhaltene, nicht-kohlige Pflanzenreste aus dem Pyroklastit-Profil der Bohrung Freital 7/58, Teufe 655,2-658,5 m bekannt.

Alter

Die Alterseinstufung ist noch nicht geklärt. In Relation zu der auflagernden Döhlen-Formation, die in das Unterrotliegend gestellt wird, ist nach Schneider et al. (1995) ein ?Oberkarbon-Alter (Gzhelium, Stefan) möglich. Die erhebliche Mächtigkeit der Pyroklastite könnte dem Fördermaximum in anderen Rotliegend-Vorkommen, z.B. dem Thüringer Wald Becken, mit einem Alter um 300 Mio Jahren entsprechen.

7.10.4 Döhlen-Formation

Name: Nach Döhlen, einem Ortsteil der Stadt Freital.

Erstnennung: Döhlener Schichten (Reichel 1970)

Synonyme: „Stufe der Steinkohlenflöze“ (Pietzsch 1914), Döhlener Schichten (Reichel 1966, 1970, Schneider 1999, Schneider & Hoffmann 2001).

Definition der Formation: Die Döhlen-Formation umfasst die unterschiedlich mächtigen basalen Klastika (Konglomerate und deren Äquivalente, lokal Brecien) sowie die darauf folgenden Kohle- bzw. Brandschieferflöze mit epiklastischen und pyroklastischen Zwischensedimenten.

Untergrenze: Basale Grobklastika angelagert oder lokal erosiv auf der Unkersdorf-Formation, z.T. di-

rekt auf dem Grundgebirge; zudem setzt die Döhlen-Formation in Abhängigkeit vom Paläorelief mit unterschiedlichen Schichtgliedern über dem jeweiligen Untergrund ein.

Obergrenze: Lokal varierende Auflagerung von Konglomeraten, Sandsteinen bis Peliten der Niederhäslich-Formation auf Karbonaten und Siltsteinen über dem 1. Flöz.

Mächtigkeit: maximal 100 m, meist um 50 m, durch Schichtreduzierung z.T. wesentlich geringer (bis 15 m).

Typuslokalität: Im Ortsteil Döhlen ist der Ausstrich stark verwittert, Interimsaufschlüsse bei Neubebauungen zwischen den Ortsteilen Wurgwitz, Döhlen und Burgk.

Typische Profile: Schächte und Querschläge in der Döhlener Hauptmulde (Reichel 1968 sowie Abb. 6). Bohrungen Freital 7/58 und Freital 15/60 (R: 5409 675, H: 5651 490) aus dem Grubenfeld Bannewitz (Bohrkerne und Proben archiviert im Sächsischen Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie).

Verbreitung und Mächtigkeit

Bis ca. 100 m in der Döhlen-Hauptmulde, in der Hainsberg-Nebenmulde 0 m bis 70 m; die Mächtigkeit des flözführenden Abschnittes beträgt ca. 40 m.

Das Normalprofil für die Döhlen-Hauptmulde weist nach Reichel (1970) bis zu 7 Flöze aus. Durch aufsteigende Sedimentation am Relief des Untergrundes, differenzierte Subsidenz im Zusammenhang mit synsedimentärer Tektonik sowie Kompaktionsunterschiede variieren die Anzahl der Flözbänke und ihre Lithologie stark.

Lithologie und lithostratigraphische Untergliederung

Vor der Ablagerung Döhlen-zeitlicher Sedimente unterlagen die Pyroklastite und Vulkanite der Unkersdorf-Formation einer Abtragung. Typisch sind auch Bleichungen im Top der Vulkanite oder - wenn die Unkersdorf-Formation fehlt und die Döhlen-Formation direkt auflagert - in Gesteinen des Grundgebirges. Hause (1892) beschreibt aus dem 8. Querschlag des Carola-Schachtes Bleichungen in Tonschiefern, die an Störungen bis in 20 m Tiefe reichen. Vollständig gebleicht sind meist auch die als Gerölle in den Konglomeraten der Döhlen-Formation auftretenden „Porphyrite“.

Die ältesten Bänke lagerten sich auf dem Grundgebirge, auf Unkersdorf-Tuff oder Potschappel-Wilsdruff-„Porphyrit“ ab. In die feinstratigraphisch-lithologischen Aufnahmen der Steinkohlenflöze (Reichel 1957, Barthel 1958) wurden zahlreiche historische Begriffe des Steinkohlenbergbaus übernommen. Durch den Ausstrich der Flöze an der Tagesoberfläche begann

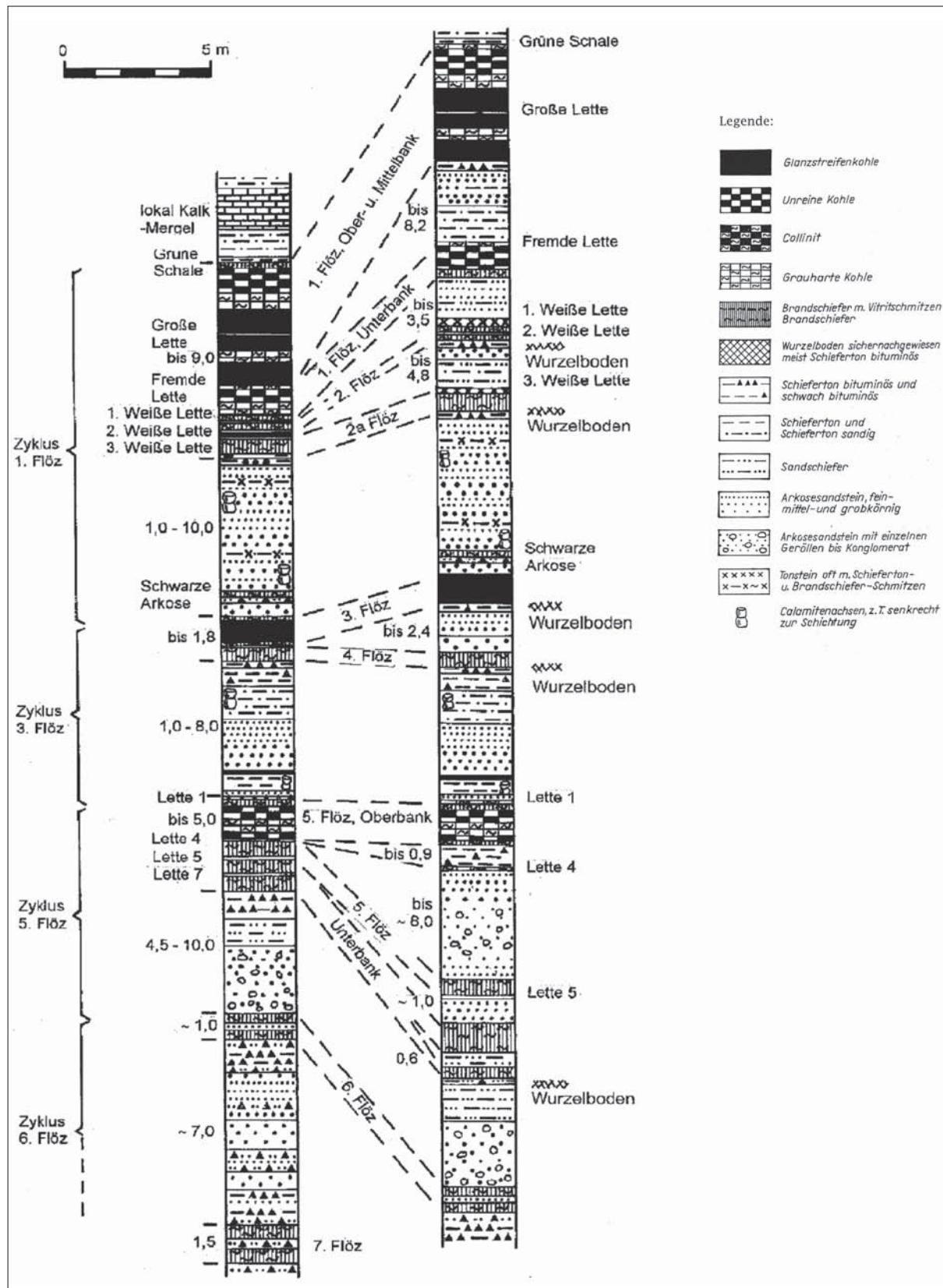


Abb. 6: Döhlen-Formation, Zyklen und zwei Idealschnitte: links ohne Bergemittel, rechts mit sämtlichen Bergemitteln (nach Reichel 1968, Reichel & Schauer 2006).

Fig. 6: Döhlen Formation, cycles and two ideal sections: left without dirt beds, right with all dirt beds (after Reichel 1968, Reichel & Schauer 2006).

der Abbau zuerst im obersten und mächtigsten Flöz, das deshalb als 1. oder Hauptflöz bezeichnet wurde (Schulze 1764). Die darauffolgende historische Flözbezeichnung von oben (1) nach unten (2-7) war nach 1956 nicht umkehrbar und wurde daher beibehalten. Auch die Leithorizonte des 5. Flözes wurden vom Hangenden aus beziffert (Abb. 6).

Der Fein-aufwärts-Großzyklus der Döhlen-Formation besteht aus zwei Mesozyklen (Reichel 1970: Anlage 6, Reichel 1984: Profile Abb. 5). Den ersten Mesozyklus bilden die durch Auffüllung eines Paläoreliefs unterschiedlich mächtigen basalen Grobklastika, deren stratigraphisches Äquivalent nach Schauer et al. (2005) vermutlich das Merbitz-Member im Briesnitz-Becken darstellt. Die Konglomerate liegen ebenso wie eingeschaltete Pyroklastite z.T. in Rotfazies vor und enthalten je nach Liefergebiet Klästen von Monzonit, verschiedenen Rhyolithen und intermediären Vulkaniten sowie Gneisen. Darauf folgen graue Sand- und Schluffsteine, lokal mit dem 7. und 6. Flöz im Top. Der zweite Mesozyklus besteht aus drei bis vier, wechselnd deutlich ausgeprägten Fein-aufwärts-Kleinzyklen, die jeweils im Top 1 m bis 11,5 m mächtige Kohlen- und Brandschiefer-Flöze mit Aschegehalten um 10 % bis 40 % führen. Dabei sind 4. und 3. Flöz sowie 2. und 1. Flöz je ein Flözhorizont, die Flözbildung wurde lediglich kurzzeitig durch intensive Aschefälle auf das Moor unterbrochen (Schneider & Barthel 1997). Stapelungen von Kristall- und Aschentuffen sowie von deren Umlagerungsprodukten können zu lokal bis 10 m mächtigen Pyroklastit-Zwischenmitteln führen. Überspitzt kann man sagen, dass die Döhlen-Formation generell aus einer palustrischen Folge besteht (Reichel), in die lokal wechselnd air fall-Pyroklastite, Psammite und Pelite durch Schwemmfächer und Rinnensysteme eingetragen wurden. Der Beginn eines Teilzyklus wurde tektonisch initiiert, die Flözisohypsen zeigen jedoch auch lokale Absenkungen. Die unterschiedliche Kompaktion der Sedimente beeinflusste die Mächtigkeit der nachfolgenden Ablagerungen und somit auch die Geochemie der Moorbereiche erheblich (vgl. Reichel & Schauer 2006: 142 und Abb. 4-20).

Das **7. (=älteste) Flöz** wurde nur lokal als 1,5 m mächtiger Brandschiefer oder silifiziert als Hornstein unmittelbar auf einer Verwitterungsbreccie des Grundgebirges angetroffen (Hausse 1892, Reichel 1970). Das überwiegend als Brandschiefer ausgebildete **6. Flöz** ist im Mittel um 1 m (max. 2,5 m) mächtig und ebenfalls nur lokal ausgebildet.

Das 4 bis 10 m mächtige Mittel zwischen 6. und 5. Flöz beginnt mit einem bis 2,5 m mächtigen geröllführenden Arkosesandstein. Vielfach sind es nur „Porphyrit“, östlich des Marienschachtes in Untertagebohrungen auch Fluidalporphyrr-Klästen. Dieser auffällige, zusammen mit der weiten Verbreitung des 5. Flözes

eine Expansion des Beckens anzeigenende Horizont, wird als Basis des 2. Mesozyklus bzw. des **Zyklus 5**. **Flöz** betrachtet. Die mittlere Mächtigkeit des 5. Flözes liegt bei ca. 2,5 m (max. 6 m). Sieben „Letten“-Horizonte (eingeschaltete Tuffe und Tuffite) trennen die Flözbänke mit variierenden Lithotypen, die als Energiekohle, vor allem aber als Uranerz abgebaut wurden. Lokal treten Arkose- und Konglomeratbänke etwa in der Flözmitte auf. Die messerscharfe Hangendgrenze bildet der weiße, 2 bis 5 cm mächtige Tonstein der „Lette 1“. Er enthält eine umfangreiche Makroflora. Reichel in Reichel & Schauer (2006) vermutet ein lakustrisch-evaporitisches Ablagerungsmilieu.

Der **Zyklus 3. Flöz** beginnt mit der „Hangendarkose“, einem Kristalltuff, und einem massigen Pelit, d.h. einem Staubtuff. Darüber lagern 3-4 m sandige Pelite einer fluviatil-limnischen Alluvialebene mit dichten Beständen von *Calamites gigas*. In Schwellenposition treten kohlige Pelite mit zahlreichen Kompressions-Makroresten auf, wie sie anderweitig im Hangenden der Flöze sogenannte „Kräuterschiefer“ bilden. Das **4. Flöz** besteht meist nur aus 0,2 bis 0,4 m Brandschiefer und das **3. Flöz** aus etwa 1 m Brandschiefer bis Unreine Kohle (Abb. 6). Sie werden in der Regel durch nur wenige cm bis dm Arkosen bis Tonsteine voneinander getrennt. Lokal wurde zwischen beiden eine bis 2,4 m mächtige Arkose mit Geröllen des „Porphyrits“ am Rande einer Kuppe dieses Vulkanits angetroffen. Das 3. Flöz liegt mit reduzierter Mächtigkeit z.T. unmittelbar dieser Kuppe auf. In geringem Umfang wurde das ca. 1,0 m mächtige 3. Flöz mit Lagen des 4. Flözes als Energiekohle, großflächig mit Mächtigkeiten bis zu 2,5 m auch als Erzkohle abgebaut.

Bemerkenswerte Mächtigkeitsschwankungen zeigt das Mittel zwischen 3. und 2. Flöz. Diese Sedimente sind im Allgemeinen 6 m mächtig, es wurden jedoch auch Minima von 0,9 m und Maxima von 13-17 m erschlossen. Es handelt sich bei diesem Mittel um Kristalltuffe mit eingeschalteten cm bis dm mächtigen Aschentuffen sowie deren Umlagerungsprodukte (Hoffmann & Schneider 2005). Sie leiten den **Zyklus 1. Flöz** ein (Abb. 6 und 7). Diese hellaschgrauen „Arkosen“ hat schon Borbe (1959) teilweise als Kristalltuffe erkannt, durch Göbel (1998) erfolgten ergänzende Angaben. Wegen der fehlenden Lithoklasten werden die Kristalltuffbänke als mediale bis distale Ablagerungen rhyolithischer Effusionen gedeutet (Hoffmann 2000). Das Eruptionszentrum ist bisher nicht lokalisierbar.

Die Bänke zwischen Flöz 3 und 2 (Zyklus 1. Flöz) umfassen vermutlich einen Eruptionszyklus mit variablen Intensitäten. Als erste Aktivität des Pyroklastitzzyklus wurde, scharf begrenzt zum 3. Flöz, 0,5-1,0 m mittelkörnige hellgraue „Arkose“ abgelagert, die sicherlich einem Kristalltuff entspricht. An dieser Grenzfläche

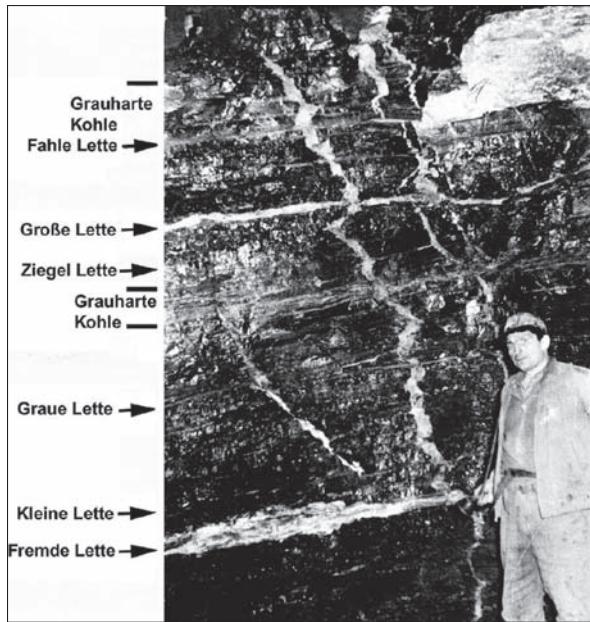


Abb. 7: Döhlen-Formation, 1. Flöz mit Letten-Horizonten und klastischen Gängen ("Kämmen"). Grubenfeld Heidenschanze (Foto: Reichel 1959).

Fig. 7: Döhlen Formation, coal seam №1 with claystone layers and clastic dykes, mining field Heidenschanze (photo: Reichel 1959).

entstanden vielfach hakenartige Belastungswülste. Darüber setzten palustrische Bildungen ein. Großflächig entstand ein 0,1-0,5 m kohliger, schwarzer Horizont mit eingesprengten hellen Körnern des Kristalltuffs, die Kohlige Arkose, der Leithorizont des 3. Flözes (Reichel 1966: Abb. 34). Dieser geht lokal in 0,1-0,2 m Brandschiefer über.

Eine zweite Einheit, ein mittelkörniger Kristalltuff, überlagert die Kohlige Arkose. Auf 0,3-0,5 m Mächtigkeit ist eine deutliche Verringerung der Korngröße zu erkennen. Darüber stehen eine oder zwei gelblichgraue dichte „Tonstein“-Lagen bis zu 5 cm an, die ca. 10 cm feinklastischen? Tuffit einschließen. Als „Marker“ deuten sie die erneute Möglichkeit der Ausbildung eines palustrischen Horizontes an. Im Grubenfeld Gittersee konnten daraus größere Platten mit *Sphenophyllum* und *Cordaites* geborgen werden. Gelbliche Tonsteinsäume um mesophile Arten in Lebensstellung sind besonders im Grubenfeld Bannowitz ausgebildet (Barthel & Rössler 1995). Sie deuten nach Auffassung von Reichel auf ein Sedimentationsminimum und auf spezielle biochemische Bedingungen (? Gelbildung) in aquatischem Milieu hin. Vermutlich sind es Bildungen in weit gespannten Überflutungsebenen mit Feinstkorn-Suspension und Resedimentation. Aus dem gleichen Horizont stammt die von Schneider & Barthel (1997) beschriebene *Arthropleura*.

Das dritte Ereignis war vermutlich mit einem surgen-Ereignis verbunden. Es ist dokumentiert durch eine

hellgraue, massive, grob- bis mittelkörnige Kristalltuff-(Arkose)-Bank, die bereits Borbe (1959) als Tuff bezeichnete. Im Grubenfeld Bannowitz wurden bis zu 5 m lange, horizontal liegende *Psaronius*-Stämme beobachtet. Auch eingekieselte Coniferen-Stammstücke kommen vor (Reichel et al. 1998: Abb. 8). Im Schacht 5 in Burgk wurde ein 3 m hoher bankrecht stehender Calamit beobachtet. Da mehrere Meter Sediment ungeschichtet den Calamiten einschließen, ist von einem Ereignis und nicht von einer Stapelung einzelner Aschefälle auszugehen.

