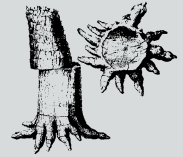


Neue Florenzfunde in einem Vulkanit des Oberkarbons von Flöha – Querschnitt durch eine ignimbrische Abkühlungseinheit



**Frank Löcse, St. Egidien, Jürgen Meyer, Lichtentanne,
Ralph Klein, Flöha, Ulf Linnemann, Dresden,
Jörg Weber & Ronny Rößler, Chemnitz**

Kurzfassung

Während des Neubaus der Ortsumgebung in Flöha zwischen 2010 und 2012 lieferte der ausgedehnte Straßenaufschluss eine in Pyroklastiten konservierte diverse Flora des mittleren Oberkarbons. Diese besteht aus Sphenopsiden, Farnen, Lycopsiden und Gymnospermen und präzisiert die stratigraphische Einstufung der Flöha-Formation als Westfal C (Bolsovian), was im Einklang mit dem radiometrischen Alter von 310 ± 2 Ma steht, das aus dem fossilführenden Horizont gewonnen wurde.

Für mehrere Taxa gelang der Erstdnachweis für die Flöha-Formation, wie z.B. für verschiedene sphenopteridische, mariopteridische und neuropteridische Pteridophyllen, Calamiten- und Cordaiten-Fruktifikationen und -Hölzer, Sphenophyllen-Beblätterungen und -strobili sowie zygoteride und psaronioide Farne. Die Erhaltungsformen reichen von Abdrücken und Hohlformen bis hin zu permineralisierten Stämmen.

Die Pyroklastite des Aufschlusses werden als Paläorhyolith Typ Schweddey beschrieben und petrographisch charakterisiert. Sie bestehen aus mehr oder weniger verschweißten, schlecht sortierten, lapilliführenden Aschentuffen einer ignimbrischen Abkühlungseinheit, deren Genese auf die Ablagerung eines pyroklastischen Dichtestromes zurückgeführt wird. Der Paläorhyolith Typ Schweddey wird mit anderen Paläorhyolithen der Region verglichen und als von diesen räumlich-zeitlich verschiedene, separate Ablagerung interpretiert.

Unsere Ergebnisse und Schlussfolgerungen stellen das permische Alter der seltenen historischen Funde fossiler Farne (*Tubicaulis*, *Zygoteris*), beschrieben durch COTTA (1832) vom Steinbruch Gückelsberg in Flöha, in Frage.

Abstract

During construction work between 2010 and 2012 a large road cut in Flöha enabled collection of a diverse middle Pennsylvanian flora embedded in pyroclastic deposits. Fossil plants consisting of sphenopsids, ferns, lycopsids and gymnosperms, confirm and delimit the stratigraphic age of the Flöha-Formation as Bolsovian, which is in accordance with the radiometric age of 310 ± 2 Ma obtained from the plant-bearing horizon.

Several plants were detected for the first time from the Flöha-Formation, such as various sphenopterid, mariopterid and neuropterid pteridophylls, calamitalean and cordaitalean fructifications and woods, sphenophyllalean leaves and strobili, zygoterid and psaroniaceous ferns. Preservational forms comprise compression-impression types, casts and also permineralised stems.

The pyroclastics at the outcrop were described as being of the palaeorhyolite type Schweddey and consist of more or less welded lapilli-containing, poorly sorted ash tuffs, whose origin is attributed to a pyroclastic density current. This palaeorhyolite was compared with other palaeorhyolites in the region and is best understood as a separate volcanic emplacement event - distinct in space and time from other palaeorhyolites.

Our results and considerations thus challenge the Permian stratigraphic age of the fossil ferns (*Tubicaulis*, *Zygoteris*) described by COTTA (1832) from the Gückelsberg quarry at Flöha.

Anschriften der Autoren

Frank Löcse, Mineralien- und Lagerstättenkabinett St. Egidien, Achatstraße 1, 09356 St. Egidien, E-Mail: frank@loecse.de.

Jürgen Meyer, Randsiedlung 39, 08115 Lichtentanne, E-Mail: PFossilien@t-online.de.

Ralph Klein, Birkenstraße 23c, 09557 Flöha OT Falkenau, E-Mail: ralph_klein_falkenau@gmx.de.

Jörg Weber, Fröbelstraße 7, 09126 Chemnitz, E-Mail: cretaceous@gmx.de.

Prof. Dr. Ulf Linnemann, Senckenberg Naturhistorische Sammlungen, Museum für Mineralogie und Geologie, Königsbrücker Landstraße 159, 01109 Dresden, Ulf.Linnemann@senckenberg.de.

PD Dr. Ronny Rößler, Museum für Naturkunde Chemnitz, Moritzstraße 20, 09111 Chemnitz, E-Mail: roessler@naturkunde-chemnitz.de.

Einleitung

Im Zuge der Verlegung der Bundesstraße B173 Bamberg – Dresden waren ab Mitte 2010 bis Frühjahr 2012 in Flöha, Landkreis Mittelsachsen, am Plauberg, nördlich der Schweddey auf einer Länge von 700 m fossilführende Vulkanite aufgeschlossen. Nach einem Hinweis und ersten Funden verkieselter Hölzer (URBAN, mündliche Mitteilung 2010) erfolgten je nach Baufortschritt zahlreiche Geländebegehungen und Feldarbeiten durch ortsansässige Sammler und Freizeitforscher, aber auch durch befreundete Kollegen aus Rheinland/Pfalz und Pilsen. Dabei konnten vor allem am nördlichen und südlichen Ende des Aufschlusses weitere Fossilfunde geborgen werden, so beispielsweise zahlreiche Pflanzenreste in Steinkern- und Abdruckerhaltung, aber auch weitere permineralisierte Hölzer. Sowohl die ausgezeichnete, für das Oberkarbon von Flöha ungewöhnliche Erhaltung der Pflanzenfossilien als auch ihre Vergleichbarkeit mit den Westfal C-Floren des Zentralböhmisches Beckens (NĚMEJC 1938, 1950, 1953, 1954; LIBERTÍN & BEK 2004; PŠENIČKA et al. 2005; OPLUŠTIL et al. 2009a, b) ließen neue Erkenntnisse in stratigraphischer, paläobotanischer als auch regionalgeologischer Hinsicht erwarten. Die hier vorgestellte Studie ist das Resultat der Zusammenarbeit der Autoren und versteht sich als erste Dokumentation der mehrjährigen Arbeiten und Diskussionsbeitrag zur Geologie des Flöha-Beckens.

Im Zuge der Literaturrecherche fiel auf, dass bislang nicht nur jeder Hinweis auf fossilführende oberkarbonische Tuffe in Flöha fehlt, sondern die jetzt wieder aufgeschlossenen Tuffe bisher auch nicht beschrieben worden sind. Möglicherweise stammen sogar einige der bislang dem Zeisigwald-Tuff des unteren Perms zugeordneten Kieselholzfundstücke (RÖSSLER 2001) aus einem oberkarbonischen Pyroklastit. Obendrein ergab sich in zahlreichen Diskussionen, dass die allgemein verbreiteten Vorstellungen zur stratigraphischen Einordnung der Schichten des Flöha-Beckens im Wesentlichen auf dem zuletzt bei PIETSCH (1962) zusammengefassten und durch PAECH (1978, 1989) geringfügig ergänzten Kenntnisstand beruhen. Die Auswertung z. T. unveröffentlichter Berichte aus den Archiven des Geoforschungszentrums Potsdam sowie des Sächsischen Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie in Freiberg nebst einiger verstreuter Fachartikel aus den 1970er Jahren liefert ein etwas modifiziertes Bild, das bei SCHNEIDER et al. (2005a) und WOLF et al. (2008) zuletzt in größerem Rahmen zusammengefasst wird.

Die vorliegende Arbeit rekapituliert zunächst den publizierten und zugänglichen unpublizierten Kenntnisstand und dokumentiert den enorm angewachsenen Fossilbericht wie auch die kaum aufgeschlossenen und bislang nicht bearbeiteten Tuffe vom Typ Schweddey, welche als mäßig bis stark verschweißter Ignimbrit anzusprechen sind. Der erstmalig aufgeschlossene, Pflanzenfossilien führende Horizont an der Basis dieses Ignimbrits wird mit Bezug auf die Makroflorenführung in das Westfal C (Bolsovium) gestellt, was etwa dem unteren bis mittleren Moscovian der international gebräuchlichen Chronostratigraphie entspricht.

1 Geologisch-stratigraphischer Rahmen

1.1 Erzgebirge-Becken

Das in der Literatur fest verwurzelte „Erzgebirgische Becken“ ist heute nur noch ein geographischer Begriff, der eine SW-NE gerichtete, etwa 70x30 km² ausgedehnte Struktur bezeichnet, welche nach Norden hin durch das Granulitmassiv, im Süden durch das Erzgebirge begrenzt wird und von Zwickau/Werdau bis Hainichen reicht. Tatsächlich finden wir in diesem Raum die Erosionsrelikte einer ganzen Reihe von intramontanen Sedimentationsbecken, die während der variszischen Orogenese den Abtragungsschutt des Orogens, durchsetzt von verschiedenen Vulkanitserien, aufnahmen (Abb. 1). Jeweils unterschiedliche geodynamische Regimes und tektonische Positionen reflektierend bildeten sich vom Visé bis in das Perm im südlichen Sachsen die zeitlich und räumlich getrennten Becken von Hainichen, Flöha, Zwickau, Lugau-Oelsnitz und Chemnitz¹ (Abb. 2).

Die Entwicklung beginnt im Visé mit der Einsenkung des heute 30x4 km² großen Hainichen-Beckens, welches oftmals summarisch für die tektonisch getrennten Becken von Borna-Ebersdorf² und Berthelsdorf-Hainichen genannt wird und

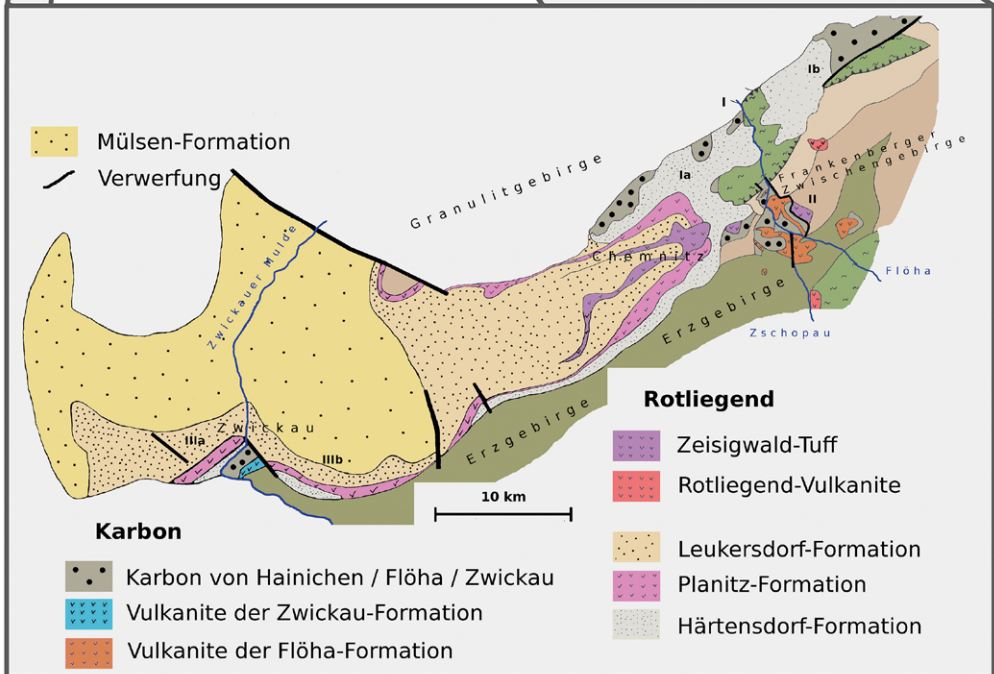
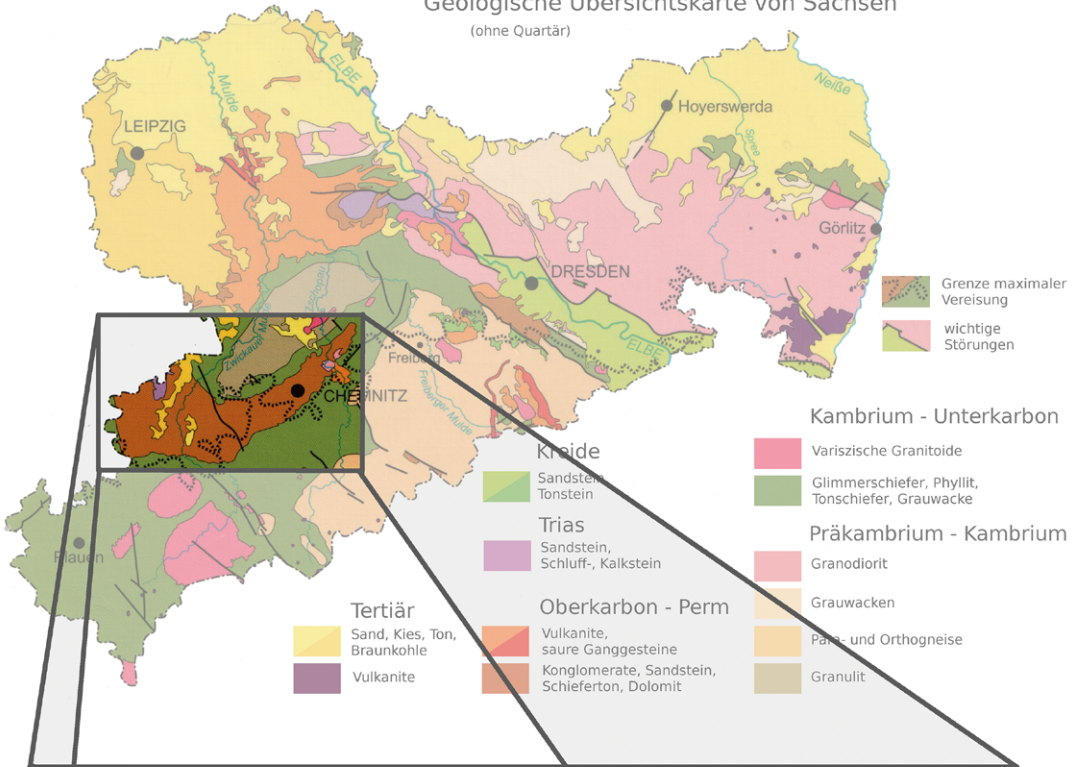
¹ „Jede dieser Ablagerungen stellt ein durchaus selbständiges Karbonbecken dar.“ (GOTHAN 1932: 15).