Erneute allmähliche Kornverfeinerung mit ebenflächiger Schichtung sowie Übergang in kohligen Pelit weisen auf aquatische Sedimente hin und stellen das Liegende der Brandschiefer der **Flöze 2a und 2** dar (Abb. 6). Diese Flöze sind normalerweise mit „Letten“-Lagen etwa 1,0 m mächtig, jedoch vergrößern sich diese Bergmittel bis zu ca. 3 m. Auch das Mittel zum 1. Flöz schwankt in der Mächtigkeit zwischen wenigen Zentimetern bis über 3 m. Es enthält einen markanten, wegen seiner vorzüglich erhaltenen Pflanzenfunde als „Blumengebirge“ bezeichneten Tuff-Leithorizont. Am Fundpunkt der von Hausse (1910) aus dem Königin-Carola-Schachtrevier beschriebenen Tetrapodenfährten und Trockenrisse ist das Zwischenmittel 3,85 m mächtig (Hausse 1910). Neben den Tonsteinen weisen feinklastische Lagen mit Makrofossilien, Cordaiten-Stämmen und -Wurzeln auf aquatisch-fluviatile Sedimentation in einem Calamiten-Cordaiten-Biotop hin. Schon Petzold (1842: 408) beschrieb Muscheln „unmittelbar unter dem oberen Steinkohlenflöz“.

Das **1. oder Hauptflöz** (Abb. 7) ist das jüngste, ascheärmste und mächtigste Steinkohlenflöz der Döhlen-Formation und deshalb fast vollständig abgebaut. Östlich von zwei „Porphyrit“-Kuppen traten bei Kohlsdorf und am Erdmuthenschacht Birkigt Mächtigkeiten bis zu 11,9 m auf (Naumann & von Cotta 1845: 305). Flözmächtigkeiten von 4-6 m waren weit verbreitet (Reichel 1966). Nach Tauber (1799) schwollt die sonst ca. 2,5 m mächtige Oberbank bei Kohlsdorf auf 4,7 m an. Das weicht von der normalen Bankausbildung wesentlich ab. Die mittlere Bank, auch „Schwarze Schicht“ genannt, ist am ascheärmsten und hält bei Vertaubungen in der Hainsberg-Quohrener Nebenmulde am weitesten aus (Hausse 1910). 1764 veröffentlichte Schulze das älteste Flözprofil mit detaillierten „Letten“- und Bankbezeichnungen. Die immer noch gültige klassische Gliederung des 1. Flözes durch 6 „Letten“ in 7 Kohlenbänke mit teils farblichen aber auch technologischen Bezeichnungen stellte Hausse (1892) zusammen. Als wichtiger Leithorizont trennt die „Fremde Lette“ die Unter- von der Mittelbank und die „Große Lette“ die Mittel- von der Oberbank (Abb. 6 u. 7). Großflächig uranführend waren die „Graue“ und die „Fahle Schicht“. Im oberen Abschnitt des 1.

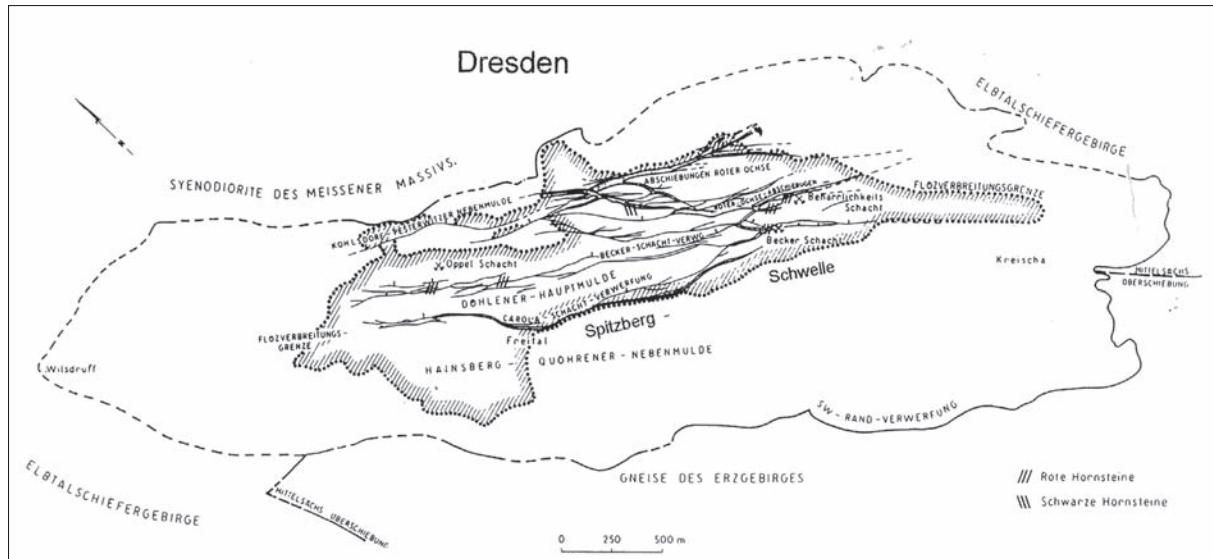


Abb. 8: Döhlen-Becken: Flözverbreitung und Bruchtektonik (aus Reichel et al. 1984).

Fig. 8: Döhlen Basin: Outline map of coal seams and main faults (from Reichel et al. 1984).

Flözes ist die 3 bis 10 cm mächtige „Große Lette“ einer der wichtigsten Leithorizonte. Pälchen (1963) bezeichnete diese Lette als Pseudomorphosentonstein, nach Schüller & Hoehne (1951) liegt ein „fossiler Ton“ vor. Hoffmann (2000) vermutet einen Pyroklastit-Leithorizont in kohleführender Fazies.

Das 1. Flöz wird von der „Grünen Schale“ abgeschlossen, einem feinschichtigen bis laminierten, hell- bis olivgrünen tuffitischen Tonstein, der 10 bis 20 cm mächtig ist. Die „Grüne Schale“ ist der Fundhorizont einer Gruppe von sechs *Haptodus saxonicus*-Skeletten, die 1901 entdeckt wurden (Hausse 1902).

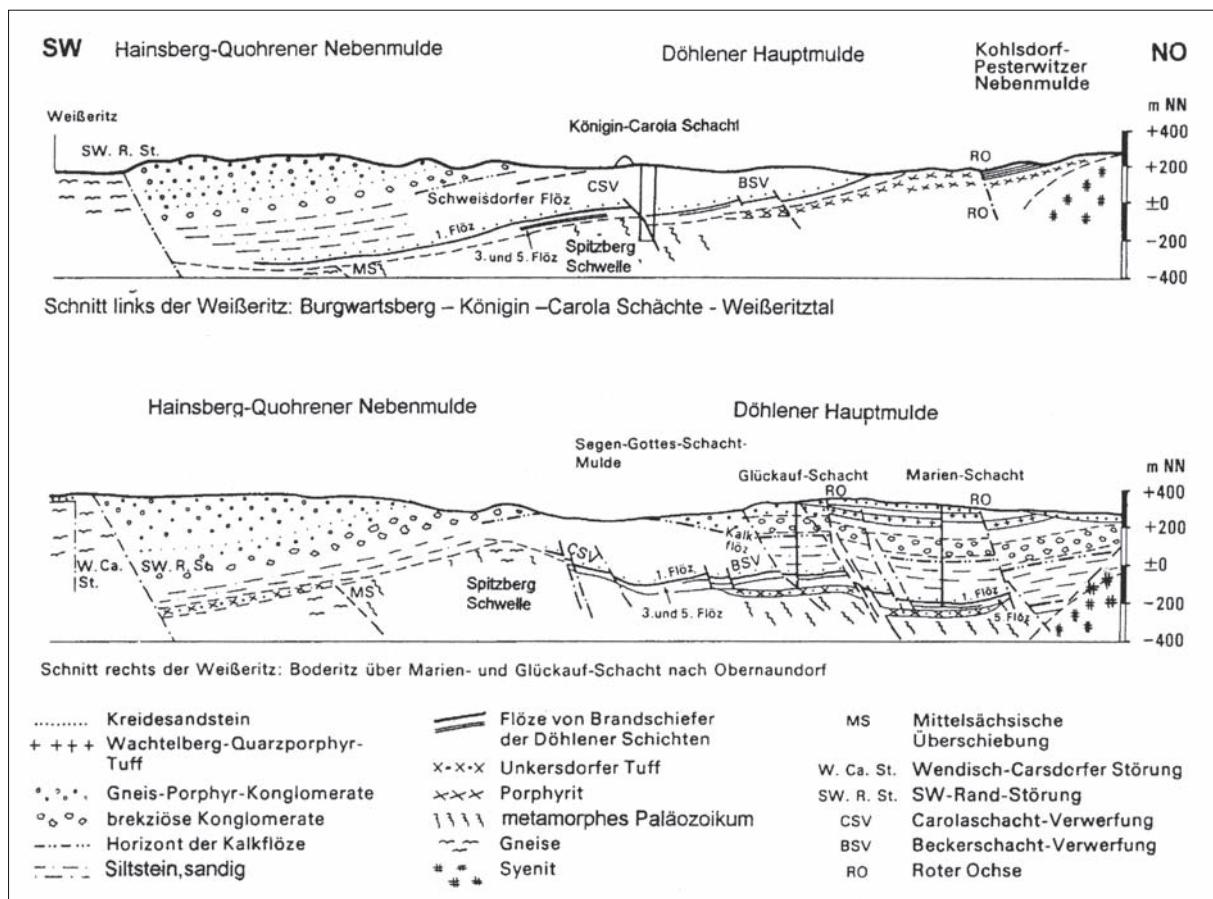


Abb. 9: Döhlen-Becken, Querschnitt 28 und 50, links und rechts der Weißeritz, halbschematisch (aus Reichel 1966).

Fig. 9: Döhlen Basin, cross section 26 and 50, left and right of the Weißeritz River, half scheme (from Reichel 1966).

Annähernd aus diesem Niveau stammen auch die von Schulze (1777) und Ludwig (1861) beschriebenen Muschel-Funde.

Das Hangendkarbonat des 1. Flözes (Abb. 6), über der „Grünen Schale“ und wenigen cm Pelit, ist nur vom Weißenitztal ab nach N bekannt. Nach Naumann & von Cotta (1845) ist es als Decke des Kohlenflözes 2 Fuß (ca. 0,6 m), nach Bohrungen 1,5 m mächtig. Das Karbonat wurde mit der Kohle abgebaut und gebrannt (Tauber 1799). Diese Kalk-Mergel-Bank ist bei Revisionsarbeiten in der Ernst-Strecke in Döhlen aufgeschlossen worden. Hier ist der Mergel dunkelgrau und massig. Eingelagert sind „lindgrüne“ Klasten von Tonstein mit bis zu 1 cm Durchmesser. Es gibt keinerlei Lamination. Daher ist zu vermuten, dass es sich um eine Schlammstromablagerung handelt.

Das Hangende des 1. Flözes ist ein sehr variabler und stratigraphisch nicht exakt abzugrenzender Bereich. Nach den Bohrungen Freital 7 – 15 wurde die Grenze zur nächsten Formation ins Liegende einer grobklassisch-konglomeratischen Abfolge gelegt. Damit verblieben 1,2 bis 10,9 m Pelite in der Döhlen-Formation (Reichel 1966: Anl. 4), die früher als „Kohlstein“ bezeichnet wurden. Lokal stehen wenige Dezimeter im Hangenden des 1. Flözes massive Bänke meist mittelkörniger Arkose an, zum anderen sandfreie Pelite über dem Kalkhorizont, der in einem buchtartigen flach-lakustrinen Bereich abgelagert wurde.

Die Verbreitung der Flöze zeigen Abb. 8 und 9.

Petrographie der Kohlen (Reichel)

Die **Kohlelithotypen** und **Kohlemazerale** sind vielfältig und different zu anderen Kohlelagerstätten. Besonders die bei der Uran-Erkundung gewonnenen Erfahrungen ermöglichen eine Faziesanalyse. Die Mikrolithotypen sind Indikatoren für die Fazies und die Lage zu einer Isokline zwischen zirkulierendem Oberflächenwasser mit gewissem Sauerstoffgehalt und stagnierendem Hypolimnion im Kohlenmoor oder im Moorsee mit reduzierenden Eh-Werten (Abb. 10). Es werden unterschieden (Christoph 1965, Tzschoppe 1960, Reichel 1984):

- Glanzstreifenkohle: vorwiegend Vitrinit mit Brandschiefer-Laminen (Abb. 18 rechts). Es ist die „Normalkohle“ des Beckens und der Indikator für relativ „trockene“ Bruchwalfazies mit Cordaiten-Calamiten-Biotopen. Durch hohen, meist punktuellen Aschegehalt entsteht „Unreine Kohle“.
- Gelkohle: vorwiegend strukturloser Vitrinit (= Collinit) mit relativ geringem S-Gehalt (2 - 3 %). Stratiforme Karbonat-Konkretionen deuten auf Gyttja hin (Reichel 1984: 320).
- Cannel-Boghead-Kohle: die „Auerswälder Kohle“ in der älteren Literatur (Tzschoppe 1960); vorwiegend

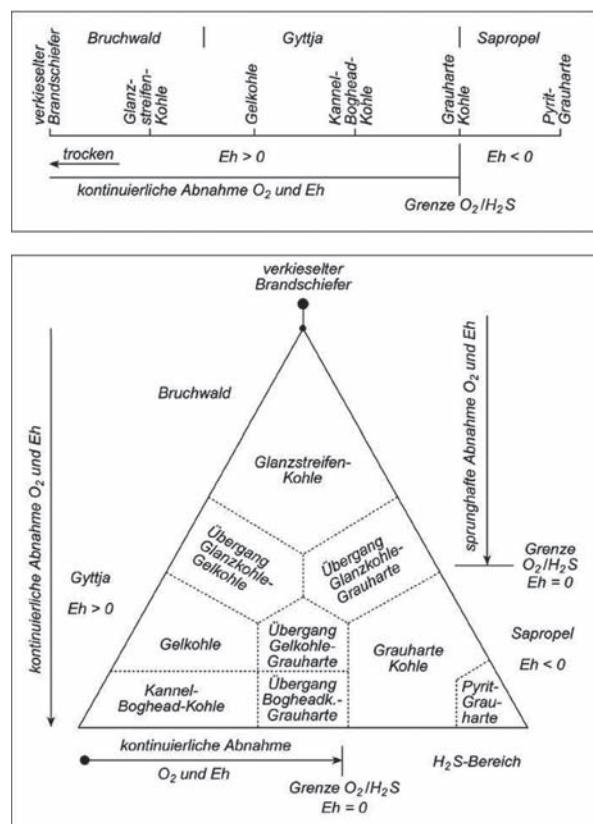


Abb. 10: Geochemie und Fazies der Kohlelithotypen (aus Reichel 1984).

Fig. 10: Geochemistry and facies of the coal lithotypes (from Reichel 1984).

Clarit mit dicht gelagerten Mikrosporen, Makrosporen und Algen (Christoph 1965, Horst 1956). Es ist ein eindeutig subaquatischer Faziestyp mit nur 4% Schwefel.

- Grauharte Kohle: stark glänzender collinitischer Vitrinit (Abb. 7) als Schmitzen in grünlichgrauer asche-reicher Grundmasse, daher hart. Die Vitritschmitzen sind mitunter als Calamitenachsen zu identifizieren. Sehr viel syngenetischer Pyrit, z. T. Melnikovit (Christoph 1959: 149), 10-30 % Schwefel, davon konnten 27% in sulfidischer Bindung nachgewiesen werden. Dies deutet auf extrem-sapropelitische Bedingungen hin.
- Brandschiefer: Carbargilite und Carbunkerite als Zwischenlaminen in Kohlen und Übergänge zu kohligem Siltstein. Auf Schwellen und an der Oberkante der Flöze sind sie oft silifiziert.
- Hornsteine: stratiforme verkieselte Brandschiefer oder Silizitlinsen (früher „Schwüle“), die in den obersten Flözsichten oder über Schwellen des Untergrundes gefunden wurden. Bräunliche bis schwarze Chalcedonlagen weisen darauf hin, dass die Bildung in „extrem trockenen“ Bereichen der Moore erfolgte (Reichel 1984: 325). Die Hornsteine der Kohlenflöze unterscheiden sich von denen, die durch Thermen ent-

standen, und von den „Madensteinen“ der Bannewitz-Formation.

Die meisten Lithotypen lassen eine erhebliche subaquatische Vergelung der Biomasse erkennen, die durch Bakterien und auch durch die Uranmineralisation gefördert wurde. Durch Spezialkartierungen konnten die Übergänge der Faziestypen sowie die geochemischen Eh- und pH-Verhältnisse der Moorbereiche dargestellt werden (Reichel 1984: 329 und Abb. 10). Bei lateralen Übergängen von „Letten“ oder Sapropeлитbänken in Arkosen ist es möglich, Kompaktionen von 5:1 bis 7:1 nachzuweisen. Die Verknüpfung von Isopachen der Flözzwischenmittel mit uranführenden sapropelitischen Kohle-Lithotypen und Abschiebungen, modifiziert durch diagenetische Setzung, zeigt die wechselnde Ausbildung von Subsidenzbereichen (vgl. Reichel & Schauer 2006: 142 und Abb. 4-20).

Der **Inkohlungsgrad** der Kohlen in der Döhlen-Formation ist durch mikrophotometrische Reflexionsmessungen an Kohlenanschliffen bestimmt worden (Christoph 1965: 53, Künstner 1974: 49, Abb. 27). In Glanzstreifenkohlen wurden Reflexionswerte gemessen, die für Gaskohlen/Gasflammkohlen charakteristisch sind. Die Kohlenflöze des Döhler Beckens haben mitunter an einem Profilpunkt unterschiedliche Inkohlungsgrade in benachbarten Lagen oder Bänken (Abb. 7). In der unmittelbaren Umgebung erzeugten Strahlungshöfe von Uran-Anreicherungen pleochroitische Höfe und Inkohlungssteigerungen vom Gasflamm- bis zum Anthrazit-Stadium (Künstner 1974: Abb. 27). Durch Überschreitung des Inkohlungssprunges wurde Methan frei.

Gegenüber der möglichen Druckbelastung durch die Sedimentdicke und einem normalen Temperaturgradienten ist der Inkohlungsgrad zu hoch. Er kann nur auf eine geringere geothermische Tiefenstufe während der Sedimentation zurückgeführt werden, die auch die metasomatischen Vorgänge erklärt. Nach Erfahrungen von M. Barthel (mündl. Mitt.) bei der Mazeration der Makroflora aus dem Schweinsdorf-Flöz (Niederhäslich-Formation) ist der Inkohlungsgrad in diesem Niveau weitaus geringer als in der Döhlen-Formation. Somit ist wahrscheinlich, dass der Temperaturgradient und damit auch die Inkohlung durch die inzwischen gestapelten Sedimentpakete verringert wurden.

Faziemuster und Bildungsbedingungen

Die Zyklizität in der Döhlen-Formation beruht auf unterschiedlichen Faktoren. Die beiden Mesozyklen beginnen mit tektonisch induzierter rascher und dann abklingender Subsidenz. Sie werden durch vulkanotektonisch gesteuerte Kleinzyklen untergliedert, die auf dem Zusammenwirken von Subsidenz/Relieferneuerung und großflächigen Aschefällen beruhen. Charakteristisch sind laterale und vertikale Wechsel zwischen fluviatilen, tuffitischen, geröllführenden

Arkosen, subaquatisch sedimentierten Aschen- und Kristalltuffen sowie deren Umlagerungsprodukten, tuffitischen lakustrinen Ton- und Mergelsteinen (letztere z.T. karbonatisierte Pyroklastite) sowie den in sich lateral und vertikal sehr differenzierten Flözen von Brandschiefern, Glanzstreifenkohlen, Cannel- und Boghead- sowie anderen Pyrit-reichen Sapropelkohlen (Reichel 1984). Der Bildungsraum der Moore, die in den Kohle-Lithotypen überlieferten und die in Beziehung zum Paläorelief stehenden Faziesmuster sind in Christoph (1957, 1965) sowie Reichel (1984) detailliert dargestellt. Spezifische Phänomene, wie fluviatile Rinnen im Moor („Bergschüsse“) und Erdbebenspalten („Kämme“) sowie syn- und postsedimentäre tektonische Prozesse werden von Reichel (1985) diskutiert.