² Sowohl Borna als auch Ebersdorf sind heute Stadtteile von Chemnitz.

Abb. 1

Oberkarbon und Rotliegendes des „Erzgebirge-Beckens“ mit mehreren räumlich-zeitlich getrennten Beckenstrukturen: Hainichen-Becken (I) mit den tektonisch getrennten Becken von Borna-Ebersdorf (Ia) und Berthelsdorf-Hainichen (Ib), Flöha-Becken (II), Zwickau-Becken (IIIa), Lugau-Oelsnitz-Becken (IIIb) (verändert nach PIETSCH 1962).

Geologische Übersichtskarte von Sachsen
(ohne Quartär)



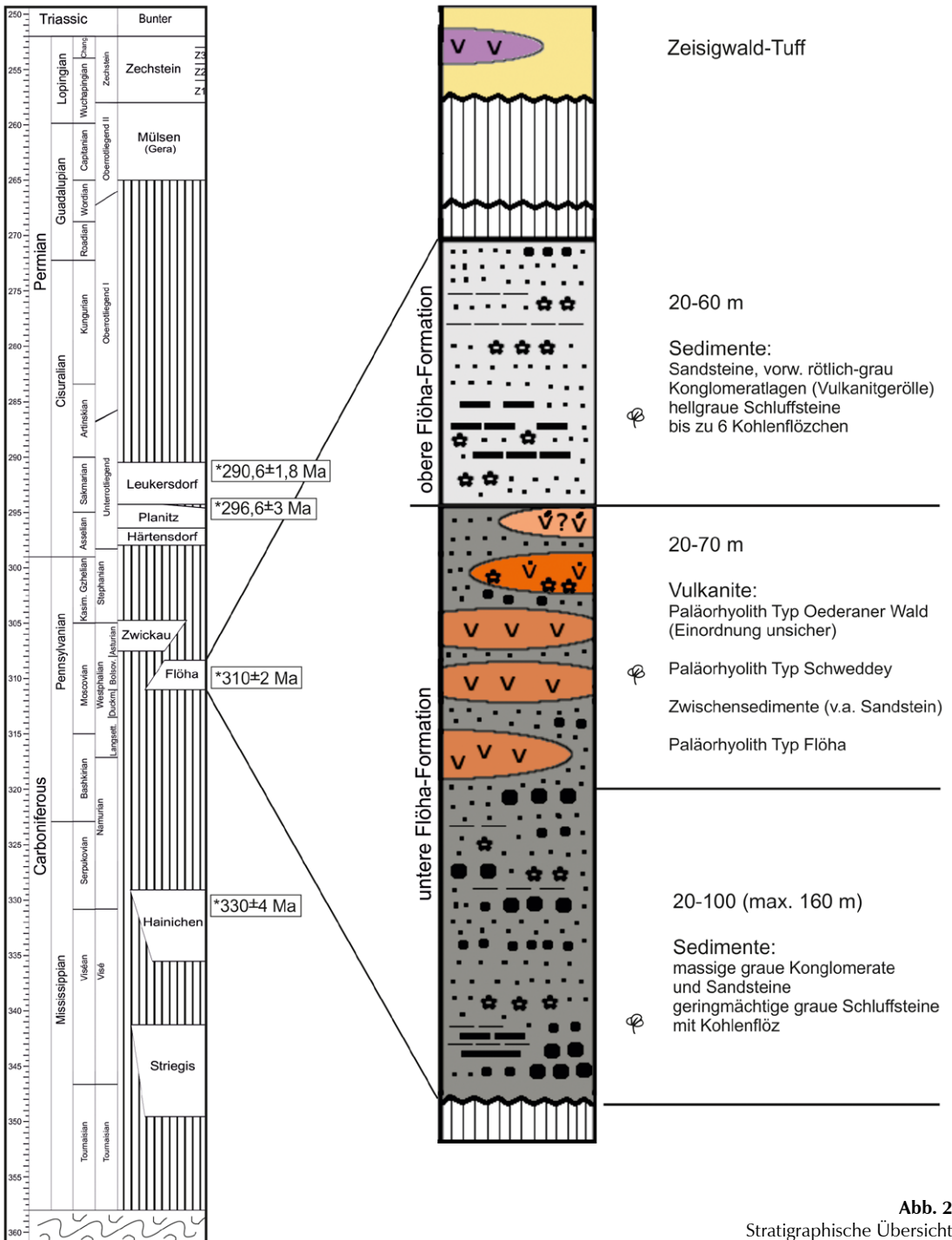


Abb. 2
Stratigraphische Übersicht zur Entwicklung von Ablagerungsräumen des Karbons und Perms im Bereich des „Erzgebirge-Beckens“. Normalprofil der Flöha-Formation nach LEONHARDT (1983).

die mehr als 1000 m mächtigen Ablagerungen der Hainichen-Subgruppe über variscisch konsolidierten Metamorphiten unterschiedlichen Alters aufnehmen. Sowohl K/Ar-Datierungen detritischer Hellglimmer als auch Zirkonanalysen einer in die Sedimente der Hainichen-Subgruppe eingeschalteten, durch die Wismut-Bohrung Frankenberg Fr 7/68-41 in 152 m Tiefe durchteufen, Tuff-Sequenz machen für den Beginn der Sedimentation ein Alter von 330 ± 4 Ma wahrscheinlich (GEHMLICH et al. 2000). Die Hainichen-Subgruppe reicht bis in das unterste Namur A hinein (GAITZSCH et al. 2008) und ermöglichte zumindest in ihrem unteren Bereich, der Ortelsdorf-Formation, die Gewinnung palynostratigraphischer Indikationen. Von BEK (1997) und JÄGER (2003) (s. SCHNEIDER et al. 2005b: Fig. 3) wurden in unterschiedlichen Profilbereichen die untere NM-Zone und VF-Zone sensu CLAYTON et al. (1977) nachgewiesen.

Nachdem während der variscischen Orogenese das Hainichen-Becken im Verlaufe des Namur und untersten Westfal stark zusammengeschoben und eingemuldet worden war, entstand südlich des Borna-Ebersdorf-Beckens im Westfal C (Bolsovian) ein neuer, flacher Sedimentationsraum, das heute ca. 11×3 km² ausgedehnte Flöha-Becken. Noch während des Oberkarbons, etwa ab dem Westfal D (Asturian), bildeten sich im Südwesten die Becken von Zwickau und Lugau-Oelsnitz, deren Relikte heute noch auf einer Fläche von ca. 30×6 km² unter dem Rotliegend verbreitet sind. Unterbrochen von Vulkanitsequenzen führen die Sedimente der Becken von Hainichen, Flöha, Zwickau und Lugau-Oelsnitz zahlreiche Steinkohlenflöze von mehr oder weniger wirtschaftlicher Bedeutung (WOLF et al. 2008, HOTH et al. 2009).

Erst das im unteren Perm abgelagerte Rotliegend erstreckt sich auch räumlich auf das gesamte „Erzgebirgische Becken“ und veranlasste SCHNEIDER et al. (2012) zur Definition des Chemnitz-Beckens. Dieses ist durch mehrere Sedimentationszyklen und zunehmende vulkanische Tätigkeit mit einem Aktivitätsmaximum in der Planitz-Formation gekennzeichnet. Die Parallelisierung der Ignimbritsequenz der oberen Planitz-Formation mit dem Rochlitz-Ignimbrit geht auf FISCHER (1991) zurück, ist aber nicht unumstritten. HOFFMANN et al. (2013) sprechen jüngst vom Planitz-Ignimbrit, für den sie ein SHRIMP U/Pb-Alter von $296,6 \pm 3,0$ Ma angeben, was gut mit den biostratigraphischen Daten korreliert (SCHNEIDER & WERNEBURG 2012). Eine frühere Altersdatierung von 278 ± 5 Ma durch NASDALA et al. (1998), muss wohl verworfen werden³. Einen gewissen Abschluss des vulkanischen Geschehens markieren die im Ostteil des Chemnitz-Beckens in die Leukersdorf-Formation eingeschalteten Eruptiva des Zeisigwald-Tuffs bei Chemnitz, für den auf der Basis von Zirkonen durch unterschiedliche Labors und Methoden ein radiometrisches Alter von 291 Ma ermittelt wurde (SHRIMP U/Pb-Alter: $290,6 \pm 1,8$ Ma, mündliche Mitteilung STANEK, 2009 und LA-ICP-MS U/Pb-Alter: 291 ± 2 Ma, mündliche Mitteilung LINNEMANN, 2011). Zur detaillierten Untergliederung der Beckenentwicklung sei auf SCHNEIDER et al. (2012) verwiesen.

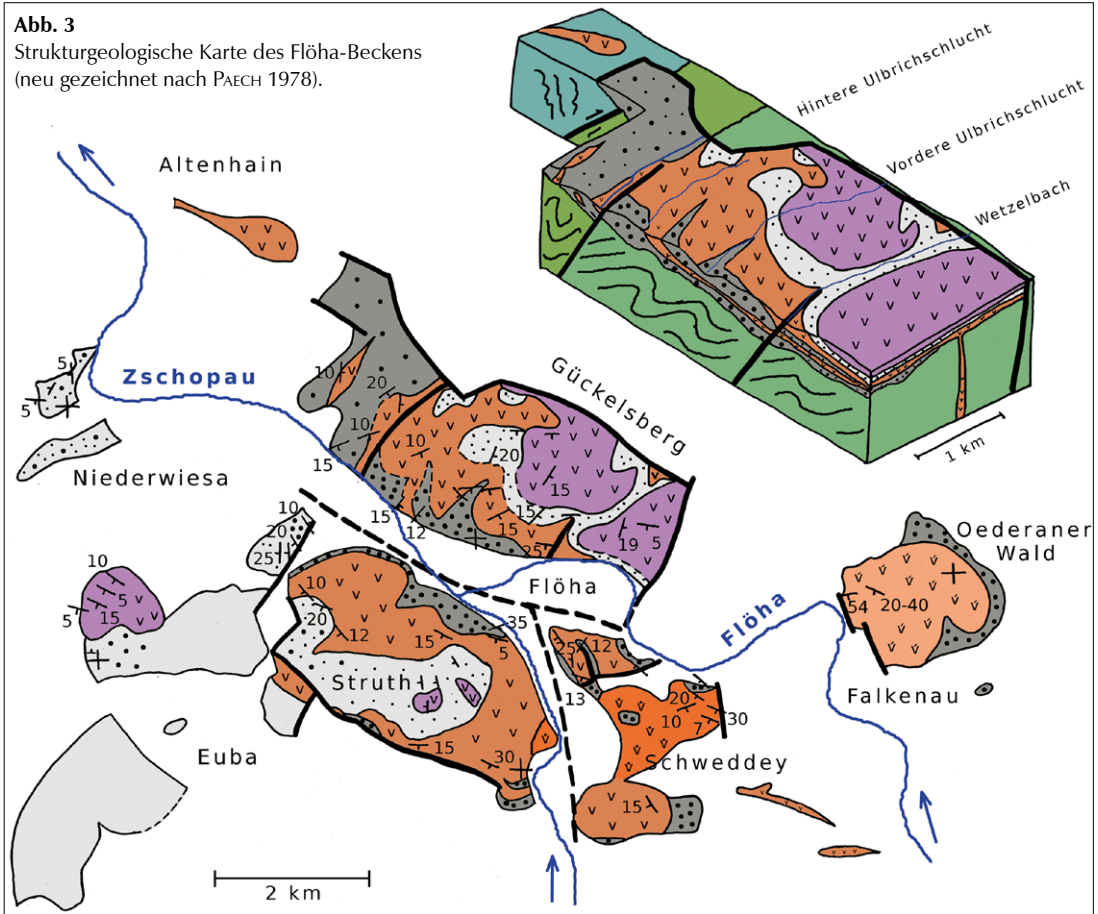
1.2. Flöha-Becken. Abgrenzung und Lagerungsverhältnisse