In und zwischen die Flöze sind die von den Bergleuten als „weiße Tonsteine“, „Letten“ und „Arkosen“ bezeichneten Aschen- bis Kristalltuffe und lakustrine graue Pelithorizonte eingeschaltet, die als vorzügliche, meist weit aushaltende Leithorizonte für die Flözparallelisierung verwendbar sind (Stutzer 1931, Schüller & Hoehne 1951, Borbe 1959, Pälchen 1963, Rösler et al. 1967, Reichel 1970). Die Aschentuffe zeigen durch Formen der Vitroklasten (shards) einen gewissen, die Kristalltuffe bei sehr hohem Kristallanteil einen starken Fragmentierungsgrad an. Als Kristalle, die idiomorph, aber oft zerbrochen vorliegen, dominieren Quarz und Feldspat, wechselnd häufig sind Zirkone und Apatit. Lithoklasten fehlen oder sind selten. Indikatoren für katastrophenartig heftige Aschefälle sind die in der Regel messerscharfen Oberkanten der Flöze sowie insbesondere die häufigen, aufrechtstehend begrabenen, bis 3 m hohen Calamiten-Stämme im Top der Flöze (z.B. Geinitz 1856, Tafel X, oder Schachtanlage Gittersee, Schacht 5 - Reichel 1970). Die Flözzwischenmittel zeigen über Vulkanitkuppen teilweise Mächtigkeitsreduzierungen.

Der Uranbergbau in der Döhlen-Formation zielte insbesondere auf sapropelitische Kohlen und ihre Brandschiefer-Äquivalente. Von großem Interesse war dabei die sogenannte „Grauharte Kohle“. Unter den Kohlen dieses Beckens enthält sie, neben der Gelkohle, die höchsten Gehalte an Uran und Vanadium. Faziell kommt nach Christoph (1965) der Grenzbereich von Gyttja und Sapropel in Frage (vgl. Abb. 10).

Über die Ausbildung der Döhlen-Formation außerhalb der Kohle führenden Graufazies der Döhlen-Hauptmulde sowie über den Übergang aus der Graufazies in die Rottfazies der Hainsberg-Nebenmulde ist mangels Aufschlüssen und Bohrungen wenig bekannt.

Fossilführung

Über die reiche, z.T. als autochthone Assoziationen am Wuchsorit in den Tuffen und Tuffiten vorzüglich mit Mikrostrukturen erhaltene Flora ist in Barthel (1976),

Barthel & Rössler (1995), Rössler & Barthel (1998) sowie in Schneider & Barthel (1997) nachzulesen. Neben aufrechtstehenden Calamiten-Achsen konservierte der Tuffit im Hangenden des 5. Flözes eine reiche Moorflora - es ist der beste Fundhorizont des Döhlen-Beckens (Barthel et al. 1976). Weitere wichtige Funde stammen aus der Lette 7, 5. Flöz, dem Hangenden des 3. Flözes und aus dem im Hangenden des 2. Flözes ausgebildeten so genannten „Blumengebirge“.

Über einen *Arthroleura*-Fund und weitere in der Döhlen-Formation bekannt gewordene Invertebraten (Insekten, Diplopoden) berichten Schneider & Barthel (1997), die Tetrapodenfährten-Funde wurden von Walter & Hoffmann (2001) zusammengestellt. F. von Huene (1925) beschrieb die berühmte Platte mit 6 Pelycosaier-Skeletten aus der Grünen Schale (Spindler 2008).

Alter

Nach Makroflora (Barthel 1976, 2006, Schneider & Barthel 1997) jünger als die Wettin-Subformation (Stefan C des Saale-Beckens), große Übereinstimmung mit der Manebach-Formation im Thüringer Wald und etwa gleichalt mit der Netzkater-Formation des Ilfeld-Beckens, d.h. tiefstes Unterrotliegend (*Synsiphlebia ilfeldensis*-Zone, Schneider & Werneburg 1993). Dies wurde 2004 durch Conchostraken-Funde von U. Hoffmann gestützt.

7.10.5 Niederhäslich-Formation

Name: Nach Niederhäslich, einem Ortsteil der Stadt Freital.

Erstnennung: Niederhäslich-Schweinsdorfer Schichten (Reichel 1966)

Synonyme: „Stufe der grauen Schiefertone und Sandsteine“ sowie „Stufe der bunten Schieferletten, Mergel und Schiefertone“ (Pietzsch 1914); Niederhäslich-Schweinsdorfer Schichten (Reichel 1966), Niederhäslicher Schichten (Schneider 1999).

Definition: Die Niederhäslich-Formation beginnt mit Konglomeraten und deren feinklastischen Äquivalenten über der Döhlen-Formation und besteht hauptsächlich aus pelitischen und psammitischen Sedimenten mit wechselndem Anteil an konglomeratischen Einschaltungen. Der Zauckerode-Tuff im unteren sowie im oberen Profilschnitt ein Brandschiefer- und zwei Kalkstein-Horizonte dienen als zum Teil weit aushaltende Markerhorizonte.

Untergrenze: Basale Grobklastika oder deren Äquivalente auf Döhlen-Formation.

Obergrenze: Basale Grobklastika der Bannowitz-Formation auf der Niederhäslich-Formation.

Typlokalität: ehemalige Kalkabbaue bei Niederhäslich mit Tetrapoden (Credner 1880, 1893).

Typische Profile: Bohrungen Freital 7/58, Freital 15/60 (Bohrkerne und Proben archiviert im Sächsischen Landesamt für Umwelt und Geologie), Bohrung 540/66; natürliche übertägige Aufschlüsse, allerdings nur des Profils oberhalb des Zauckerode-Tuffs, bieten die Hanganschnitte und Wasserrisse am östlichen Weißenitz-Ufer vom Beginn des Mühlgrabens in Freital-Deuben flussaufwärts bis zum Übergang der S-Falte des Poisentals in das Weißenitztal bei Schweinsdorf bzw. Hainsberg. Die Sedimente unmittelbar im Hangenden des Zauckerode-Tuffs und dieser Tuff selbst sind gegenwärtig in der Ziegelei Eder in Freital-Zauckerode aufgeschlossen.

Gesamtstärke: 250-320 m

Verbreitung und Mächtigkeitsvariation

Die Konglomerate an der Basis der Formation können wenige Meter bis 35 m mächtig sein. Die darüber folgenden Unteren Schluffsteine werden ca. 30 bis 50 m mächtig. Zwischen dem Top des weit aushaltenden und damit als Bezugsniveau geeigneten 1. Flözes der Döhlen-Formation und der Basis des Zauckerode-Tuffs können in Richtung auf die Beckenränder ca. 30 m (z.B. Bohrung 540/66) oder in Depotzentren mehr als 70 m (Gebiet um Zauckerode) Sedimente ausgebildet sein. Der Zauckerode-Tuff erreicht bis mindestens 6 m Mächtigkeit. Diese Mindestmächtigkeit für die primären Ablagerungen ergibt sich aus dem Nachweis akkretionärer Lapilli in dieser Höhe über der Basis des Tuffhorizonts. Die Oberen Schluffsteine sind dann ca. 130 bis 170 m mächtig, es sind aber teilweise noch größere Mächtigkeiten dokumentiert (Bohrung 540/66).

Die in den oberen 40 m der Niederhäslich-Formation ausgebildeten Tuffe, Kalksteine und laminierten Tonsteine und Brandschiefer sind Bildungen in Gebieten mit den größten Absenkungsbeträgen über tektonisch aktiven Störungen. Die Laminite des Meisel-Schacht-Flözes sind im NE des Störungssystems „Roter Ochse“ im Raum Gittersee – Heidenschanze erbohrt worden, das Schweinsdorf-Brandschiefer-Flöz als ein kohlig-palustriner Horizont ist vorwiegend in der Hainsberger Nebenmulde ausgebildet.

Lithologie und lithostratigraphische Untergliederung

In weiten Teilen des Beckens gilt folgende Untergliederung:

Hangendes: Bannowitz-Formation

Schluffsteine mit Kalkstein- und
Brandschiefer-Flözen 20-50 m

Birkigt-Heilsberg-Tuff (nach Reichel 2006) 3-10 m

Obere Schluffsteine 130-210 m

Zauckerode-Tuff	1,5-8 m
Untere Schluffsteine	30-70 m
Basale Konglomerate und äquivalente Feinklastika	10-33 m
Liegendes: Döhlen-Formation	

Die Niederhäslich-Formation der Döhlen-Hauptmulde beginnt in der Regel mit **grauen Rhyolith-Gneis-Konglomeraten** im Wechsel mit geröllführenden Grobsandsteinen, die wenige Meter bis 35 m mächtig sein können. Die im Hangenden der Grünen Schale der Döhlen-Formation ausgebildeten grauen, z.T. karbonatischen Ton- und Schluffsteine mit Mächtigkeiten von einigen Dezimetern bis Dekametern wurden früher als „Kohlstein“ ebenfalls in die Döhlen-Formation gestellt. Nach tonmineralogischen Untersuchungen unterscheiden sie sich durch ihre Zusammensetzung aus Illit, ungeordnetem Kaolinit und Quarz deutlich von den aus Pyroklastiten hervorgegangenen Klastiten im Top der Döhlen-Formation mit geordneten Illit-Smektit-Wechselleagerungsmineralen, gut kristallinem Kaolinit und Quarz sowie Kalifeldspat. Sie werden deshalb als Äquivalente grobklastischer Basissedimente der Niederhäslich-Formation angesehen (Schneider et al. 2001).

Im Normalprofil der Döhlen-Hauptmulde (Abb. 3) folgen die **Unteren Schluffsteine**, d.h. grüngraue, z.T. gering pedogen überprägte, fluviatile bis flach-lakustrine Schluffsteine, in die wiederholt geringaushaltende grauweiße bis violette und grünliche dm- bis m-mächtige Aschen- bis Kristalltuffe und deren Um-lagerungsprodukte eingeschaltet sind. Trotz günstiger Erhaltungsbedingungen sind diese Schluffsteine bemerkenswert fossilarm. Außer Wurzelspuren, z.T. als Rhizokonkretionen, und Pflanzendetritus sowie Fragmenten thallöser Algen wurden bisher fast keine Makrofossilien gefunden.

Innerhalb der Niederhäslich-Formation erfolgt ein Farbumschlag von grünlichgrauen zu braunen bis rötlichgrauen Farbtönen, in manchen Bohrungen ist er mehrfach zu beobachten. Dieser Farbwechsel begann im Grubenfeld Heidenschanze wenige Meter im Hangenden des 1. Flözes, an anderer Stelle erst ca. 100 m höher. Durch Bohrergebnisse ist nachgewiesen, dass der faziell bedingte und nicht stratiforme Farbwechsel keine lithostratigraphische Bedeutung hat.

Der **Zauckerode-Tuff** (Synonym „Große Lette über den Flözen“) bildet einen Leithorizont ca. 60 m bis 70 m im Hangenden des 1. Flözes der Döhlen-Formation bzw. über der Basis der Niederhäslich-Formation. Er ist meist sepiabraun bis gelbbräunlich gebleicht und tonig devitrifiziert, gelegentlich wurde der Staubbuff an der Basis auch mit violetter Farbe erbohrt. Über dem massigen Staubbuff an der Basis folgen stratifizierte Aschentuffe vereinzelt mit Lagen von akkreti-

onären Lapilli. Im Hangenden erscheinen mehrfache Wechselleagerungen von völlig homogenen, glimmerreichen Aschentuffen mit vitroklastischer Struktur und quarzreichen Kristalltuffen; Lithoklasten fehlen. Nach diesen Merkmalen kann der Tuff auch außerhalb der Flözverbreitung erkannt werden. Geochemie und Gefüge weisen den Zauckerode-Tuff als medialen rhyolithischen fallout-Pyroklastit aus (Hoffmann 2000, Hoffmann & Schneider 2005).

Auf dieser primären Abfolge lagern besonders im Raum Wurgwitz-Zauckerode-Döhlen-Gittersee-Bannewitz, d.h. in der Döhler Hauptmulde, Ablagerungen aus umgelagertem pyroklastischen Material mit mehreren Metern bis Dekametern Mächtigkeit, die durch Schrägschichtung, bessere Sortierung und teilweise durch Pflanzendetritus auf Schichtflächen gekennzeichnet sind. Diese weißlich-grauen bis weiß-grünen Sedimente gehen fließend in die **Oberen Schluffsteine** über. Letztere bestehen aus graugrünen sandigen Schluffsteinen mit Einschaltungen von Grobsand- und Konglomerat-rinnen sowie flach schräg bis bogig-schräg geschichteten Sandsteinen und schluffigen Sandsteinen; enthalten sind Gerölle bis 10 cm Durchmesser von Monzonit, Gneis und Rhyolithen. Eingeschaltet sind blaugraue bis rötlich-violette, z.T. tonig zersetzte, dm-mächtige Aschentuffe. Alterierte Bimslapilli sind auf Schichtflächen im gesamten Profil häufig. Davon abweichend wurden in der Depression von Kreischa (Döhler Hauptmulde, Bohrung 540/66) 108 m Wechselleagerungen von Zehner Meter Schluffsteinen und Sandsteinen mit 5 m bis 10 m Konglomeraten erbohrt, die vor allem aus Gneis- und Rhyolithgerölle von im Mittel 3 cm bis 5 cm, maximal 10 cm Durchmesser bestehen.

Die 20-50 m mächtigen Pelite im Top der Niederhäslich-Formation führen in einer pyroklastitreichen, graugrün bis blaugrau, violett und rot gefärbten Folge zwei grau-grüne lakustrine bituminöse Karbonat-Horizonte, die Niederhäslich-Kalke.

Reichel (in Reichel & Schauer 2006) scheidet zwischen den Oberen Peliten und dem unteren Kalkstein-Horizont einen 3-10 m mächtigen, durch Kartierung verfolgbaren Horizont, den Birkigt-Heilsberg-Tuff aus. Charakteristisch sollen intensiv grüne und violettrote bis lavendelblaue plattige Staubb- und Kristalltuffe sein. Einzelvorkommen beschreiben Reichel & Schauer (2006: 106), jedoch gehören nach den Kartierungen von Schneider (1999), Schneider & Hoffmann (2001) sowie Hoffmann & Schneider (2005) nicht alle diese Vorkommen dem Niveau der Kalkstein-Horizonte bzw. der Niederhäslich-Formation überhaupt an. Die **Niederhäslich-Kalksteine** treten in zwei 0,7-2,2 m mächtigen Bänken mit einem Abstand von 12-34 m auf. Mitunter sind es mehrere Bänke oder auch nur geringmächtige Lagen (Abb. 11). In einem Interims-aufschluss am Windberg in Freital-Hainsberg konnten

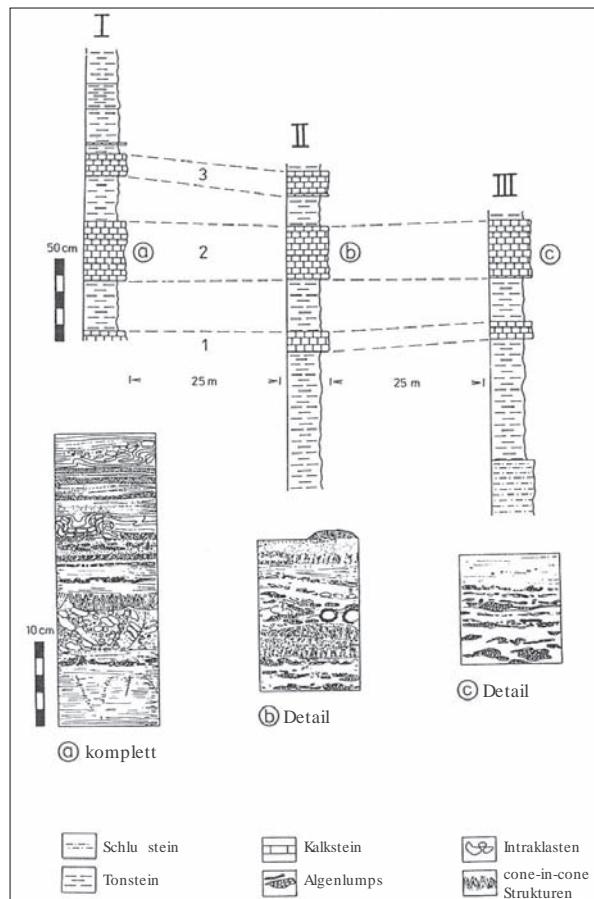


Abb. 11: Niederhäslich-Formation, Unterer Niederhäslich-Kalkstein im Bahneinschnitt bei Freital-Birkigt. Zwischen den Kalkstein-Horizonten sind Aschentuffe bzw. tuffitische Schluffsteine und Tonsteine eingeschaltet (nach Schneider & Gebhardt 1992, Schneider 1994);

(a) Dünnschliff über den kompletten Kalkstein-Horizont 2; (b) Dünnschliff mit Mikrofaziestyp „Laminierter Peloidkalk“; (c) Dünnschliff des Mikrofaziestyps „Laminierter Peloidkalk“ mit unregelmässig horizontal laminierter mikritischer Matrix.

Fig. 11: Niederhäslich Formation, Lower Niederhäslich Limestone in the railway cutting near Freital-Birkigt. Ash tuffs and tuffaceous siltstones and claystones are intercalated between the limestone horizons (after Schneider & Gebhardt 1992, Schneider 1994);

(a) Thin section of the complete limestone horizon 2; (b) Thin section of microfacies type "laminated peloidal limestone"; (c) Thin section of microfacies type "laminated peloidal limestone" with wavy horizontal laminated micritic matrix.

1999 im 1,2 m mächtigen Unterer „Kalkflöz“ 5 massive Kalk-Mergel-Bänke, getrennt durch mm-mächtige Pelit- oder Tuffitlagen, kartiert werden (Profilaufnahme Reichel 1999 bzw. Hoffmann und Schneider 1999 - siehe Hoffmann 2000: Anl. 17). Die historischen Abbaue werden von Gürtler (2000) beschrieben, Details zur Fazies und Fossilführung finden sich in Schneider & Gebhardt (1992), Gebhardt & Schneider (1993) sowie weitere Daten bei Reichel & Schauer (2006).

Nur im Bereich des NW-SE streichenden Störungssystems „Roter Ochse“ vor dem nordöstlichen Beckenrand folgt im Abstand von etwa 10 m über dem Unterer Kalkstein-Horizont das sog. Meisel-Schacht-Brandschiefer-Flöz. Die im Verbreitungsgebiet des „Flözes“ abgeteuften Bohrungen Gittersee 3/51 bis 5/51 trafen in diesem Niveau schwarze bis braungraue, fein laminierte Ton- und Mergelsteine an.

Vor allem in der Hainsberg-Quohrener Nebenmulde ist etwa 20 m über dem Oberen Kalkstein-Horizont das mit Zwischenmitteln bis 5,5 m mächtige Schweinsdorf-Brandschiefer-Flöz nachzuweisen. Lokal wurde es auch in der Döhlener Hauptmulde im Wettin-Grund angetroffen (im Detail siehe Reichel & Barthel 1964). Mit diesem Flöz zusammen treten oft schwarze bis schwarzgraue, laminierte bis homogene, dm-mächtige Silizit-Bänke (Hornsteine) auf (Reichel et al. 1984). Im Bereich Freital-Deuben wurde eine Uran-Vanadium-Vererzung untersucht, die auf sapropelitische Fazies weist und bei Schweinsdorf, beim Bau der Papierfabrik Hainsberg und im Wettingrund, sind unreine Kohlen-Brandschiefer erschlossen worden. Bauarbeiten wiesen nach Reichel auf Blatt Kreischa angeblich kohlige Lagen des Flözes östlich Possendorf nach (Beobachtung von H. Walter 1991 an einer Gasleitung und von W. Reichel 2005 Straßenbau an der Laue).