Das Flöha-Becken ist als kleines Erosionsrelik einer intramontanen Senke über dem Kreuzungsbereich der NW-SE streichenden Flöhaer Tiefenstörung und dem NE-SW verlaufenden Tiefenbruch des Zentralsächsischen Lineaments angelegt. Nach Norden zu wird sie durch das Hainichen-Frankenberger Zwischengebirge begrenzt. Sie steigt hier zu einem Höhenzug an, der sich von der Karolinenhöhe am Nordostrand des Beckens bis zum Ende des Frauenholzes bei Altenhain hinzieht. Durch den Forstbach, Hintere Ulbrichschlucht, Vordere Ulbrichschlucht, Wetzelsbach, Schindelbach und Höllegrund wird der Höhenzug durch steile Erosionstäler tief eingeschnitten, die nahezu rechtwinklig in Zschopau und Flöha einmünden. Die südliche Grenze bildet die flach abfallende Erzgebirgsnordrandstufe, von Ost nach West in etwa markiert durch die Linie Schweddey – Schwarzbachtal – Struth-Wald. Hier sind es vor allem Schalgrund, Tiefer Graben und Schwarzbach, welche im Struth-Wald die Nordrandstufe des Erzgebirges tief einkerben. Aus dem Erzgebirge kommend tritt von Süden her, beim Flöhaer Ortsteil Plau die Zschopau in das Becken ein. Nach Osten geht das Flöha-Becken ohne markante Grenze in das Tal der Flöha über, die bei Falkenau das Becken erreicht. Nahe der Ortsmitte Flöha vereinigen sich beide Flüsse und verlassen als Zschopau das Becken zwischen Niederwiesa und Altenhain. Von Westen her schieben sich die Ausläufer des Beuthenberges so nahe an das Flöha-Becken heran, dass die Zschopau zwischen Niederwiesa und Braunsdorf in ein schmales Tal gedrängt wird.

Das Flöha-Becken wird von den Flussläufen der Flöha und der Zschopau bis fast auf das Grundgebirge durchschnitten und in drei Areale zerteilt, die den Lagerungsverhältnissen der Gesteine nach zu urteilen, ein ursprünglich zusammenhängendes Ganzes gebildet haben. Der räumlich ausgedehntere Teil findet sich nördlich beider Flüsse; das zweitkleinste Areal, vornehmlich der Struth-Wald, südlich der Zschopau. In der Gabel zwischen Flöha und Zschopau, nördlich der Schweddey, ist der kleinste der drei Erosionsreste anzutreffen.

Die detaillierte Untersuchung der Lagerungsverhältnisse durch PAECH (1978) ergibt für das Flöha-Becken ein kleinräumiges, durch Randstörungen begrenztes Schollenmosaik (Abb. 3). PAECH (1978) deutet die Störungen ausschließlich als

³ HOFFMANN et al. (2013) analysierten eine Probe aus dem Planitz-Ignimbrit (Rochlitz-Ignimbrit bei FISCHER 1991) eines temporären Aufschlusses in Zwickau. Das bei NASDALA et al. (1998) untersuchte Material entstammt den ignimbritischen Sequenzen bei St. Egidien und nordwestlich von Chemnitz.



Dehnungsstrukturen, die er dem Verschiebungssinn nach zu urteilen als Abschiebungen interpretiert. Er gliedert dem Schichteneinfallen nach drei Schollen aus, die im Wesentlichen mit den durch die Zschopau und Flöha morphologisch herausmodellierten Arealen identisch sind. Die Schichten der Flöhaer Scholle, nördlich bis nordöstlich der Zschopau, fallen überwiegend nach SE bis S mit unter 20° ein. Die Schichten der Struth-Scholle, südlich der Zschopau, fallen nach S bis SW mit unter 25° ein. Die Schweddey-Scholle, in der Gabel zwischen Flöha und Zschopau, zeichnet sich durch ein SW-gerichtetes Einfallen unter 30° aus. Den Oederaner Wald nehmen wir, ergänzend zu PÄECH (1978), als vierte, durch SW-gerichtetes Einfallen unter 20° - 40° gekennzeichnete Scholle in unsere Betrachtungen auf (Abb. 3). Diese Gliederung geht letztlich bereits auf NAUMANN (1864) zurück, der bei der Beschreibung des Flöha-Beckens von dem nördlichen Plateau, dem südlichen Plateau, der östlichen Porphyrrplatte und dem Oederaner Wald spricht. Die Schollen zeigen schwaches Einfallen zur Beckenmitte hin, überlagert von einer schwachen Neigung in E-Richtung. Die Struth-Scholle ist infolge einer entlang des Zschopautales verlaufenden Verwerfung um ca. 50 m gegenüber der Flöhaer Scholle angehoben. Zahlreiche kleinere Störungen verkomplizieren das Bild.

Der Untergrund des Flöha-Beckens wird durch die Metamorphite des Erzgebirges und des Hainichen-Frankenberger Zwischengebirges, hauptsächlich Gneise, Glimmerschiefer und Phyllite, gebildet. Die durch eingeschaltete Vulkanite unterbrochene, bis etwa 260 m mächtige Füllung des Flöha-Beckens, die sog. Flöha-Formation, überlagert die Gneise, Glimmerschiefer und Phyllite des Grundgebirges diskordant. Im NW liegt die Flöha-Formation winkeldiskordant auf den Visé-Sedimenten des Berthelsdorf-Hainichen-Beckens. Was früher als Zeuge der „Erzgebirgische Phase“ der variscischen Orogenese angesehen wurde (KOSSMAT 1928), ist heute zu relativieren, denn schwache Winkeldiskordanzen zwischen Klastiten unterschiedlicher Korngröße sind auch unter dem Aspekt verschiedener Ablagerungsmilieus und -regimes er-

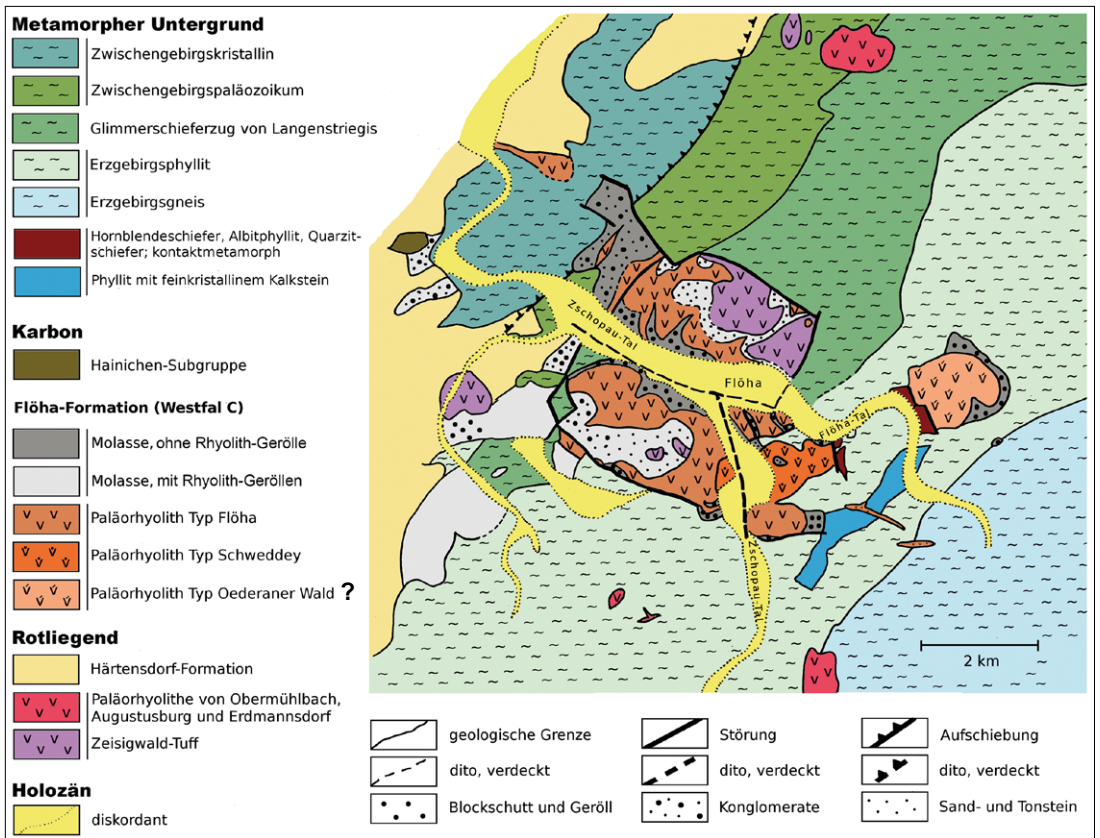
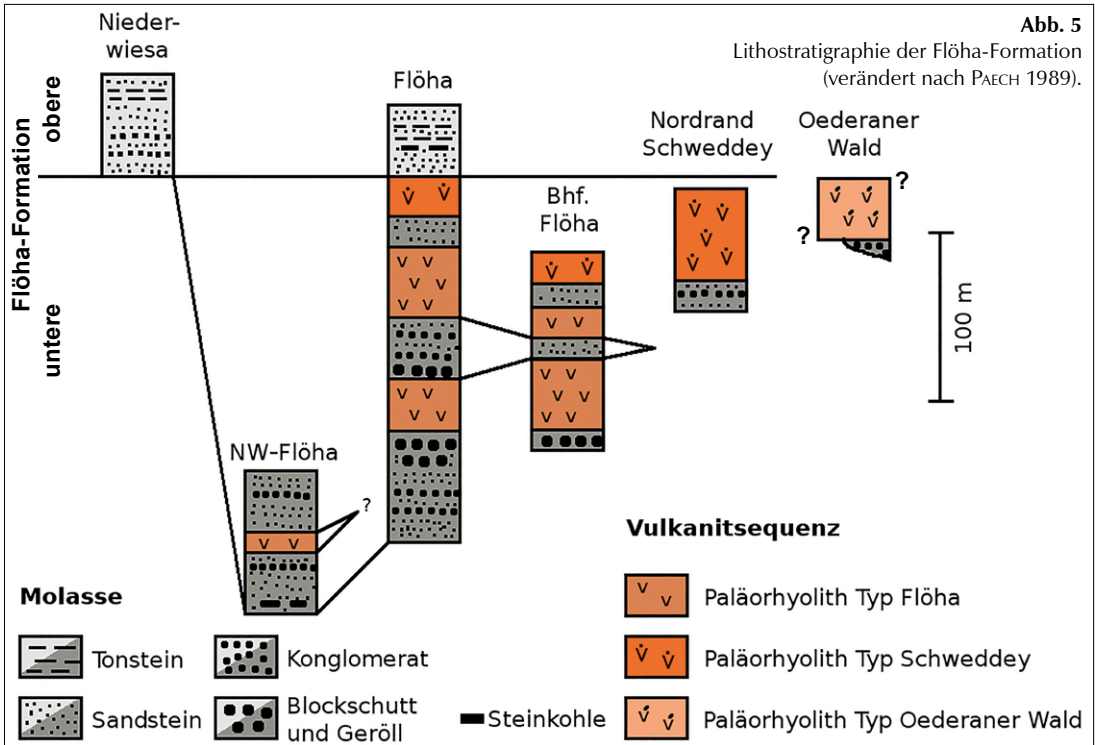


Abb. 4 Geologische Karte des Flöha-Beckens und Umgebung (neu gezeichnet und ergänzt nach PAECH 1989).

klärbar. Darüber hinaus ist der biostratigraphisch fassbare Altersunterschied zwischen der Hainichen-Subgruppe und der Flöha-Formation mit etwa 40 Millionen Jahren derart groß, dass er zur Datierung einer „Erzgebirgischen Gebirgsbildungsphase“ nichts beizutragen vermag. Im Hangenden der Flöha-Formation lagern Sedimente der Härtensdorf-Formation (Abb. 4).

SAUER et al. (1881) gliedern, gestützt auf die durch GEINITZ (1854) vorgenommene Parallelisierung der Flöhaer Steinkohlenflora mit jener der Becken von Zwickau und Lugau-Oelsnitz, das Flöhaer Karbon in drei Stufen: (1.) eine untere oder vorporphyrische Stufe, (2.) die Stufe des zwischengeschalteten Quarzporphyrs und (3.) eine obere oder nachporphyrische Stufe. Dem lagert diskordant das Rotliegend auf, in das SAUER et al. (1881) den „oberen Porphyrtuff“ oder „Thonstein“ von NAUMANN (1834, 1864) stellen.