In der gröberklastischen Fazies der durch Bohrungen kaum erschlossenen Hainsberg-Quohrener Nebenmulde ist eine Abgrenzung der Niederhäslich-Formation gegen die dort ebenfalls gröberklastische, braune und rote, selten graue und praktisch flözfreie Döhlen-Formation im Liegenden und die Bannewitz-Formation im Hangenden oft nur schwer möglich (Schneider 1999). Die Niederhäslich-Formation besteht hier überwiegend aus braunen bis rotbraunen Sandsteinen, Schluffsteinen und häufig eingeschalteten Konglomeraten mit nur selten nachgewiesenen Äquivalenten der Niederhäslich-Kalke (Bohrungen Ft 16/62, ASW 1/35 bis 3/36, Bohrung 539/66, GW Possendorf 1/1962) – vgl. Schneider (1999). Nach Auffassung von Reichel in Reichel & Schauer (2006) gehören die Gneisfanglomerate an der Nordostflanke der Quohrener Kippe und des Hermsdorfer Berges in die Niederhäslich- und nicht in die Bannewitz-Formation. Die dort von Schneider (1999) detailliert kartierte und in die Bannewitz-Formation gestellte bis 70 m mächtige Serie von plattigen, weißlich bis grünlichen Kristall- und Aschentuffen, geröllführenden grauweißen bis graugrünen Arkosen und Grobsandsteinen sowie roten Sandsteinen und schluffigen Sandsteinen wird von Reichel als der mit dem Niederhäslich-Kalk assoziierte violette Birkigt-Tuff der Niederhäslich-Formation bezeichnet.

Faziesmuster und Bildungsbedingungen

Aus den Faziesmustern der Niederhäslich-Formation ergibt sich ein weitgespanntes Becken mit flachen Reliefgradienten. Grobklastika werden vor allem von der SW-Beckenflanke geschüttet. Nach Auffassung von Reichel in Reichel & Schauer (2006: 105) ist ihr Anteil am Profil wegen der Einordnung der nahe der Quohrenner Kippe ausstreichenden Gneis-Fanglomerate in die Niederhäslich-Formation auch im SE und SSW erheblich (vgl. jedoch Schneider 1999, 57-59). Die NE-Flanke tritt als Sedimentlieferant nur noch in der unteren Niederhäslich-Formation lokal merklich in Erscheinung. Das Hinterland scheint durch aufsteigende Sedimentation und Expansion des Beckens in diese Richtung zunehmend eingedeckt zu werden. Es dominieren in den Depotzentren graugrüne, in Richtung der Beckenränder rote Feinklastika von Überflutungsebenen. Häufig sind Starkregenmarken, Trockenrisse und pedogene Karbonate. Pyroklastite haben einen erheblichen Anteil an der insgesamt hohen Sedimentationsrate (Schneider & Hoffmann 2005).

Am nordöstlichen Beckenrand lässt die Verbreitung und Mächtigkeit der Grobklastika Beziehungen zur Position der grobklastischen Fächer der Döhlen-Formation erkennen. Bevor die normale, dann nur 82 m mächtige Pelit-Fazies der Niederhäslich-Formation einsetzt, sind im Liegenden bis mindestens 106 m mächtige gröbere Klastite entwickelt. Ebenso werden aus SW, aus Richtung der Hainsberger Nebenmulde und über den nach NW abtauchenden Ausläufer der Spitzberg-Schwelle hinweg, grobe Klastite geschüttet. Zwischen den Fächern sowie in Richtung Beckenmitte der Döhler Hauptmulde werden im südlichen sowie im nordwestlichen Beckenteil die basalen Grobklastika durch plattige Sandsteine und sandige Schluffsteine vertreten, so dass sich ein scheinbar fließender Übergang aus der Döhlen- in die Niederhäslich-Formation ergibt.

Der Zauckerode-Tuff ist genetisch als Stapelung höchstens medialer, subaerisch bis subaquatisch abgelagerter fall-out-Tuffe zu interpretieren. Dafür sprechen auch die enthaltenen, bis 1 cm großen akkretionären Lapilli vom Rindentyp. Die weißgrauen bis weißgrünen Sedimente über den primär abgelagerten Pyroklastiten resultieren aus Aufarbeitung bzw. Umlagerung des Zauckerode-Tuffs. Demnach kann für diesen bis 30 m mächtigen Abschnitt Zauckerode-Tuff und Basis Obere Schluffsteine eine hohe Sedimentationsrate bzw. kurze Sedimentationsdauer angenommen werden.

Bereits im Unteren Schluffstein, d.h. im Liegenden des Zauckerode-Tuffs, können bräunliche oder rotbraune Gesteinsfarben auftreten. Im Allgemeinen vollzieht sich ein allmählicher Farbwechsel von graugrün nach graubraun, rotbraun und ziegelrot in den Oberen Peliten. Bioturbation ist in den Sedimenten nur selten

zu beobachten und auf die bräunlichen bis rötlichen Abschnitte beschränkt. In Richtung der Beckenränder wechseln graugrüne mit bräunlichen bis rotbraunen Sedimenten in der gesamten Formation. Die Häufigkeit pedogener Karbonatkonkretionen nimmt zum Hangenden hin zu.

Rotfärbungen und Ausbildung von Trockenrissen in den laminierten Kalksteinen im Top der Niederhäslich-Formation belegen ein wiederholtes, temporäres Trockenfallen des lakustrinen Bildungsraumes. Unmittelbar unter der Basis der auflagernden Bannowitz-Formation besitzen die Ton- bis Schluffsteine eine auffallende ziegelrote Farbe. Dies könnte Resultat einer längeren subaerischen Exposition und tiefgreifenden Oxidation vor Ablagerung der Bannowitz-Formation sein.

Fossilführung

Zur Genese, Mikrofazies, Fossilführung und Biostratigraphie der Kalke siehe Credner (1881), Boy (1977), Werneburg (1991, 1998), Schneider & Gebhardt (1992), Gebhardt & Schneider (1993) sowie Schneider (1994). Die Floren- und Faunenreste aus dem Bereich Schweinsdorf-Brandschiefer-Flöz wurden durch Reichel & Barthel (1964) bearbeitet.

Der Niederhäslich-Kalkstein ist eine der europaweit wichtigsten Lokalitäten für unterpermische Amphibien und Reptilien. Bei den Reptilien sind die in Europa sonst eher selten überlieferten Pelycosauroidea im Döhlen-Becken gleich mehrfach gefunden worden. Sie sind die Vorfahren der säugetierähnlichen Reptilien (Therapsiden). Es dominieren jedoch die Amphibien, darunter die Temnospondylier mit 5 Arten, von denen wiederum die Branchiosaurier am häufigsten sind. Die klassischen Untersuchungen stammen von Credner (1881-1893) sowie von Geinitz & Deichmüller (1882), neuere Untersuchungen vor allem von Boy (1990), Carroll & Gaskill (1971), Currie (1979) sowie Werneburg (1985, 1989, 1991, 1998 ff.) und Schneider & Werneburg (2012).

Schneider & Gebhardt (1992) sowie Gebhardt & Schneider (1993) haben sich mit der Mikrofazies der Niederhäslich-Kalksteine und dem Vorkommen mariner Kalkalgen in diesen Horizonten befasst. Diese Flora höherer Kalkalgen besteht vor allem aus Formen, wie sie im marinen Perm der Tethys verbreitet sind. Es wird angenommen, dass ihre winzigen Fortpflanzungscysten per Winddrift, durch zyklonartige Stürme transportiert, in das Döhlen-Becken gelangten. Der Niederhäslich-See stellte vermutlich keine geschlossene Wasserfläche, sondern nach der lateral schwankenden Anzahl und Mächtigkeit von Kalkbänken vielmehr eine Seenlandschaft mit einzelnen Seenbecken, Teichen und Tümpeln dar. In einzelnen dieser Wasserkörper könnte sich durch Verdunstung höher

salinaren und damit Wasser höherer Dichte im Hypolimnion sowie leichteres Süßwasser aus Zuflüssen nach Regenfällen im Epilimnion angesammelt haben. So konnten an Brackwasser adaptierte Organismen, wie die Kalkalgen, und Süßwasserorganismen, wie die Amphibien, im gleichen See existieren.

Dieser Lebensraum war für Fische offenbar existenzfeindlich (Reichel). Als Ursache vermutet Reichel Veränderungen des Wasserstandes und des Wasserchemismus durch Ausdehnung des von Schneider (1994) diskutierten höher salinaren Hypolimnions, auch Trockenfallen (Trockenrisse), Niederschläge feinster Pyroklastite, dokumentiert durch Tuffitlagen zwischen den Bänken, oder Gasexhalationen aus den Sapropeliten wären als Ursachen nicht auszuschließen. Da Fische jedoch im gesamten Döhlen-Becken fehlen, vermutet Schneider (1994) hingegen paläogeographische bzw. paläotopographische Immigrationsschranken (fehlender Abfluss oder übersteile Flussgradienten), die Fische nicht überwinden konnten.

Alter

Nach Amphibienresten im Niederhäslich-Kalkstein *Melanerpeton gracile* - *M. pulcherimus*-Zone, d.h. höchstes Unterrotliegend, Werneburg (1991), Werneburg & Schneider (2006). Dies gestattet u.a. die sichere Korrelation mit der oberen Oberhof-Formation, d.h. dem höchsten Unterrotliegend des Thüringer Waldes.

7.10.6 Bannewitz-Formation

Name: nach Bannewitz, einer Gemeinde südwestlich von Dresden.

Erstnennung: als Bannewitz-Hainsberger Schichten (Reichel 1966, 1970).

Synonyme: „Stufe der Gneis-Porphyr-Porphyrit-Konglomerate, Sandsteine und Brekzientuffe“ (Pietzsch 1914), Bannewitz-Hainsberger Schichten (Reichel 1966, 1970), Bannewitzer Schichten (Schneider 1999).

Definition: Die Bannewitz-Formation umfasst durchgehend in Rotfazies ausgebildete Epiklastite und Vulkaniklastite mit dem Wachtelberg-Tuff als Leithorizont im oberen Abschnitt.

Untergrenze: Einsetzen grober Klastite im Hangenden der Niederhäslich-Formation oder auf unterschiedlich altem Rotliegend bzw. auf Grundgebirge.

Obergrenze: Durch post-Rotliegend-Erosion nicht bekannt.

Typuslokalität: Tiefbohrungen im Raum Bannewitz, Backofenfelsen in Freital-Hainsberg.

Referenzprofile:

Das Normalprofil (Referenzprofil 1: Döhlen-Hauptmulde) stellte Reichel (1966, 1970) nach Tiefbohrungen im Raum Bannewitz auf; Typusbohrungen sind

Freital 7/58-16/70 sowie HG 6509/96 (Dokumentationen von M. Schauer 1996, unveröff., und Schneider et al. 1999) und die HG 6510/96 (Dokumentationen von M. Schauer 1996, unveröff., und Schneider et al. 1999, Schneider et al. 2001).

Die fazielle Vielfalt der Bannewitz-Formation erfordert neben dem Normalprofil weitere Referenzprofile für verschiedene Beckenabschnitte.

Referenzprofil 2: Hainsberger Nebenmulde, NW-Abschnitt, Tiefbohrung F 16, Aufschlüsse übertage am Backofenfelsen, an den Hängen des Weißenitztales bei Hainsberg, Tal von Quohren und im Lockwitztal.

Ein 3. Referenzprofil repräsentieren nach Auffassung von Hoffmann & Schneider (2005) die Grobklastika im Südostteil der Hainsberg-Nebenmulde im Gebiet von Quohren, die nach Reichel in Reichel & Schauer (2006) zur Niederhäslich-Formation gehören (siehe dort).

Mächtigkeit: Mindestens 200 m, in der Döhlen-Hauptmulde bis über 380 m: 350 m Bohrloch F 15, ca. 280 m Bohrloch F 16 und ca. 300 m in den Weißenitz-Talhängen, Hainsberg-Quohrener Nebenmulde.

Lithologie und Lithostratigraphische Untergliederung

Für die Untergliederung der Bannewitz-Formation werden unterschiedliche Begriffe gebraucht. Auf die von Schneider & Hoffmann (2001) publizierte Benennung als Member und die von Reichel vorgeschlagene Bezeichnung als Subformationen wird nachfolgend verzichtet:

Reichel 2006	Schneider & Hoffmann 2001	Mächtigkeit
Obere Wechselhafte Bänke	Obere Arkosen/ Fanglomerate	-68 m
Wachtelberg-Tuff	Wachtelberg-Tuff	9-12 m
Untere Wechselhafte Bänke	Untere Arkosen/ Fanglomerate	80-118 m
Oberes Vulkanitfanglomerat	Oberes Rhyolith-Fanglomerat	20-70 m
Gebänderte Feinklastite	Gittersee-Pyroklastite	25-75 m
Unteres Vulkanitfanglomerat	Unteres Rhyolith-Fanglomerat	15-55 m

Das **Untere Vulkanitfanglomerat = Unteres Rhyolith-Fanglomerat** ist zwischen 15 und 55 m mächtig und enthält Klasten zwischen 0,1-0,5 m Korndurchmesser. Die Primärfarbe der Rhyolith-, „Porphyrit“- und besonders der fluidaltexturierte Rhyolith-Gerölle sowie in-situ Bleichungen von Gerölle und Matrix gibt den Grobklastika ein buntes Bild (Abb. 10). Gesteinsfragmente bilden 20-40 % der Matrix. Vermutlich durch Zerbrechen bei Kollisionen ist die Zurundung der Klasten gering (Neumann 1961). Es kommen aber auch gerundete Gerölle vor, speziell unter den „Porphyriten“. Genetisch deutete Reichel (1966) diese Ablagerungen als Fanglomerate. Vermutlich überwanden Ströme mit starker Erosionskraft mit

den markanten Fluidalrhyolith-Klasten aus NW die „Porphyrit“-Areale im nordwestlichen Becken und nahmen diese Gesteine teilweise als Gerölle auf. In der Döhlener Hauptmulde drangen sie im Südosten bis in den Bereich Rippien-Hänichen-Possendorf vor (Abb. 15). Typische Aufschlüsse befinden sich am Windberg und bei Birkigt. Im südöstlichen Becken sind eckige Klasten selten. Es treten zunehmend Arkose- und Konglomeratbänke als Rinnenfüllungen auf, die Schneider (1999) als den distalen Bereich eines vorbauenden Fächersystems deutete. Auch am westlichen Beckenrand überlagern bei Grumbach Rhyolith-Fanglomerate die Tuffe und Tuffite der Niederhäslich-Formation (Hoffmann & Schneider 2005), die von Reichel als Birkigt-Tuff aufgefasst werden. Rhyolithklasten mit ausgeprägter Fluidaltextur werden vom Dobritz-Rhyolith bei Meißen abgeleitet. Der Anteil von Geröllen intermediärer Vulkanite („Porphyrite“) nimmt von ca. 50 % in den Unteren auf weniger als 20 % in den Oberen Rhyolith-Fanglomeraten ab. Detailliertere Geröllanalysen sowie Überlegungen zu den Liefergebieten finden sich bei Neumann (1961), Reichel (1966: Anl. 9) bzw. Reichel (1970: Anl. 11), Jaschke (2000) sowie Neumann in Reichel & Schauer (2006).

Nahe am NE-Beckenrand bildet ein Gneis-Quarz-Konglomerat die Basis der Bannewitz-Formation - diese Schüttungen können nur, das Becken querend, vom SW-Rand gekommen sein.

In der Hainsberger Nebenmulde entsprechen den brecciösen Fanglomeratbänken der Döhlener Hauptmulde Konglomerate mit groben, gut gerundeten Rhyolith-, Gneis- und einzelnen Fluidal-Rhyolith-Geröllen sowie Arkosebänke, die als fanglomeratische Bildungen randnaher Schwemmfächer zu deuten sind, wie z. B. am Aufschluss Cossmannsdorfer Brücke im W des Backofenfelsens. Überschneidungen der Schwemmfächer beider Mulden kommen vor.

Über dem Unteren Vulkanitfanglomerat bzw. Rhyolith-Fanglomerat folgen die **Gebänderten Feinklastite = Gittersee-Pyroklastit**. Dieser Horizont wird von Schneider & Hoffmann (2001) nach der charakteristischen Abfolge im Raum Gittersee benannt, wo er durch zahlreiche Tiefbohrungen erschlossen wurde (zuletzt durch die HG 6509/96 und HG 6510/96; Schneider et al. 1999, 2001). Die Mächtigkeit beträgt in der Döhlener Hauptmulde meist 25-75 m. Charakteristisch sind feinklastische Arkosebänke von blassrötlicher bis braunrötlicher Farbe mit braunroten, mm-mächtigen Pelitlagen. Die eben-horizontal bis flach schräg, im Zentimeter- bis Dezimeterbereich gut geschichteten Grob- bis Feinsandsteine enthalten umgelagertes pyroklastisches Material. Vereinzelt treten Dezimeter- bis Meter-mächtige geröllführende Horizonte mit großen, oft matrixgestützten Klasten auf. Kleine Erosionsscheinungen und Rutschungen sind typisch. Eingeschaltet

sind primär abgelagerte Aschen-, Kristall- und Lapillituffe. Der Gittersee-Pyroklastit lässt sich über mindestens 6 km verfolgen (Hoffmann & Schneider 2005; HG 6509/96, HG 6510/96, vgl. Abb. 12; Ft 7/58, 8/58, 7/59; Aufschlüsse in Steilhängen bei Schweinsdorf, „Schweinsdorfer Alpen“).

Die Äquivalente der Gebänderten Feinklastite sind in der Hainsberger Nebenmulde am Fuß des Backofenfelsens bei Hainsberg aufgeschlossen, ferner waren sie am Ost-Hang des Weißenitztales und an den obersten Häusern von Quohren in Baugruben zu finden (Reichel und Neumann). In Becken-Querschnitten sind maximale Mächtigkeiten in den Muldenzentren (Abb. 20) nachweisbar.

Das **Obere Vulkanitfanglomerat = Oberes Rhyolith-Fanglomerat** (Abb. 13) wurde in der Döhlener Hauptmulde mit Mächtigkeiten zwischen 20-60 m erbohrt. Es gleicht weitgehend dem Unteren Vulkanitfanglomerat bzw. dem Unteren Rhyolith-Fanglomerat. Abweichungen betreffen die Größe (bis 1,0 m Durchmesser) und den Anteil der Fluidalrhyolith-Gerölle, die nach Neumann (1961) 60 bis 70 % erreichen können, d.h. ihr Anteil hat im Vergleich zu den sonst texturell identischen unteren Rhyolith-Fanglomeraten deutlich zugenommen. Die Äquivalente in der Hainsberg-Quohrener Nebenmulde enthalten am Backofenfelsen und bei Hainsberg sowohl braune Rhyolith- und Gneis-Gerölle aus SW als auch Fluidalrhyolith- und „Porphyrit“-Gerölle aus NW. In der Bohrung F 16 im Zentrum der Nebenmulde fehlen Fluidalrhyolith-Gerölle. Nach SW schalten sich Arkosebänke zwischen die Konglomerate.

Untere und Obere Wechselhafte Bänke = Untere und Obere Arkosen/Fanglomerate gleichen sich und bestehen ebenfalls aus pyroklastitreichen, vulkaniklastischen Ablagerungen, besitzen aber eher den Charakter fluviatiler Sedimente. Es überwiegen rotbraune Farben. Grobsandsteine und kiesige Horizonte sowie Lapillitufflagen sind häufiger; Durchwurzelung schluffig-sandiger Bereiche ist die Regel. Die Basis bildet keine deutliche Grenze zum Liegenden. Braunrote Pelit-, Arkose- und Konglomeratlagen und -bänke sind lateral und vertikal häufig wechselnd miteinander verzahnt. Graue bis gelblich-weiße sekundäre Bleichungen sind häufig. Das Geröllspektrum entspricht dem der beiden Rhyolith-Fanglomerate.

Die beiden sandig-fanglomeratischen Einheiten werden durch den **Wachtelberg-Tuff** getrennt. Unter dem Tuff wurden in der Döhlener Hauptmulde 100-118 m und in der Hainsberger Nebenmulde ca. 105 m Bannewitz-Formation erschlossen. Über dem Tuff stehen in der Bohrung F 15 im Zentrum der Hauptmulde bei Bannewitz noch 68 m Sedimente der Alluvialebenen als Relikt der post-Rotliegend-Erosion an.