GOTHAN (1932) revidiert nach kritischer Durchsicht der bereits von GEINITZ (1854) und STERZEL (1918) beschriebenen Florenreste des Flöha-Beckens die bis dahin geltende Auffassung, nach der die Ablagerungen der Becken von Zwickau und Lugau-Oelsnitz und Flöha gleichen Alters seien und stellt sowohl die obere, nachporphyrische als auch die untere, vorporphyrische Stufe in das Westfal B/C. Die Flöha-Formation ist unzweifelhaft älter als die Formationen des Oberkarbons von Zwickau, Lugau und Oelsnitz. Bezüglich der in der geologischen Spezialkarte des Königreiches Sachsen benutzten Bezeichnungen co1 und co2 für die untere und obere Karbonstufe führt GOTHAN (1932) aus: „Die [...] Bezeichnungen co1 und co2 kennzeichnen also nicht etwa wesentlich verschieden alte Ablagerungen, sondern lediglich die Lage der betreffenden Schichten unter oder über dem Quarzporphyr.“ Diese Auffassung wurde bereits von STERZEL etwa 50 Jahre früher vertreten (SAUER et al. 1881: 95 ff). Das ist im Wesentlichen der Kenntnisstand, den PIETZSCH (1962) nebst einer detaillierten petrographischen Beschreibung der Schichten und einer Florenliste zusammenfasst. Der „obere Porphyrtuff“ bleibt dem Rotliegend, dem Zeisigwald-Tuff, zugeordnet.



Ab der zweiten Hälfte der 1970er und in den 1980er Jahren kam es zur Neubearbeitung einzelner, insbesondere geochemischer und mineralogischer Aspekte der Vulkanite im Flöha-Becken durch JENTSCH (1979, 1981, 1996) sowie RANK & PÄLCHEN (1989) und zu einer modifizierten Gliederung der Flöhaer Schichten durch PÄECH (1989). Die letzte Darstellung im Kontext der gesamten regionalgeologisch-stratigraphischen und faziell-sedimentologischen Entwicklung des „Erzgebirgischen Beckens“ erfolgte durch SCHNEIDER et al. (2005a) in der „Stratigraphie von Deutschland“ bzw. durch WOLF et al. (2008) in der Neubearbeitung der „Geologie von Sachsen“.

1.3. Flöha-Formation

PÄECH et al. (1979, 1985) und PÄECH (1989) erkennen in dem Quarzporphyr des Flöha-Beckens einen stark verschweißten, nach RANK & PÄLCHEN (1989) und JENTSCH (1996) extrem quarzreichen rhyolithischen bis alkalirhyolithischen Ignimbrit. Da der Ignimbrit durch Zwischensedimente, die den co_1 -Schichten der geologischen Spezialkarte zuzuordnen sind, in unterschiedliche Fließeinheiten aufgliedert werden kann, untergliedert PÄECH das Oberkarbon des Flöha-Beckens neu in eine obere und eine untere Flöha-Formation (Abb. 5). Die Existenz von Zwischensedimenten ist durch verschiedene Aufschlüsse seit langem bekannt (NAUMANN 1838, 1864, SAUER et al. 1881). Aufgrund der insgesamt schlechten Aufschlussverhältnisse und des Fehlens eines Leithorizontes ergibt sich aber, was die Aufgliederung der Vulkanitserien anbelangt, ein eher verworrenes Bild. Je nach Autor werden bis zu vier Fließeinheiten ausgegliedert. Obwohl hier weitergehende Untersuchungen nötig sind, dürfte aus dem stratigraphischen Gesamtzusammenhang kein signifikanter Altersunterschied zwischen den einzelnen Fließeinheiten bestehen.

Die untere Flöha-Formation (s. Abb. 2) baut sich aus bis zu 160 m mächtigen Sedimenten mit eingeschalteten, zusammen bis zu 70 m mächtigen Vulkanitsequenzen auf. Die fluviatil, teilweise kolluvial abgelagerten Sedimente werden überwiegend aus grau gefärbtem, grobem Blockschutt und Geröll von bis zu 1 m Durchmesser, Konglomeraten, Sand- und Schluffsteinen aufgebaut. Lokal finden sich geringmächtige Steinkohlenflözchen eingeschaltet. In den Geröllen und Konglomeraten sind Quarz, Gneis, Glimmerschiefer und Phyllit vorherrschend. Die Sedimente der unteren Flöha-Formation entsprechen denen der unteren oder vorporphyrischen (co_1 -) Stufe bei SAUER et al. (1881) und PIETZSCH (1962).

Die Vulkanite werden durch einen stark verschweißten Ignimbrit im proximalen Ablagerungsbereich dominiert. Hierbei

handelt es sich um den Quarzporphyr (Pc) nach SAUER et al. (1881) und PIETZSCH (1962). Der hellrot bis grünlich-weiße Ignimbrit zeichnet sich durch bis zu 3 mm große Quarz- und Feldspat-Einsprenglinge und stark abgeflachte (1/10 bis 1/20) hellgraue bis grüne Fiamme von bis zu 120 mm Länge aus. Er enthält vereinzelt Xenolithe, die einerseits dem Grundgebirge, andererseits den Sedimenten der unteren Flöha-Formation zugeordnet werden können. Wir werden ihn als Paläorhyolith⁴ vom Typ Flöha ansprechen.

BAUMANN & JENTSCH (1978), JENTSCH (1979, 1981) und JENTSCH & URBAN (1979) stellten erhöhte Sn-, Li-, F- und Be-Gehalte in den Vulkaniten des Flöhaer Raumes fest. Bis auf das Vorkommen von Altenhain handelt es sich dabei ausnahmslos um isolierte Vorkommen von Gängen, Brekzienkörpern und Schlotbildungen, die außerhalb des Flöha-Beckens [Schellenberg (Augustusburg), Kunnerstein, Roter Stein (Erdmannsdorf), Obermühlbach, Grünberg (Folding, Metzdorf)] anzusiedeln sind. Ihr Bezug zu den Vulkaniten der Flöha-Formation ist überwiegend unklar und bedarf weiterer Untersuchungen. Dessen ungeachtet veranlassten o.g. Befunde RANK & PÄLCHEN (1989) und JENTSCH (1996) zu einzelnen geochemischen Untersuchungen auch der Paläorhyolith der Flöha-Formation, die danach in einem hochgradig differenzierten, geochemisch hoch spezialisierten, kristalen Magma ihr Edukt haben dürften. Speziell der Typ Flöha, wird aufgrund seiner metasomatisch bedingten extrem hohen Quarzgehalte auch als Quarzvulkanit bezeichnet⁵. Fluorit konnte in ihm, im Gegensatz zum Altenhainer Vorkommen (KALKOWSKY 1874), nicht nachgewiesen werden. Dennoch gruppieren RANK & PÄLCHEN (1989) die Vulkanite von Altenhain, Augustusburg, Euba und Obermühlbach aufgrund ihrer geochemischen Spezialisierung (Sn, F, Li, W) als „Vulkanitkomplex von Flöha“ und betonen ferner die enge geochemische Verwandtschaft mit dem Zeisigwald-Tuff von Chemnitz. Diesen Autoren zufolge ist der Vulkanitkomplex von Flöha als Rhyolithformation der nicht invertierten Antiklinalen im Sinne von TISCHENDORF et al. (1976) zu deuten und damit deutlich zu trennen von den weiter westlich liegenden Vulkanitkomplexen des Erzgebirge-Beckens, den Basalt-Andesit-(Rhyolith-) Formationen der Lineamentzonen.