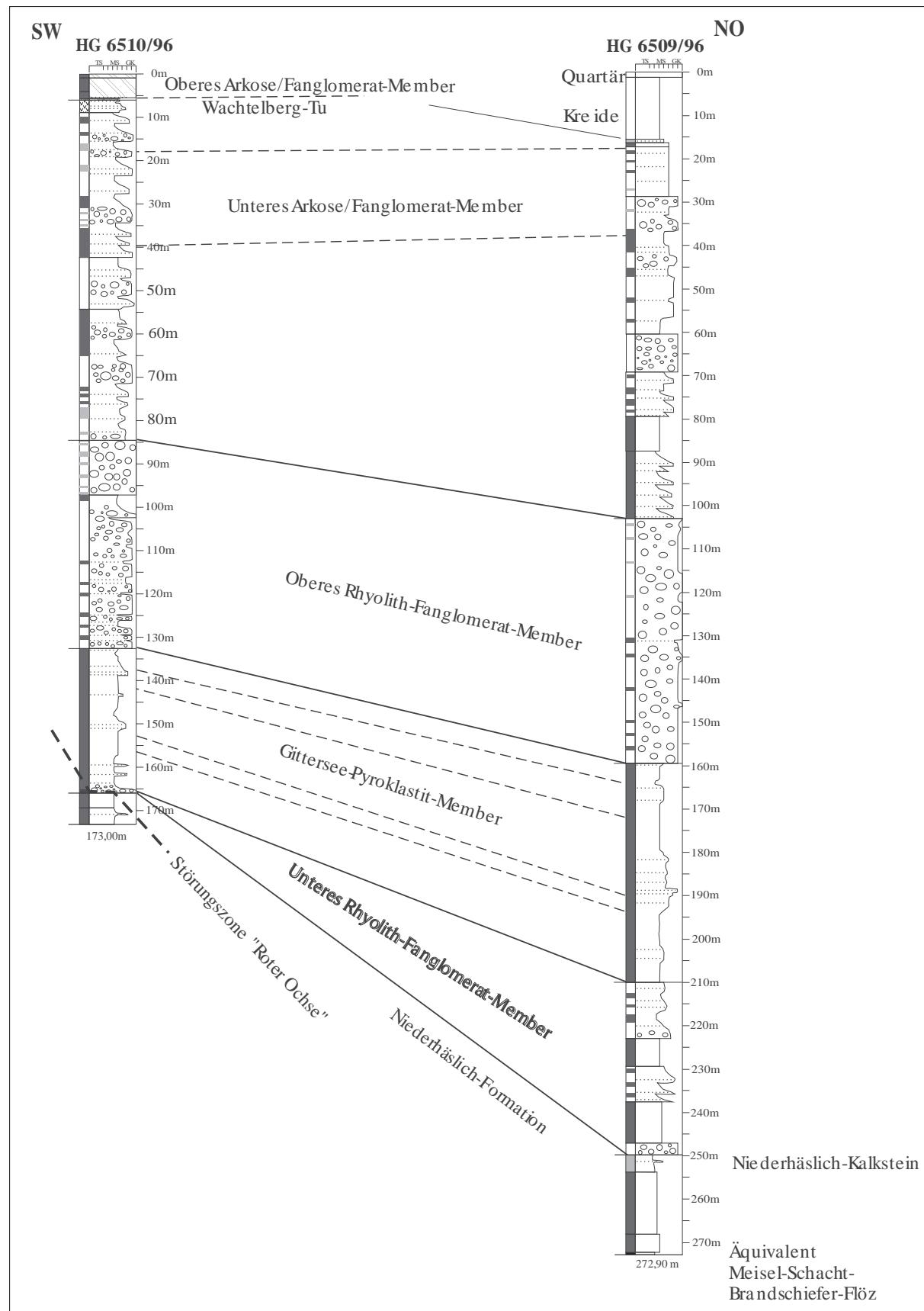


Abb. 12: Korrelation der beiden 230 m voneinander entfernt abgeteuften Bohrungen HG 6509/96 und HG 6510/96 durch Horizonte primär abgelagerter Pyroklastite in der Bannowitz-Formation (aus Schneider & Hoffmann 2001).

Fig. 12: Graphic logs of boreholes HG 6509/96 and HG 6510/96 correlated by primary pyroclastic horizons in the Bannowitz Fm. Distance between the boreholes is 230 m (from Schneider & Hoffmann 2001).



Abb. 13: Bannewitz-Formation, Oberes Vulkanit-Fanglomerat, Bohrloch 6510/96, 110 m Teufe (Foto: Neumann).

Fig. 13: Bannewitz Formation, Upper volcanic rock fanglomerate, bore hole 6510/96, depth 110 m (photo: Neumann).

Der Wachtelberg-Tuff wird aber auch von Rhyolith-Gneis-Konglomeraten überlagert und wurde teilweise noch intra-Rotliegend erodiert, wie die in seinem Hangenden häufig zu beobachtenden Gerölle des Tuffs beweisen (z.B. Beck 1892).

Der Wachtelberg-Tuff hat eine Mächtigkeit um 12 m. Er ist der mächtigste und markanteste Pyroklastit-Horizont in der Bannewitz-Formation mit einer ursprünglich wohl beckenweiten Verbreitung. Der Tuff ist bläulichrot bis lichtrötlich und hat eine massive Mittelbank. Nach unten und oben sind feine tonige Schmitzen eingelagert; vermutlich handelt es sich um Bimsfetzen (Abb. 14). Im Dünnschliff ist er durch eine extrem feinkristalline, devitrifizierte Matrix (mikrokristallines Quarz-Feldspat-Gemenge) mit vitroklastischem Gefüge aus dünnwandigen Glasscherben (shards), aber auch sphärolithischen Kristallbildungen charakterisiert. Makroskopisch enthält der oft bläuliche oder rotbraun-violette Pyroklastit auffallend

wenige Einsprenglinge. Besonders markant sind bis 3 mm große idiomorphe, hexagonale Quarze. Weiterhin sind chloritisierter Biotit sowie undulös auslösrende Quarzsplitt (Xenokristen) enthalten. Hinweis auf die Entstehung als Ignimbrit sind die ebenfalls nur in geringen Anteilen enthaltenen Bims-Lapilli. Als Lithoklasten können bis 7 cm große Gneisbrocken (z.T. chloritisiert) und „Porphyrit“ sowie Klasten rhyolithischer Ignimbrite und Monzonitpartikel beobachtet werden.



Abb. 14: Kristall- und bims- armer Wachtelberg-Tuff (Ignimbrit) aus dem oberen Abschnitt der Bannewitz-Formation; Maßstab entspricht 1 cm. Bohrung HG 6512E/97, Teufe 48,7. Foto: U. Hoffmann.

Fig. 14: Low contents of crystals and pumice are features of the Wachtelberg Tuff, which is a marker horizon in the upper part of the Bannewitz Fm. Drillcore from borehole HG 6512E/97, 48.7 m depth. Scale is 1 cm. Photo: U. Hoffmann.

Faziesmuster und Bildungsbedingungen

Die Sedimentation der durchgängig in Rottafazies ausgebildeten Bannewitz-Formation setzt mit einer markanten tektonischen Reliefaktivierung ein. Diese initiiert die Schüttung von mächtigen Schuttfächern der Rhyolith-Fanglomerate aus NW (Referenzprofil 1) sowie von Rhyolith-reichen Konglomeraten aus dem Bereich Tharandt-Caldera (Referenzprofil 2). Dazu kommen nach Schneider (1999) sowie Hoffmann & Schneider (2005) Gneis-betonte Konglomerate an der synsedimentär ein kräftiges Relief bildenden südöstlichen Beckenflanke (Referenzprofil 3).

Das Material dieser Fächer wird durch einen gewissen nach SE gerichtetem Transport in Beckenlängsachse miteinander zu Rhyolith-Gneis-Konglomeraten vermischt (Abb. 15). Die Monzonite der NE-Beckenflanke

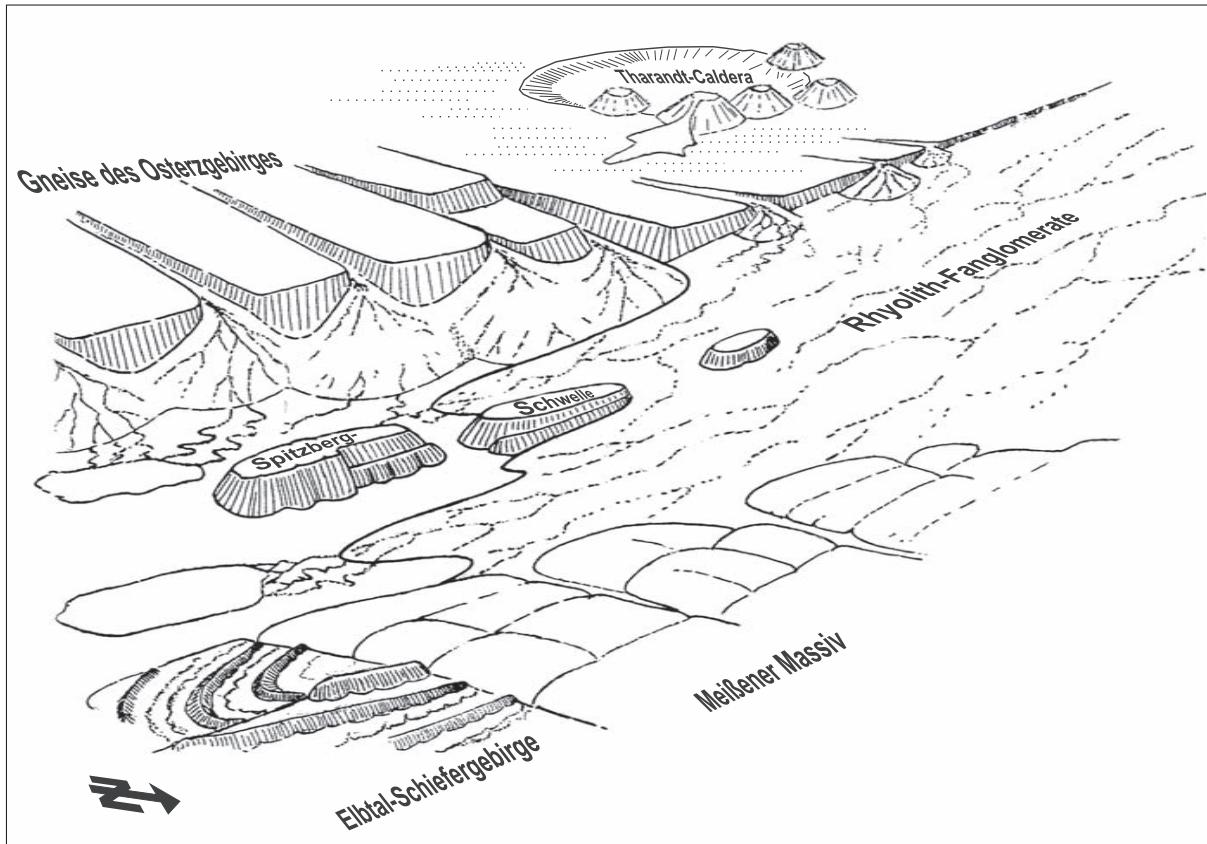
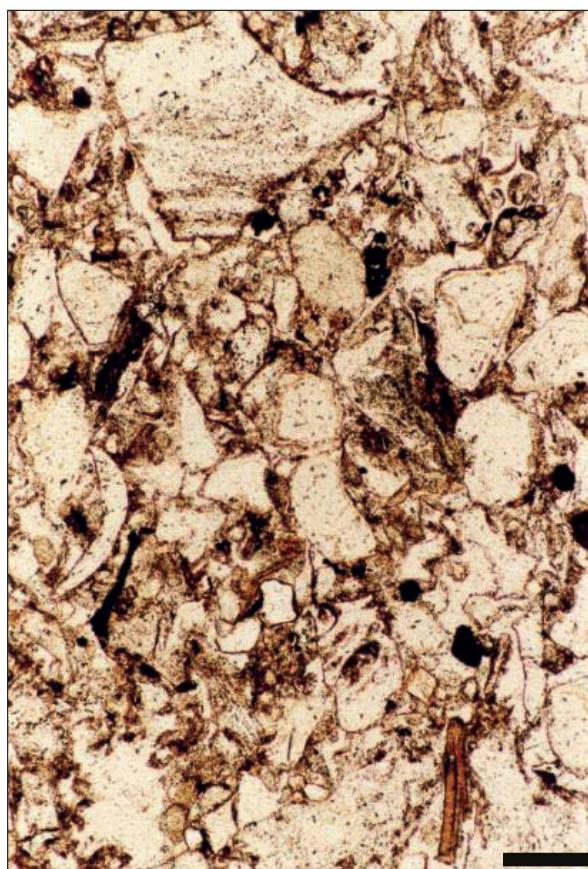


Abb. 15: Schematische Rekonstruktion zur Bildung der Rhyolith-Fanglomerate in der Bannewitz-Formation (nach einer Darstellung von Schneider, leicht verändert).

Fig. 15: Sketch illustrating the formation of Rhyolite Fanglomerates during the Bannewitz Fm. (after Schneider, modified).



treten als Erosions- und Liefergebiet kaum in Erscheinung, da die Sedimente der Bannewitz-Formation expansiv nach NE auf das Monzonitmassiv übergreifen. Die „Porphyrite“ im NW-Beckenabschnitt waren zeitweilig noch Erosionsgebiet, bis sie durch die von NW, wahrscheinlich aus dem Meißen-Vulkanitkomplex, kommenden Rhyolith-Fanglomerate sowie sandige Klastite und Tuffe/Tuffite ebenfalls überdeckt wurden. Im Raum Grumbach sind Rhyolith-Fanglomerate und braunrote Schluff- bis Sandsteine, bei denen es sich um Ablagerungen vulkaniklastischer Schlammströme mit pyroklastischer Matrix (Abb. 16) handelt, vermutlich erosiv den „Porphyriten“ der Unkersdorf-Formation aufgelagert.

Zwischen die aus NW geschütteten Rhyolith-Fanglomerate schalten sich in südöstliche, also distale Richtung, konglomeratische Sandsteine, Grob- und Feinsandsteine sowie intensiv rote, feinsandige

Abb. 16: Matrix der Rhyolith-Fanglomerate (Bannewitz-Formation) mit blockigen und dünnwandigen, ehemals glasigen Pyroklasten; Balken entspricht 0,1 mm. Wasserberg bei Grumbach.

Fig. 16: Formerly glassy pyroclasts of blocky and vesicular shape form the matrix of Rhyolite Fanglomerate (Bannewitz Fm.); scale bar is 0.1 mm. Outcrop at Wasserberg hill near Grumbach.

Schluffsteine mit einzelnen Konglomeratrinnen ein, so dass zwei bis drei Fanglomerat-Fächerzungen zu unterscheiden sind. Diese Fächerzungen lassen sich über fast 1,5 km verfolgen, sie verlieren sich dabei auskeilend in der sie einschließenden Sandstein-/Schluffsteinfolge oder in roten, konglomeratischen Sand- und Schluffsteinen bzw. in den von der SW-Flanke des SE-Beckenabschnittes senkrecht dazu geschütteten Gneis-Rhyolith-Konglomeraten (vgl. Abb. 15).

Der Gittersee-Pyroklastit besteht im Typusgebiet, dem Gebiet um Gittersee, aus gestapelten Ablagerungen pyroklastischer Schlammströme, die genetisch als Lahare aufgefasst werden können (Bohrungen HG 6509/96 und HG 6510/96). Gelegentlich können Bioturbationen vom *Scyenia*-Typ und Wurzelsspuren sowie Trockenrisse beobachtet werden, d.h. Phasen episodischer Sedimentation waren von eindeutig sub-aerischer Exposition unterbrochen. Fazies- und Mächtigkeitsunterschiede im Referenzprofil 1 gleichen sich erst in Unterer Arkose/Fanglomerat aus.

In den proximalen Fächerbereichen entlang der SW-Beckenflanke bildet sich in den Gneis-Blockfanglomeraten (Gerölle bis über 1 m Durchmesser) und Gneiskonglomeraten eine Front lateral miteinander verzahnter Fächer (Bajaden) ab. Distal, zum Beckenzentrum hin, gehen diese Gneisblockschutte und -konglomerate durch Vermischung mit Rhyolithgeröllen infolge von Beckenlängstransport in Rhyolith-Gneis-Konglomerate und schließlich in sandig-kiesige Feinklastika über. Ähnlich ist die vertikale Abfolge. Sie beginnt mit Blockschutten und groben Konglomeraten des unmittelbaren Liefergebietes - an der SW-Flanke Gneise, nahe der Tharandt-Caldera Rhyolithe - und geht zum Hangenden in Rhyolith-Gneis-Konglomerate mit wiederholten Einschaltungen kiesiger und sandiger Horizonte über.

Diese generelle Abfolge ist nach Schneider et al. (1999) im heutigen Ausstrich durch senkrecht zur Beckenachse, also NE-SW streichende Störungen in unterschiedlich gekippte, um 10° bis 35° nach NE einfallende und damit unterschiedlich tief erodierte Schollen mit entsprechend wechselnden Ausschnitten dieser Abfolge zerlegt. Von SE nach NW sind aber auch primäre vertikale und laterale Variationen in dieser Abfolge zu beobachten. Dies deutet an, dass die SW-Beckenflanke synsedimentär ein ähnliches Schollenmuster besaß, welches die individuellen Unterschiede im Geröllbestand und im vertikalen Aufbau der einzelnen Schuttfächer bewirkte.

Fossilführung

Die im Gebiet Hänichen, Possendorf und Burgk in kretazischen Konglomeraten und pleistozänen Schottern umgelagert gefundenen, grauen bis rötlichen Hornsteine („Madensteine“) sind wegen anhaftender Tuffite in die Bannewitz-Formation gestellt worden. Ihre exakte

Herkunft ist noch unbekannt. Die Florenreste in diesen Siliciten, vor allem der „Madenfarn“ *Scolecopterus*, wurden durch Barthel et al. (1995) bearbeitet. Rote Hornsteine (ohne Florenreste) wurden anstehend in einer Baugrube in den Oberen Arkosen/Fanglomeraten von Kleinnaudorf gefunden, in stratigraphisch gleicher Position auch im Kaitzbachtal als Lesesteine (Hoffmann & Schneider). Funde von meso- bis hygrophilen Florenelementen sowie von Skelettresten kleiner Tetrapoden in violett-rotbraunen, feinschichtigen Schluff- bis Tonsteinen liegen aus dem Bereich Obere Arkosen/Fanglomerate im Kaitzbachtal vor. Beschreibungen von *Ichnia* aus der Bannewitz-Formation lieferten Walter & Hoffmann (2001).

Alter

Die Altersstellung der Bannewitz-Formation wird von den Autoren unterschiedlich beurteilt. Bisher liegen weder biostratigraphische noch isotopengeochronologische Daten vor. Einzelne hygrophile Elemente in der Makroflora sind auch aus der Döhlen-Formation bekannt. Auf dieser Basis stellt Reichel in Reichel & Schauer (2006) die Bannewitz-Formation weiter zum Unterrotliegend. In Relation zu dem biostratigraphisch in das höchste Unterrotliegend eingestuften oberen Abschnitt der Niederhäslich-Formation (Werneburg 1989, 1991) ergibt sich nach Auffassung von Schneider (1999) ein höchst Unterrotliegend- bis Oberrotliegend-Alter. Analogien in den Klimaindikationen und Faziesmustern sowie der tektonostratigraphische Vergleich mit anderen Becken legen tiefes Oberrotliegend I nahe, etwa äquivalent zur Rotterode-Formation des Thüringer Wald-Beckens sowie zur Donnersberg- und Wadern-Formation des Saar-Nahe-Beckens. Der intensive Vulkanismus, insbesondere die Eruption des Wachtelberg-Tuffs, könnte dem mit den Saalischen Bewegungen verbundenen zweiten Vulkanit-Maximum im Grenzbereich Unter-/Oberrotliegend sowie im tieferen Oberrotliegend I entsprechen (Schneider et al. 1995).

Funde von Skelettresten kleiner Tetrapoden (Hoffmann 2000) aus Feinklastika wenige Meter über dem Wachtelberg-Tuff im Kaitzbachtal lassen eine künftige biostratigraphische Datierung erwarten.

7.10.7 Tektonik des Döhlener Beckens (Reichel)

Die Lage des Döhlener Beckens im Elbelineament verursachte eine mehraktige bis permanente starke Zerrüttung und laterale Beanspruchung der Beckenfüllung (Tröger et al. 1969). Es wird hier versucht, die zeitliche Folge der tektonischen Einzelemente darzustellen, die jedoch Überschneidungen nicht ausschließen kann (Reichel 1985).

Die Beckenfüllung überlagert drei völlig unterschiedlich gegliederte Einheiten (Abb. 1):

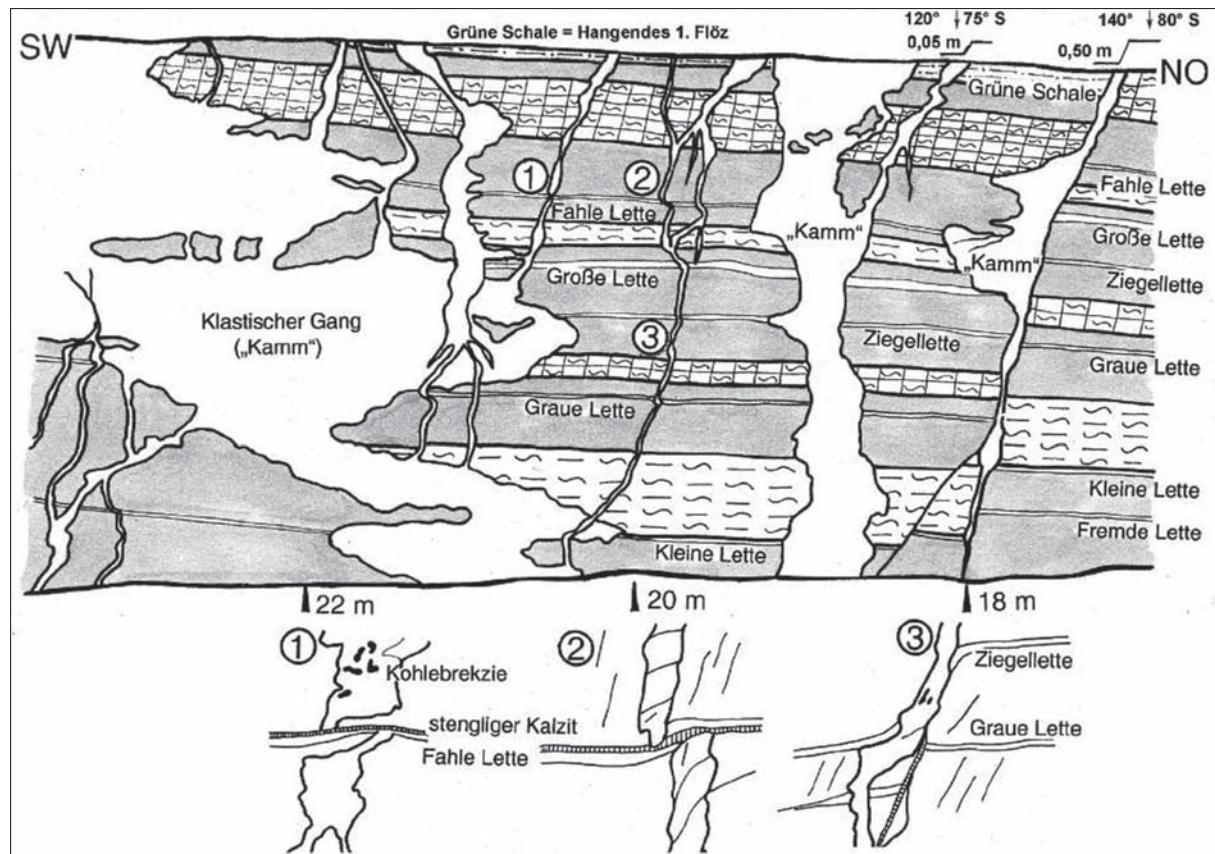


Abb. 17: Klastische Gänge im 1. Flöz der Döhlen-Formation, Grubenfeld Gittersee (Kartierung und Zeichnung W. Queiser 1959).

Fig. 17: Clastic dykes in the Döhlen Formation, coal seam № 1, mine Gittersee (mapped by W. Queiser 1959).

- 1) im SW proterozoische Gneise des Erzgebirges,
- 2) in der Mitte das stark verschuppte und tektonisch zergliederte altpaläozoische Schiefergebirge und
- 3) im NE den Block des Meißener Monzonitkomplexes (340 Mio. Jahre).

Während im Untergrund ausgeprägte Störungen in Richtung NE-SW, E-W und N-S signifikant sind, treten diese in den Sedimenten der Beckenfüllung kaum auf. Deutlich sind im Beckenuntergrund zwei NW-SE orientierte Schwellenzonen, die einmal vom Spitzberg bei Possendorf bis zum Königin-Carola-Schacht in Döhlen und zum anderen von Bannewitz bis zum Wüste-Berg bei Kesselsdorf verlaufen. Die nordöstliche Schwelle besteht aus mehreren „Kuppen“. Es ist nicht auszuschließen, dass NE-SW streichende Querelemente diese Aufragungen begrenzen. Problematisch sind zwei NE-SW gerichtete Strukturen im Untergrund:

- Unter dem Weißenitz-Tal verläuft die Flözverbreitung am NW-Rand einer vermuteten Schwelle (Abb. 8). Ihr ist eine Phyllithochlage im Augustus-Schacht und an ihrer Flanke die Uranvererzung des Schweißdorfer Flözes zuzuordnen. Nordöstlich davon zeigen die Flözisohypsen jedoch keinerlei Auslenkung.

- Die Tiefbohrungen im Gebiet von Kreischa weisen auf eine NE-SW streichende Depression unter dem Lockwitz-Tal hin.

Zahlreiche und unterschiedlich entstandene tektonische Elemente wurden vor allen Dingen in der Döhlen-Formation beobachtet.

Die **a-Schlechten** oder Kleinklüfte der Kohlenflöze sind glatt, haben Kaolinitbestege und stehen meist steil mit Einfallen über 70°. Netzartig zerklüften sie Vitrillagen, und daher liegt ihre Entstehung als Schrumpfrisse nahe. Die synoptische Darstellung (Abb. 19) zeigt eindeutige NW-SE- und zugehörig NE-SW-Orientierung. Ein Teilmaximum streicht E-W.

Die **b-Schlechten**, größere Klüfte bis zu 0,5 m Länge treten in der Nähe von Großelementen gehäuft auf und können als Fiederklüfte bezeichnet werden. Ihre Flächen sind uneben. Sie haben mm-Bestege meist von Calcit und durchsetzen auch härtere Kohlebänke. Das Diagramm (Abb. 19) lässt eine vorwiegende NW-SE-Orientierung der steil nach NE einfallenden Flächen erkennen. Damit gleicht ihr Streichen auch der Hauptrichtung von kleineren Verwerfungen. Sie ordnen sich somit in den exponiert NW-SE orientierten tektonischen Bauplan ein.

Die „**Kämme**“ oder die heute **seismo-klastische Gänge** (clastic dykes) genannten Phänomene erhielten ihre alte Bezeichnung durch die intensive Verzahnung der hellen Klastite mit den Kohlen (Abb. 17). Sie waren immer ein erhebliches bergtechnisches Problem. Von

mm bis ca. 10 m Mächtigkeit, bis zu 800 m streichender Länge und 20-30 m vertikaler Erstreckung sind Kämme aus dem 1. Flöz bekannt. Von Hausse (1892) stammt die erste umfassende und fundierte Darstellung. Abb. 19 zeigt Riss-Ausschnitte von Abbauflächen des 1. Flözes und zwar einmal von der SW-Flanke der Döhlener Hauptmulde mit dem Flözbereich über der Spitzberg-Schwelle und zum anderen vom NW-Rand der Schwelle im Grubenfeld Bannowitz. Die Richtungsdiagramme dokumentieren NW-SE-Maxima und ein NNW-Maximum, das bedingt ist durch den gleichsinnigen Verlauf des Schwellenrandes. Die Abbaustrecken wurden im Streichen aufgefahren und entsprechen somit den Flözisohypsen. Spezialmulden werden durch kesselartige Kammspalten markiert. Über den „Kuppen“ der Spitzberg-Schwelle liegen nur wenige Meter Klastit zwischen Untergrund und Flöz. Hier ist der schon von Hausse (1892) dargestellte radialstrahlige Verlauf der Kammspalten ausgeprägt. Mit dem Aufreißen der Spalten entstanden nur geringe oder keine Versetzungsbeträge. Jüngere Abschiebungen benutzten die vorgezeichneten Schwächezonen und zerruschen bzw. verworfen die NW-SE streichenden Gänge. Die NE-NNE - SW-SSW-Spalten zeigen meist keine Abschiebungen, obwohl sie gleichgerichtet

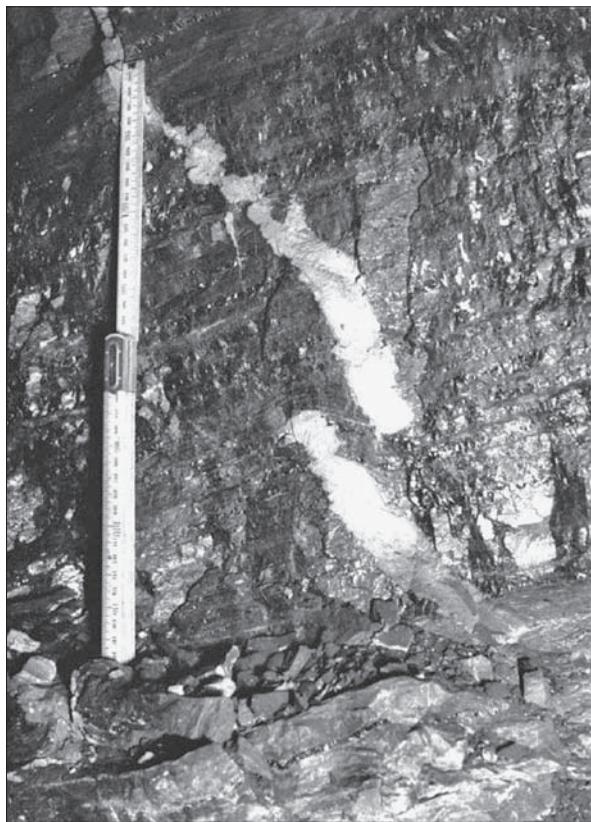


Abb. 18: Klastischer Gang ("Kamm") mit Fluid- und Bruchdeformation, Döhlen-Formation Flöz 5 über Lette 4, Grubenfeld Gittersee (Foto: Reichel 1958/59).

Fig. 18: Clastic dyke with fluid and fracture deformation, Döhlen Fm., seam N° 5 above the marker horizon 4, mining field Gittersee (photo: Reichel 1958/59).

zu den prägnanten Querstörungen des Untergrundes verlaufen.

Klastische Gänge sind im Unkersdorf-Tuff, in „Porphyriten“ (Reichel 1966 und Elbstollen bei Streckenmeter 5700 m) sowie in der gesamten Döhlen- und Niederhäslich-Formation, also über etwa 500 m Mächtigkeit, beobachtet worden. Ein an einer Schichtfläche beginnender kleiner Kamm ist aus dem Niveau der Kalkflöze bekannt. Klastische Gänge fehlen in den oberen grobklastischen Sedimentabschnitten. Das Alter der Kämme ist aus Abb. 18 zu erkennen. Diese Kammspalte öffnete sich weniger in dem Brandschiefer als in der Kohle und keilt im Liegend-Pelit („Lette“ 4, Flöz 5) aus. Sie entstand postsedimentär in noch wassergesättigten instabilen Hydrogel-Horizonten. Die von oben eingeflossene siltähnliche oder brecciose Füllmasse entwässerte offensichtlich schneller und schrumpfte geringer als die umgebenden Moorsedimente. Bei deren intensiverer Kompaktion wurde die Kammfüllung in fluide Schlingen gedrückt und zerbrach in einem späteren Stadium. Damit ist eine fröhepigenetische Kammstehung mit einer Ausfüllung von oben nachgewiesen. Das schließt eine epigenetische Bildung mauerartiger mächtiger Kämme mit Pelit- und Kohlebreccien nach der Dehydratation und Kompaktion nicht aus. In zahlreichen Aufschlüssen wurde das Auskeilen oder Zerschlagen von Kammspalten im Liegenden der Flöze in zähen oder harten Bänken beobachtet. Auch dies deutet auf eine Spaltenfüllung von oben hin. Ein mehraktiges Aufreißen oder Ausfüllen wird durch Lamination parallel der Salbänder und bankrecht zur Schichtung angezeigt. Prinzipiell ist auch das Einpressen von quasi-fluiden Sedimenten von unten nach oben, vor allem in Verbindung mit Gas, möglich. Als klassisches Beispiel ist das Einpumpen von Schlamm in gefrorene Decksedimente beim Erdbeben von 1964 in Valdez/Alaska zu erwähnen (Coulter & Migliacco 1966). Eine aufsteigende Kammfüllung konnte im Döhlener Becken allerdings bisher nur in einem Aufschluss in Peliten im Hangenden des 1. Flözes auf ca. 1,5 m Länge nachgewiesen werden. In mauerartigen Gängen fanden vermutlich auch aufsteigende Umlagerungen der Füllung statt (J.W. Schneider, mündl. Mitt.). Die Kämme wurden lange Zeit als Trockenrisse gedeutet, jedoch schon Hausse (1892: 102) erkannte, „dass die Spaltenbildung eine Konsequenz der gebirgsbildenden Kraftwirkungen war“. Nach Vorlage der Spaltenkarten im Schnee des Valdez-Schuttäckers (Coulter & Migliacco 1966), die sich von den Flözrissen des Döhlener Beckens kaum unterscheiden (Abb. 19), gab es keinen Zweifel mehr an der seismischen Entstehung der Kämme. Nach den Abbaurissen der Flöze betragen die Kämme 5-30% der abgebauten Fläche, 10% dürften ein realistischer Mittelwert sein.

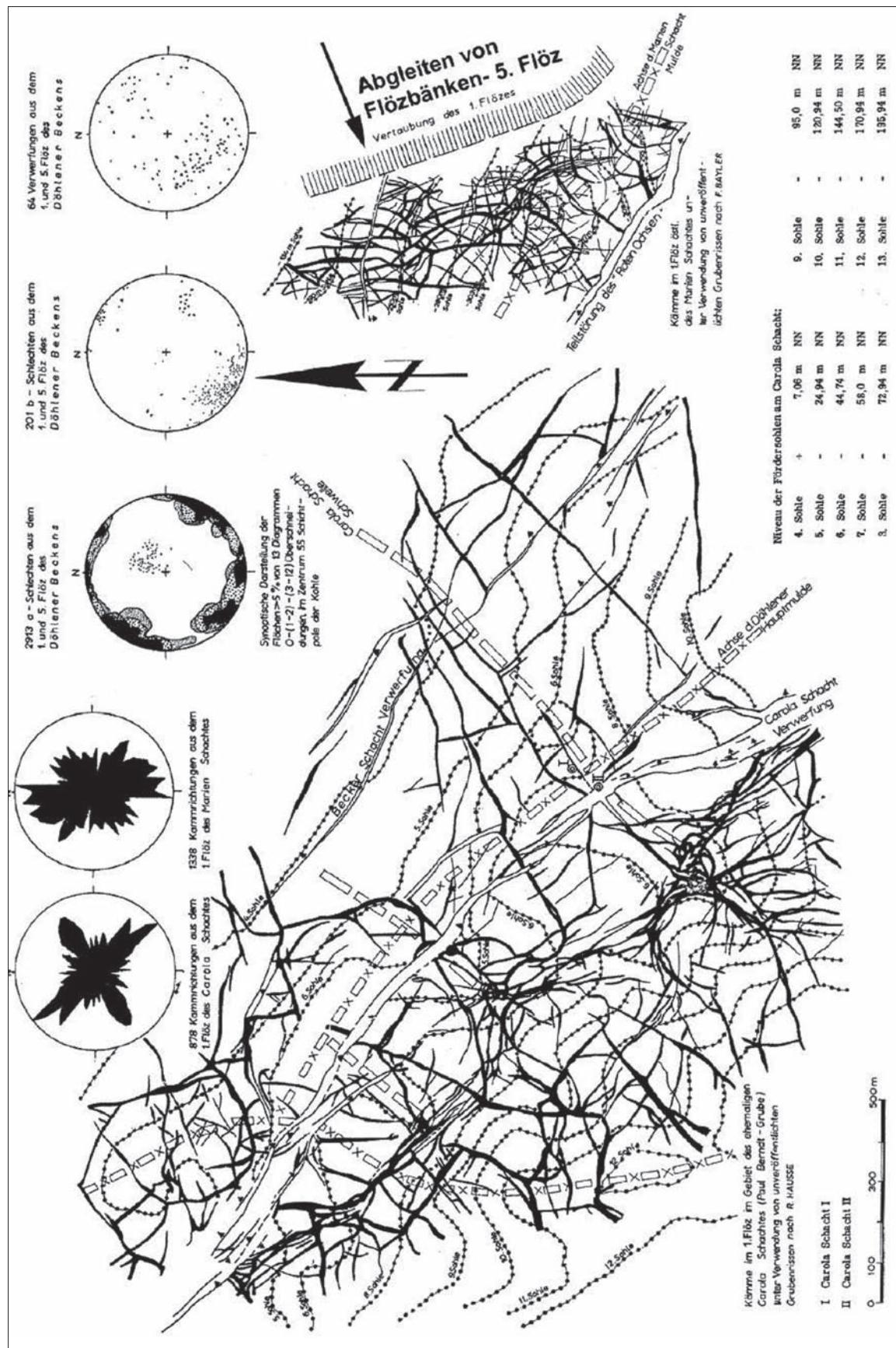


Abb. 19: Klastische Gänge ("Kämme") im 1. Kohlenflöz der Döhlen-Formation (aus Reichel in Tröger et al. 1969).

Dokumentationen von klastischen Gängen bei Kartierungsarbeiten (Reichel in Tröger et al. 1969, Schneider 1999, Schneider & Hoffmann 2001, Hoffmann & Schneider 2005) und aktuelle großflächige Aufschlussdokumentationen in der Ziegelei Eder in Zauckerode (Schneider und Spindler, Arbeiten im Jahr 2009) belegen zusammen mit den seit Hause (1892) in der Döhlen-Formation ermittelten Daten häufige und wiederholte seismische Ereignisse, zumindest für die Döhlen- und Niederhäslich-Formation. In der Bannewitz-Formation wurden bisher keine Erdbebenrisspalten gefunden. Die klastischen Gänge werden z.T. mehrfach gefüllt. Die Füllung der Gänge erfolgte (zumindest in der Niederhäslich-Formation) von unten nach oben, wie es wiederholt beobachtete Wurzelbereiche derartiger Gänge in fluidisierten und abgequetschten Horizonten sowie das Material der Gangfüllung mit mitgerissenen Sedimenten und Gerölle aus der Gangwandung belegen. Füllung von oben kann nicht ausgeschlossen werden, es fanden sich dafür aber bisher keine eindeutigen Hinweise (Schneider).

Blattverschiebungen können häufig im Niveau der „Flözletten“ beobachtet werden (Abb. 17). Besonders an der Bannewitz-Schwelle waren Kämme bis zu mehrere Meter seitlich versetzt. Jedoch auch in Abbaufirsten sind Horizontalverschiebungen von Kammrissen zu erkennen. Eine Sonderform zeigen „**Gleitabschiebungen**“ über der Schwelle im Grubenfeld Bannewitz. Die unteren Flözbänke sind in Richtung zum Muldentiefsten versetzt, wahrscheinlich abgeglitten, ausgelöst durch starke frühdiagenetische Absenkun-

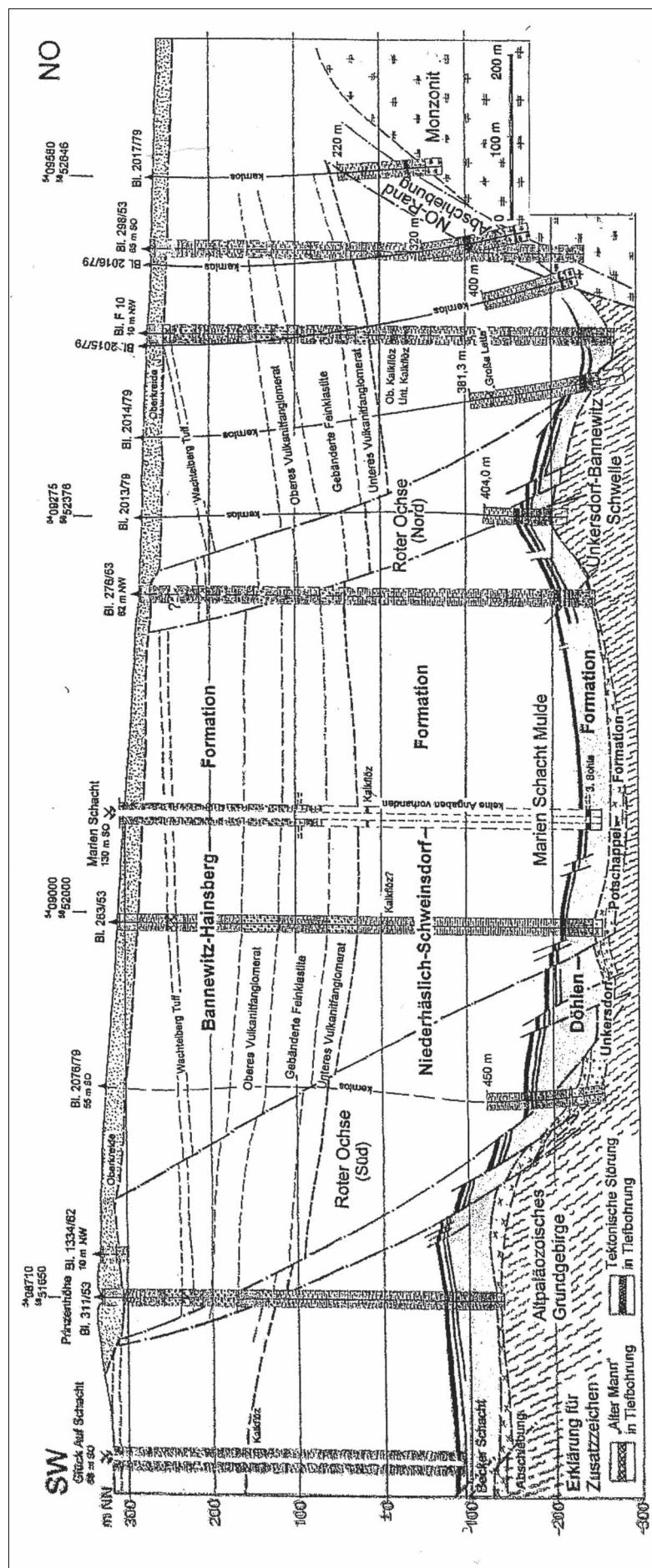


Abb. 20: Döhlen-Becken, Querschnitt 50, detaillierter NE-Teil (nach Reichel 1970 und Schauer 2001).
Fig. 20: Döhlen basin, cross section 50, detailed northeastern part (after Reichel 1970 and Schauer 2001).

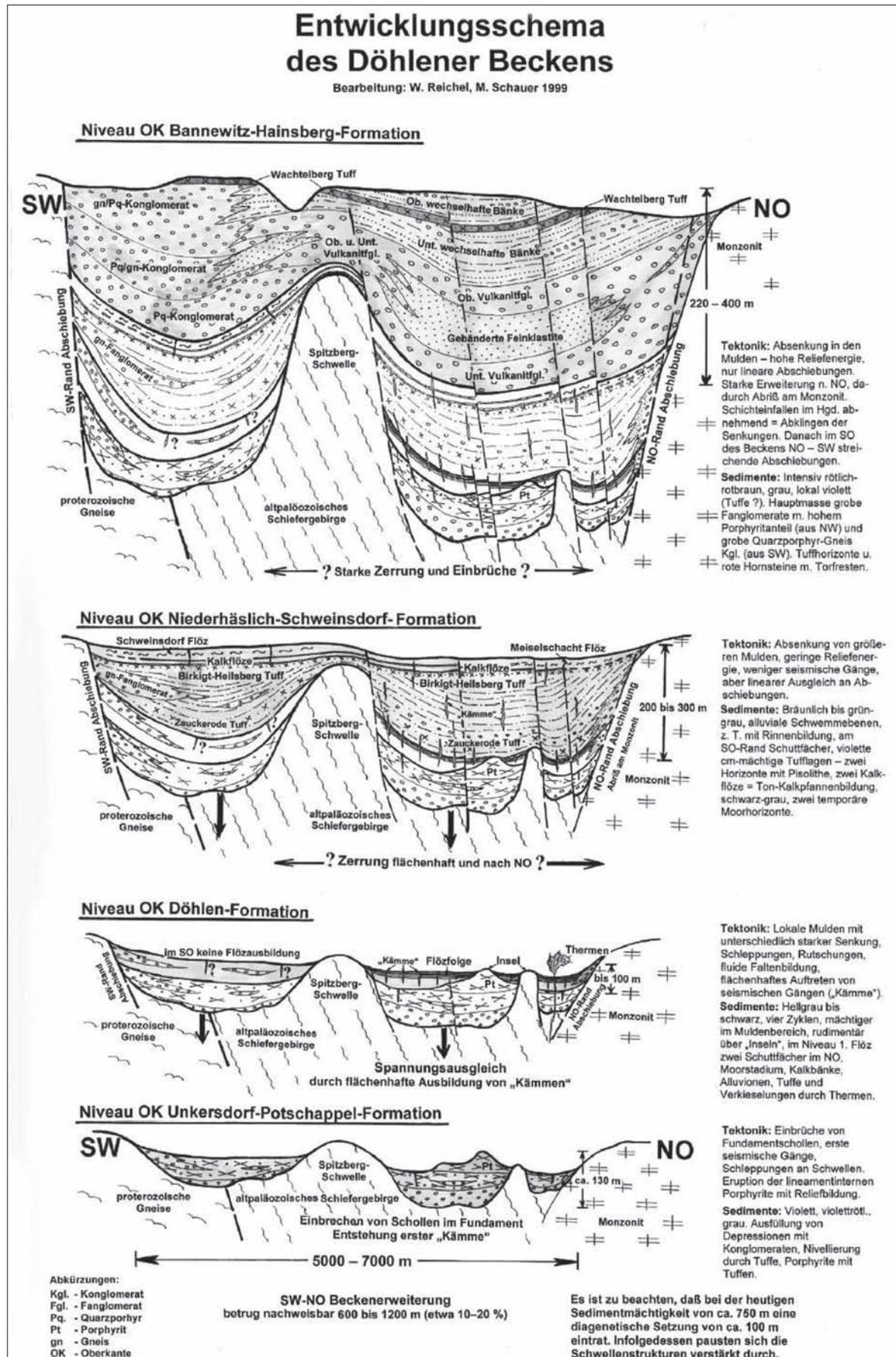


Abb. 21: Döhlen-Becken, tektonische und vulkanische Entwicklung der Formationen (nach Reichel 1999, Reichel & Schauer 2004).

Fig. 21: Döhlen basin, tectonic and volcanic development of the formations (after Reichel 1999, Reichel & Schauer 2004).

gen. Alle diese Erscheinungen haben Größenordnungen im Meter-Bereich. Große horizontale Verschiebungen an Haupt-Abschiebungen, die auf eine strike-slip-Tektonik hinweisen, wurden nicht festgestellt.

Abschiebungen und Schollenkippungen waren bereits syngenetisch aktiv, wie der Verlauf von Klastitritten zeigt (Göldner in Reichel & Schauer 2006: Abb. 3.2-33). Es gibt Hinweise für früh-postgenetische bis epigenetische Rupturen. Abb. 19 und 20 zeigen eine Verlagerung der Aktivitäten vom Scheitel der Spitzberg-Schwelle an ihre NE-Falte, an der die Carola-Schacht-Verwerfung entstand. Diese Situation beweist die zunehmende Konzentration der tektonischen Spannungen von einem flächenhaften Ausgleich durch Kämme zu linearem Ausgleich an Abschiebungen.

Von SW nach NE sind 5 große, meist aufgefiederte Abschiebungszeichen bekannt, die jeweils Flanken von Untergrundschwellen markieren (Abb. 8, 9, 20, 21):

- die SW-Randstörung;
- die Königin-Carola-Schacht- oder die Augustus-Schacht-Verwerfung;
- die Becker Schacht-Verwerfung;
- das Störungssystem Roter Ochse, ein Störungsbündel mit der maximalen Sprunghöhe von 350 m und
- die NE-Randstörung.

Im Bereich der NE-Randstörung ist das Döhlener Becken ein Grabenbruch, in den anderen Bereichen ein Halbgraben mit einer antithetischen Schollentreppe (Abb. 9 und 20). Dabei ist ein kesselbruchartiges Streichen von kleineren Abschiebungen in der Nähe tiefer Einbruchszonen (z. B. Gittersee) zu beobachten. Diese ähneln Spaltenmustern von Dolinenbrüchen. An Querschnitten wurde eine Differenz von 10 % zwischen aktueller Kohle- und ehemaliger Moorverbreitung ermittelt. Im nordwestlichen Becken ist dieser Wert deutlich geringer. In Verbindung mit der Fläche der Kammspalten wird man im NW mit einer Streckung von 5-15% und im SW mit einer Erweiterung in der Beckenquerachse um 15-25% (ca. 1200 m) rechnen müssen (Reichel 1966: 74). Das weist vermutlich auf eine dextrale Drehung des Döhlener Beckens hin.

Während in der Döhlen-Formation NE-SW streichende Störungen fehlen, gibt es am nordöstlichen Beckenrand und in Oberflächennähe Hinweise darauf. Im südöstlichen Beckenteil werden in Tälern Störungen (Schneider 1999) und in Konglomeraten hydrologisch relevante Engkluftzonen vermutet (M. Schauer, mündl. Mitt.). Diese könnten auf junge bis jüngste tektonische Ereignisse hinweisen.

Absenkungs- und Bruch-Tektonik hat im Döhlener Becken umfassende Bedeutung. Die generelle Absenkung von 4 Leistenschollen zwischen Schwellen des Untergrundes (Abb. 8 und 9) wurde durch das Einbrechen lokaler Schollen überprägt, so dass lokale Mulden entstanden (Abb. 20).

Die variierenden Mächtigkeiten klar definierter Bänke oder Formationsteile in Querschnitten beweisen lokal unterschiedliche Absenkung des Sedimentationsraumes zu unterschiedlichen Zeiten (Abb. 20). Dies konnte vor allen Dingen in den Flözen und ihren Zwischenmitteln detailliert nachgewiesen werden (Abb. 6). Es ist mehrfach und zu unterschiedlichen Zeiten zu bestätigen, dass maximale Sprunghöhen mit erhöhten Sedimentmächtigkeiten korrelieren und daraus die tektonischen Abläufe zeitlich zu fixieren sind. Überlagert wird die Absenkung des Untergrund-Schollenmosaiks durch geringere Setzungseffekte mächtiger Klastit-Ablagerungen. Das waren für die Uranerz-Erkundung bedeutende Erkenntnisse (Jülich 1970, kombiniert mit Erzvorkommen, Göldner 2000: Abb. 12).

In keinem Aufschluss im Döhlener Becken konnten Anzeichen für Hebungs- oder erhebliche Erosions-tendenzen durch einen „Hiatus“ erkannt werden. An Schwellen lagern sich die Bänke an (Abb. 21).

Sämtliche tektonischen Elemente und ihre zeitliche Verteilung lassen eine lokal unterschiedlich schnelle bis heftige, teils mehraktige Subsidenz erkennen, die begleitet war von fortdauernden tektonischen Ereignissen. Diese klangen erst in den jüngsten Schichtgliedern ab.

Schriftenverzeichnis

- Barthel, M. (1958): Stratigraphische und paläobotanische Untersuchungen im Rotliegenden des Döhlener Beckens. – Jb. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden (1958): 6-95; Dresden.
- Barthel, M. (1976) mit Beitr. von V. Götzelt & G. Urban: Die Rotliegendflora Sachsen. – Abh. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden, 24: 1-190; Dresden.
- Barthel, M. (2006): Makroflora und zugehörige „in situ“-Sporen. – In: Reichel, W. & Schauer, M. unter Mitarbeit von Alder, F., Barthel, M., Beyer, C., Göldner, P., Gräfe, H., Gürler, E., Hartkopf-Fröder, C., Müller, F., Neumann, E., Puls, J., Reinisch, A., Schneider, J.W., Thalheim, K., Vogel, W., Walter, H., Wedekind, C., Weiss, J. & Werneburg, R. (2006): Das Döhlener Becken bei Dresden. Geologie und Bergbau. – Bergbau in Sachsen 12: 28-42; Freiberg.
- Barthel, M. & Rößler, R. (1995): Rotliegend-Farne in weißen Vulkan-Aschen – „Tonsteine“ der Döhlen-Formation als paläobotanische Fundsichten. – Veröff. Mus. Naturkde. Chemnitz, 18: 5-24; Chemnitz.
- Barthel, M.; Reichel, W. & Weiss, H.-J. (1995): „Madensteine“ in Sachsen. Neue Funde von *Scolecopterus elegans* Zenker in der Typus-Lokalität. – Abh. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden 41: 117-135; Dresden.
- Beck, R. (1891): Über das Kalksteinflöz des Rothliegenden im Marienschacht bei Boderitz. – Sitzber. Abh. Naturwiss. Ges. Isis Dresden, (1891), Sect. 3: 27-28; Dresden.
- Beck, R. (1892): Section Kreischa-Hänichen. – Erläuterungen zur geol. Spezialkarte des Königreiches Sachsen, Blatt Nr. 82, 1. Aufl.: 91 S., Leipzig.
- Beck, R. & Hazard, J. (1893): Section Dresden. – Erläuterungen zur geol. Spezialkarte des Königreiches Sachsen, Blatt Nr. 66, 1. Aufl.: 102 S.; Leipzig.

- Borbe, H.W. (1959): Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen im Döhlener Becken. – Dipl.-Arbeit, Geol. Inst., Martin Luther-Univ. Halle-Wittenberg, 67 S.; Halle/Saale [unveröff.].
- Boy, J. A. (1977): Typen und Genese jungpaläozoischer Tetrapodenlagerstätten. – *Palaeontographica*, A 156: 111-167; Stuttgart.
- Boy, J.A. (1990): Über einige Vertreter der Eryopoidea (Amphibia: Temnospondyli) aus dem europäischen Rotliegend (?höchstes Karbon-Perm) 3. *Onchiodon*. – *Paläont. Z.*, 64, 3/4: 287-312; Stuttgart.
- Bruhns, W. (1886): Der Porphyrtzug von Wilsdruff-Potschappel. – *Z. dt. geol. Ges.*, 38, 1: 736-761; Berlin.
- Carroll, R.L. & Gaskill, P. 1971: A captorhinomorph Reptile from the Lower Permian of Europe. – *Jour. Paleont.*, 45, 3: 450-463; Tulsa, Okla.
- Christoph, H.-J. (1957): Qualitative und quantitative kohlenpetrographische Untersuchungen des Hauptflözes des Döhlener Beckens. – *Freiberger Forsch.-H.*, C 37: 22-41; Berlin.
- Christoph, H.-J. (1959): Petrographische Charakteristik der im West- und Ostteil des Döhlener Beckens noch vorhandenen Kohlen- und Brandschiefervorräte (mit besonderer Berücksichtigung der Grauharten Kohle) – *Freiberger Forsch.-H.*, C 50: 143-154; Berlin.
- Christoph, H.-J. (1965): Untersuchungen an den Kohlen und Carbargiliten des Döhlener Beckens mit besonderer Berücksichtigung der radioaktiven Substanzen enthaltenden Kohlen. – *Freiberger Forsch.-H.*, C 184: 1-122; Berlin.
- Coulter, W.H. & Migliacca, R. (1966): Effects of the Earthquake of March 27 1964 at Valdez, Alaska. – Prof. Paper US. Geol. Surv., 542 C: VII + 36 S.; Washington/D.C.
- Credner, H. (1880): Die geologische Landesuntersuchung des Königreiches Sachsen während der Jahre 1878-81. – Mitt. Ver. Erdkde. Leipzig, (1880): 1-22; Leipzig.
- Credner, H. (1881): Die Stegocephalen und Saurier aus dem Rothliegenden des Plauen'schen Grundes bei Dresden, Theil 1. – *Z. dt. geol. Ges.*, 33: 298-333; Berlin.
- Credner, H. (1881-1893): Die Stegocephalen und Saurier aus dem Rothliegenden des Plauenschen Grundes bei Dresden. – Sonderdrucke aus *Z. dt. geol. Ges.*, 33 (1881) bis 45 (1893) u. *Naturwiss. Wochenschr.* 5 (1890); Berlin.
- Currie, P.J. (1979): The osteology of haptodontine Sphenacodonts (Reptilia: Pelycosauria). – *Palaeontographica*, A 163, 130-168; Stuttgart.
- Dalmer, K. & Beck, R. (1894): Section Wilsdruff. – Erläuterungen zur geol. Spezialkarte des Königreiches Sachsen, Blatt Nr. 65, 1. Aufl., 71 S.; Leipzig.
- Gebhardt, U. & Schneider, J. (1993): Palökologie und Paläobiogeographie „mariner“ Kalkalgen im kontinental-lakustrischen Niederhäslich-Kalk des intramontanen Döhlener Beckens. – *Freiberger Forsch.-H.*, C 450: 82-106; Leipzig, Stuttgart.
- Geinitz, H.B. (1856): Geognostische Darstellung der Steinkohlenformation in Sachsen mit besonderer Berücksichtigung des Rothliegenden. – 91 Taf.; Leipzig (W. Engelmann).
- Geinitz, H.B. (1861): Dyas oder die Zechsteinformation und das Rothliegende, 2 Hefte, H. 1: Die animalischen Überreste. – zahlr. Taf.; Leipzig (W. Engelmann).
- Geinitz, H.B. & Deichmüller, J.V. (1882): Die fossilen Saurier in den Kalken des Rothliegenden von Niederhäßlich bei Dresden. – *Sitzber. Abh. Naturw. Ges. Isis Dresden*, Jg. 1882: 7-9; Dresden.
- Göbel, J. (1998): Stratigraphie, Faziesmuster und Tektonik des Rothliegenden im SE-Abschnitt des Döhlener Beckens (Elbezone, Sachsen). – Dipl.-Arbeit, TU Bergakad. Freiberg: 130 S.; Freiberg/Sachsen [unveröff.].
- Göldner, P. (2000): Korrelation Flözisohypsen und Vorkommen von Urankohle. – Zeichnung [unveröff., Archiv Museum Freital].
- Gürtler, E. (2000): Das Kalksteinlager im Döhlener Becken. – 18 S.; Freital (Eigenverlag).
- Hausse, R. (1892): Profile durch das Steinkohlenbecken des Plauen'schen Grundes (das Döhlener Becken) bei Dresden. – Erläuterungen zur geol. Spezialkarte des Königreiches Sachsen: 111 S.; Leipzig.
- Hausse, R. (1902): Ein Massengrab von Sauriern im Unter-Rothliegenden des Döhlener Kohlenbeckens im Plauen'schen Grunde bei Dresden. – *Jb. Berg- u. Hüttenwesen Königl. Sachsen*, (1902): 25-50; Freiberg/Sachsen.
- Hausse, R. (1910): Fossile Tierfährten im Unterrotliegenden des Steinkohlenbeckens im Plauenschen Grunde (des Döhlener Beckens) bei Dresden. – *Jb. Berg- u. Hüttenwesen Königl. Sachsen*, (1910): 3-19; Freiberg/Sachsen.
- Hoffmann, U. (2000): Pyroklastite und Silicite im Rothliegend des Döhlener-Becken - Stratigraphie, Genese und Paläontologie. – Dipl.-Arbeit: TU Bergakademie Freiberg, 115 S.; Freiberg/Sachsen. [unveröff.].
- Hoffmann, U. (in press): Lithofacies and age of the Perm-Carboniferous low-grade Unkersdorf ignimbrites, Elbe-Zone (Saxony). – *Z. dt. Ges. Geowiss.*; Stuttgart.
- Hoffmann, U. & Schneider, J.W. (2005): Jungpaläozoikum der Döhlener Senke. – In: Alexowsky, W., Hoffmann, U., Horina, F., Kurze, M., Schneider, J.W. & Tröger, K.A. (Hrsg.): Erläuterungen zu Blatt 4947 Wilsdruff, Geologische Karte des Freistaates Sachsen 1: 25 000: 25-57; Freiberg.
- Hoffmann, U., Jaschke, I. & Schneider, J.W. (2000): Bemusterung und Dokumentation der Rotliegend-Bohrung HG 6625A-D/00 aus dem Wismutsanierungsgebiet Dresden-Gittersee. – Ergebnisber. Geol. Inst. TU Bergakademie Freiberg/Sachsen [unveröff.].
- Horst, U. (1956): Die Steinkohlen des Döhlener Beckens. – *Heimatkundl. Bl.*, 12/13: S. 85; Freital.
- Huene, F. von (1925): Ein neuer Pelycosaurier aus der unteren Perm-Formation Sachsen. – *Geol. Palaeont. Abh.*, N.F. 14, 5: 215-263; Jena.
- Jaschke, I. (2000): Richtprofile des Rotliegend im Döhlener-Becken – Faziesmuster, Lithostratigraphie, Genese. – Dipl.-Arb. TU Bergakademie Freiberg, 104 S.; Freiberg/Sachsen [unveröff.].
- Jülich, R. (1970): Die Beziehungen zwischen den Mächtigkeitschwankungen der Flözzwischenmittel, dem Relief des Untergrundes und den tektonischen Strukturen im Bereich der Schachtanlage Gittersee des Döhlener Beckens. – *Jb. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden*, 16: 23-35; Dresden.
- Künstner, E. (1974): Vergleichende Inkohlungs-Untersuchungen unter besonderer Berücksichtigung mikrofotometrischer Reflexionsmessungen an Kohlen, Brandschiefern und kohlehaltigem Nebengestein. – *Freiberger Forsch.-H.*, C 287: 1-115; Berlin.
- Lindig, E.W. (1831): Zeichnung von dem Königlichen Elbstolln bei Brießnitz und dem von demselben zwischen der Elbe und Zauckerode durchschnittenen Gebirge. – Zeich-

- nung aus dem Jahre 1833, Maßstab in Lachtern [unveröff. – Archiv TU Bergakad. Freiberg Wiss. Altbestand XVIII 1300].
- Ludwig, R. (1861): Zur Palaeontologie des Urals. – *Palaeontographica*, 10,1: 17-35; Cassel.
- Naumann, C.F. & Cotta, B. von (1845): Geognostische Beschreibung des Königreiches Sachsen, Erläuterungen zu Section X.: Geognostische Skizze der Umgebung von Dresden und Meißen. 5. – 494 S.; Dresden, Leipzig (Arnoldi'sche Buchhandlung).
- Neumann, E. (1961): Die Geröllführung der Konglomerathorizonte des Rotliegenden im SE-Teil des Döhlener Beckens. – Dipl.-Arbeit, Geol. Inst., Bergakad. Freiberg: 51 S.; Freiberg/Sachsen [unveröff.].
- Pälchen, W. (1963): Mineralogie und Geochemie der Tonzwischenlagen in der Steinkohle des Döhlener Beckens. – *Geologie*, 12: 1114; Berlin.
- Pietzsch, K. (1914): Blatt Tharandt. – Erläuterungen zur geol. Spezialkarte des Königreiches Sachsen, Blatt Nr. 81, 2. Aufl., 125 S.; Leipzig.
- Pietzsch, K. (1917): Blatt Dresden. – Erläuterungen zur geol. Spezialkarte des Königreiches Sachsen, Blatt Nr. 66, 2. Aufl.: 133 S.; Leipzig.
- Pietzsch, K. (1917): Blatt Kreischa. – Erläuterungen zur geol. Spezialkarte des Königreiches Sachsen, Blatt Nr. 82, 2. Aufl.: 108 S.; Leipzig.
- Pietzsch, K. (1922): Blatt Wilsdruff. – Erläuterungen zur geol. Karte von Sachsen, Blatt Nr. 65, 2. Aufl.: 79 S.; Leipzig.
- Pietzsch, K. (1956): Die Elbtalzone. – *Ber. Geol. Ges. DDR*, 1: 117-135; Berlin.
- Reichel, W. (1957): Untersuchungen in den Tiefbaubetrieben Gittersee und Heidenschanze zur Klärung der Stratigraphie und Tektonik des SE-Teiles des Döhlener Beckens. – Dipl.-Arbeit, Geol. Inst., Bergakad, Freiberg, 167 S.; Freiberg/Sachsen [unveröff.].
- Reichel, W. (1966): Stratigraphie, Paläogeographie und Tektonik des Döhlener Beckens bei Dresden. – Diss., Geol. Inst., Bergakad. Freiberg: 95 S.; Freiberg/Sachsen [unveröff.].
- Reichel, W. (1968): Zyklische Sedimentation und ihre Ursachen im Unterrotliegenden des Döhlener Beckens bei Dresden. – *Geologie*, 17, 8: 875-884; Berlin.
- Reichel, W. (1970): Stratigraphie, Paläogeographie und Tektonik des Döhlener Beckens bei Dresden. – Abh. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden, 17: 1-133; Dresden.
- Reichel, W. (1984): Die Kohlelithotypen und ihre Bildungsräume in den Steinkohleflözen des Döhlener Beckens bei Dresden. – *Hercynia*, N.F., 21: 319-334; Leipzig.
- Reichel, W. (1985): Schichtstörungen im unterpermischen Döhlener Becken bei Dresden. Ein Beitrag zur lithofaziellen und tektonischen Entwicklung eines intramontanen vulkanotektonischen Beckens. – *Hallesches Jb. Geowiss.*, 10: 21-34; Gotha.
- Reichel, W. (2012): Rotliegend im Weißig-Becken nordöstlich von Dresden. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.; Koordination und Redaktion: H. Lützner & G. Kowalczyk für die Subkommission Perm-Trias): Stratigraphie von Deutschland X. Rotliegend. Teil I: Innervariscische Becken. – In: Schriftenr. Dt. Ges. Geowiss., Heft 61: 633-645; Hannover.
- Reichel, W. & Barthel, M. (1964): Das „Schweinsdorfer Flöz“ des Döhlener Beckens. Neue Flözaufschlüsse und Florenfunde. – *Jb. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden*, (1964): 203-247; Dresden.
- Reichel, W. & Schauer, M. unter Mitarbeit von Alder, F., Barthel, M., Beyer, C., Göldner, P., Gräfe, H., Gürtler, E., Hartkopf-Fröder, C., Müller, F., Neumann, E., Puls, J., Reinisch, A., Schneider, J.W., Thalheim, K., Vogel, W., Walter, H., Wedekind, C., Weiss, J. & Werneburg, R. (2006): Das Döhlener Becken bei Dresden. Geologie und Bergbau. – *Bergbau in Sachsen* 12: 244+XXVII S.; Freiberg.
- Reichel, W., Kurze, M. & Blankenburg, H.-J. (1984): Hornsteine im Unterrotliegenden des Döhlener Beckens. – *Z. geol. Wiss.*, 12: 685-695; Berlin.
- Reichel, W., Schneider, J. & Walter, H. (1998): Jungpaläozoische Biotope im Bereich des Elbelineaments / Elbtalzone in Sachsen. – Abh. Staatl. Museum Min. Geol. Dresden, 34/44: 189-211; Dresden.
- Rössler, R. & Barthel, M. (1998): Rotliegend taphocoenoses preservation favoured by rhyolithic explosive volcanism. – *Freiberger Forsch.-H.*, C 474: 59-101; Freiberg.
- Rösler, H.-J., Pälchen, W., Ossenkopf, W. & Taubert, P. (1967): Die Kohlentonsteine aus dem Steinkohlenbecken von Zwickau-Oelsnitz, Freital-Döhlen (bei Dresden) und Döbeln. – *Freiberger Forsch.-H.*, C 211: 1-146; Leipzig.
- Sauer, A. & Beck, R. (1891): Section Tharandt. – Erläuterungen zur geol. Spezialkarte des Königreiches Sachsen, Blatt Nr. 81. – 1. Aufl.: 88 S.; Leipzig.
- Schauer, M. & Walter, H. (2012): Rotliegend im Briesnitz-Becken in Dresden. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.; Koordination und Redaktion: H. Lützner & G. Kowalczyk für die Subkommission Perm-Trias): Stratigraphie von Deutschland X. Rotliegend. Teil I: Innervariscische Becken. – In: Schriftenr. Dt. Ges. Geowiss., Heft 61: 626-632; Hannover.
- Schauer, M., Hoffmann, U. & Schneider, J.W. (2005): Oberkarbon und Rotliegend des Briesnitz-Teilbeckens. – In: Alexowsky, W., Hoffmann, U., Horna, F., Kurze, M., Schneider, J.W. & Tröger, K.A. (Hrsg.): Erläuterungen zu Blatt 4947 Wilsdruff. – Geologische Karte des Freistaates Sachsen 1: 25 000, S. 57-59; Freiberg.
- Schneider, J. (1994): Environment, biotas and taphonomy of the Lower Permian lacustrine Niederhäslich limestone, Döhlen Basin, Germany. – *Transact. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 84 (1993): 453-464; Edinburgh.
- Schneider, J.W. (1999) unter Mitarbeit von J. Göbel: Jungpaläozoikum der Döhlener Senke. – In: Alexowsky, W., Koch, E.A., Kurze, M., Schneider, J.W., Tröger, K.-A. & Wolf, L. (Hrsg.): Geologische Karte des Freistaates Sachsen 1: 25 000, Erläuterungen zu Blatt 5048 Kreischa. – 3. neu bearb. Aufl.: 38-61; Freiberg/Sachsen.
- Schneider, J. & Barthel, M. (1997): Eine Taphocoenose mit *Arthropleura* (Arthropoda) aus dem Rotliegend (?Unterperm) des Döhlen-Beckens (Elbe-Zone, Sachsen). – *Freiberger Forsch.-H.*, C 466: 183-223; Freiberg/Sachsen.
- Schneider, J. & Gebhardt, U. (1992): Dasycladaceen und andere „marine“ Algen in lakustrischen Kalken des Unter-Perm (Assel) im intramontanen Döhlen-Becken (Elbe-Zone). – *Freiberger Forsch.-H.*, C 445: 66-88; Leipzig.
- Schneider, J.W. & Hoffmann, U. (2001): Jungpaläozoikum der Döhlener Senke. – In: Alexowsky, W., Schneider, J.W., Tröger, K.-A. & Wolf, L. (Hrsg.): Geologische Karte des Freistaates Sachsen 1: 25 000, Erläuterungen zu Blatt 4948 Dresden. – 4. Aufl.: 15-40; Freiberg/Sachsen.

- Schneider, J. & Werneburg, R. (1993): Neue Spiloblattinidae (Insecta, Blattoidea) aus dem Oberkarbon und Unterperm von Mitteleuropa sowie die Biostratigraphie des Rotliegend. – Veröff. Naturhist. Mus. Schleusingen, 7/8: 31-52; Schleusingen.
- Schneider, J.W. & Werneburg, R. (2012): Biostratigraphie des Rotliegend mit Insekten und Amphibien. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.; Koordination und Redaktion: H. Lützner & G. Kowalczyk für die Subkommission Perm-Trias): Stratigraphie von Deutschland X. Rotliegend. Teil I: Innervariscische Becken. – Schriftenr. Dt. Ges. Geowiss., Heft 61: 110-142; Hannover.
- Schneider, J. W., Hoffmann, U. & Jaschke, I. (1999): Geologische Detaildokumentation der Bohrung HG 6509/96. – Ergebnisber., TU Bergakademie Freiberg; Freiberg/Sachsen [unveröff.].
- Schneider, J.W., Hoffmann, U., Jaschke, I. & Läuschner, K. (2001): Bemusterung und Dokumentation der Rotliegend-Bohrungen HG 6512/97 und HG 6625A-D/00 aus dem Wismut-Sanierungsgebiet Dresden-Gittersee. – Ergebnisber., Geol. Institut TU Bergakademie Freiberg; Freiberg/Sachsen [unveröff.].
- Schneider, J.W., Jaschke, I. & Hoffmann, U. (2012): Jungpaläozoikum der Döhlener Senke. – In: Alexowski, W., Berger, H.J., Horna, F., Jaschke, I., Kurze, M., Renno, A., Schneider, J.W., Stanek, K. & Tröger, K.A. Geologische Karte des Freistaates Sachsen 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 5047 Freital: 47-76; Freiberg.
- Schneider, J. W.; Rössler, R. & Gaitzsch, B. (1995): Time lines of the Late Variscan volcanism - lithostratigraphic synthesis. – Zbl. Geol. Paläont., Teil I, 5/6: 477-490; Stuttgart.
- Schüller, A. & Hoehne, K. (1951): Zur Nomenklatur und Gense des Tonsteine. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 10: 97-109; Stuttgart.
- Schulze, C.F. (1755): Kurtze Betrachtungen derer Kräuterabdrücke im Steinreiche. – 76 S.; Dresden, Leipzig (Verl. Friedr. Hekel) (Arch. TU Bergakad. Freiberg, Wiss. Altbestand VII 279 4).
- Schulze, C.F. (1764): Zufällige Gedanken über den Nutzen der Steinkohlen und des Torfes auf wirthschaftlichen Brennstätten. – 67 S.; Dresden-Friedrichstadt (Verl. C.H. Hagenmüller) (Arch. TU Bergakad. Freiberg, Wiss. Altbestand VI 617 4).
- Schulze, C.F. (1777): Betrachtung der brennbaren Mineralien, ingleichen der an verschiedenen Orten in Sachsen befindlichen Steinkohlen, nebst einer Nachricht vom Nutzen derselben und des Torfes auf den wirthschaftlichen Brennstädten und bey anderen Handthierungen. – 342 S.; Dresden (Walther'sche Hofbuchhandl.) (Arch. TU Bergakad. Freiberg, Wiss. Altbestand).
- Schumacher, R. & Schmincke, H.-U. (1995): Models for the origin of accretionary lapilli. – Bull. Volcanol., 56: 626-639; Berlin.
- Šilovskij, P.P., Alder, F., Ānbuhtin, T.K., Dančev, V.S., Kamykov, V., Marčenko, V.V., Nekrassova, S.A., Olha, V.V., Popov, A.D., Reichel, W., Reinisch, A., Schenke, G., Ševlakov, A.V. & Waskowiak, R. (1969): Uranhöufigkeit des Döhlener Beckens - Lagerstätte Freital. – Bericht (russ., deutsch); Gruna: SDAG Wismut [unveröff.- Arch. Wismut GmbH Chemnitz GA, Inv.-Nr. G-1297, 54144].
- Spindler, F. (2008): Klassifikation, Taphonomie und Paläoökologie des Haptodus-Komplexfundes aus dem Perm des Döhlener-Becken. – TU Bergakad. Freiberg: 197 S.; Freiberg/Sachsen [unveröff.].
- Sterzel, J.T. (1881): Über die Flora der unteren Schichten des Plauenschen Grundes bei Dresden. – Z. dt. geol. Ges., 33: 339-347; Berlin.
- Sterzel, J.T. (1891): Über die fossile Flora des Rothliegenden im Plauenschen Grunde. – Z. dt. geol. Ges., 43, 3: 778-788; Berlin.
- Sterzel, J.T. (1893): Die Flora des Rothliegenden im Plauenschen Grunde bei Dresden. – Abh. math.-phys. Cl. Königl. Sächs. Ges. Wiss., 19: 1-172; Leipzig.
- Stille, H. (1949): Uralte Anlagen in der Tektonik Europas. – Z. dt. geol. Ges., 99: 150-174; Stuttgart.
- Stutzer, O. (1931): Vulkanische Aschen als Leitlagen in Kohleflözen. – Z. prakt. Geol., 39: 145-148, 7 Abb.; Berlin.
- Tauber, A. (1799): Mineralogische Beschreibung des Plauenschen Grundes bis Tharandt. – In: Becker, G. (Hrsg.): Der Plauische Grund bei Dresden. Mit Hinsicht auf die Naturgeschichte und schöne Gartenkunst, 2. Theil: 15-44; Nürnberg (Frauenholz'sche Kunsthändl.).
- Thalheim, K., Reichel, W. & Witzke, K. (1991): Die Minerale des Döhlener Beckens. – Schriften Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden, 3: 1-131; Dresden.
- Tröger, K.-A., Behr, H.-J. & Reichel, W. (1969): Die tektonisch-fazielle Entwicklung des Elbe-Lineaments im Bereich der Elbtalzone. – Freiberger Forsch.-H., C 241: 71-85; Leipzig.
- Tunger, B. (1990): Kartierung und petrographische Beschreibung eines Dioritvorkommens im Zentralteil des Meißen-Massivs. – Meldearbeit, Inst. f. Geologie, TU Bergakad. Freiberg, 23 S.; Freiberg/Sachsen [unveröff.].
- Tzschoppe, E. (1960): Kohlenpetrographische Untersuchungen im SE-Teil des Döhlener Beckens. – Freiberger Forsch.-H., C 85: 92-105; Berlin.
- Walter, H. (2006): Das Rotliegend der Nordwestsächsischen Senke. – Veröff. Mus. Naturkde. Chemnitz, 29: 157-176.; Chemnitz.
- Walter, H. & Hoffmann, U. (2001): Lebensspuren aus dem Rotliegend der Döhlener-Senke (Sachsen). – Freiberger Forsch.-H., C 492: 121-158; Freiberg/Sachsen.
- Werneburg, R. (1985): Zur Taxonomie der jungpaläozoischen Familie Discosauridae Romer 1947 (Batrachosauria, Amphibia). – Freiberger Forsch.-H., C 400: 117-139; Leipzig.
- Werneburg, R. (1989): Labyrinthodontier (Amphibia) aus dem Oberkarbon und Unterperm Mitteleuropas - Systematik, Phylogenie und Biostratigraphie. – Freiberger Forsch.-H., C 436: 7-57; Leipzig.
- Werneburg, R. (1991): Die Branchiosaurier aus dem Unterrotliegend des Döhlener Beckens bei Dresden. – Veröff. Naturhist. Mus. Schleusingen, 6: 75-99; Schleusingen.
- Werneburg, R. (1998): Ein larvaler *Acanthostomatops* (Zatrachydidae, Amphibia) aus der Niederhäslich-Formation (Unter-Perm) des Döhlener-Beckens. – Veröff. Mus. Naturkde. Chemnitz, 21: 49-52; Chemnitz.
- Werneburg, R. & Schneider, J.W. (2006): Amphibian biostratigraphy of the European Permo-Carboniferous. – In: Lucas, S.G.; Cassinis, G. & Schneider J.W. (eds.): Non-marine Permian biostratigraphy and biochronology, Geological Society Spec. Publ., 265: 201-215; London.