Die noch bei PIETZSCH (1962) mit dem Zeisigwald-Tuff des Rotliegend parallelisierten und traditionell auch so kartierten Ignimbrite der Schweddey-Scholle und des Oederaner Waldes interpretieren PAECH et al. (1985) und PAECH (1989) aufgrund des eutaxitischen Gefüges und der Ähnlichkeit im Xenolith-Bestand als peripheren, schwach bis nicht verschweißten Randbereich des Ignimbrits vom Typ Flöha, wobei er sich aufgrund der Aufschlussverhältnisse vermutlich mit einer Untersuchung des Tuffs vom Oederaner Wald begnügen musste. Dem können wir nicht folgen.

Bereits NAUMANN (1864) und SAUER et al. (1881) bemerken, dass der Tuff der Schweddey-Scholle an mehreren Stellen zwar dem Paläorhyolith Typ Flöha konkordant aufliegt, von diesem aber durch konglomeratisch-sandige Zwischensedimente der unteren Flöha-Formation getrennt ist. Diese Lagerungsverhältnisse werden sowohl durch Bohrungen⁶ als auch den hier beschriebenen Aufschluss gestützt. Der Tuff der Schweddey ist daher jünger als der dortige Paläorhyolith Typ Flöha. In geochemische Untersuchungen (RANK & PÄLCHEN 1989, JENTSCH 1996) waren, bedingt durch die ungünstigen Aufschlussverhältnisse, Proben vom Typ Schweddey überhaupt nicht eingeflossen, so dass über dessen Geochemie zunächst nichts ausgesagt werden kann. Zudem handelt es sich beim Schweddey-Tuff, wie unten im Detail ausgeführt, um einen eher mittel bis stark verschweißten Ignimbrit. Die Interpretation als Randbereich eines ignimbritischen Absatzes (PAECH 1978) kann daher nicht aufrecht erhalten werden. Wir werden das Gestein als Paläorhyolith Typ Schweddey bezeichnen.

Im Verlauf der Bauarbeiten wurden 2 Störungssysteme aufgeschlossen. Besonders eindrucksvoll zeigte sich eine annähernd E-W streichende Störung nördlich des Golfplatzes, welche auf engem Raum ein regelrechtes Schollenmosaik der hier anstehenden Gesteine verursachte (mündl. Mitt. URBAN 2013). So erfolgt im Bereich der Bahnlinie die Begrenzung der Sedimente der unteren Flöha-Formation zum Paläorhyolith Typ Flöha durch eine mehrere Meter mächtige, steil stehende Störung, die den Vulkanit intensiv zerrüttete. Wenige Meter oberhalb legte die Baugrube der Brücke des Kreisverkehrs Phyllit frei, auf dessen gebleichter Oberfläche feinschichtige dunkelrotbraune Ton- und Schluffsteine des Unterrotliegend lagern. Diese werden völlig deformiert von einer Störung vom steil gestellten Phyllit abgeschnitten. Im Hangenden waren die Unterrotliegend-Sedimente durch pleistozäne Solifluktuationsprozesse in farbintensive Fließhorizonte umgewandelt worden. Unterhalb der im Phyllit stehenden Kreisverkehrs-Brücke legten die Bauarbeiten mächtige gelblich-braune fossilfreie Sandsteine der unteren Flöha-Formation frei, ohne den Kontakt zum nahen Phyllit anzutreffen. Am Beginn des anschließenden Straßeneinschnittes treten dunkelbraune bis graue Gesteine der unteren Flöha-Formation zu Tage, denen gelbliche bis hellgraue Tuffe aufliegen. Die an dieser Stelle herrschenden schlechten Aufschlussbedingungen erschweren die Deutung der geologischen Situation. Es scheint, dass hier staffelbruchartig nach Süden fallende Störungen den Übergang zu den Tuffen bilden. Der folgende, mehrere 100 Meter lange Geländeinschnitt mit dem flach SW geneigten

⁴ „Paläorhyolith“ bezeichnet einen geologisch älteren Vulkanit rhyolithischer bis alkalirhyolithischer Zusammensetzung. Über dessen Platznahme als Lavastrom, pyroklastischer Dichtestrom, Air-Fall-Tuff o.ä. wird damit nichts ausgesagt.

⁵ Auf die Probleme bei der Anwendung der Nomenklaturregeln nach STRECKEISEN auf Paläovulkanite weisen FISCHER (1991) und JENTSCH (1996) hin.

⁶ B....1....1953, B....6....1970, BK12/2/...2004, BK12/5/...2004, BK12/8/...2004.

Schweddey-Tuff war störungsfrei, wenn man von kleineren Brüchen und Harnischflächen absieht. Erst im Gebiet des Schweddey-Tälchens an der neuen Straßenbrücke kompliziert eine größere Störung die dortigen Verhältnisse. Sie quert das Flöha-Becken und kontrolliert das gegenüberliegende, in den Zschopautalhang eingeschnittene Hahnbachtal. Im Aufschluss selbst bewirkt sie das Aufrichten der Schichten der unteren Flöha-Formation und stört den Kontakt zu dem hangenden Schweddey-Tuff. Ein auffallend farbiger kaolinitischer Zersatzhorizont (Paläoboden?) markiert die Grenze der Sedimente zum Tuff. Eine im Tuff lagernde harte, grauschwarze Schicht⁷, sicherlich eine mit später silifizierten Sanden und Kiesen ausgefüllte flache Erosionsrinne, enthielt reichlich Pflanzenreste. Etwa 300 m entfernt verzeichnet die geologische Spezialkarte an der Augustusburger Straße ein Tälchen, welches den Paläorhyolith Typ Schweddey vom jenem des Typs Flöha trennt.

Der Tuff des Oederaner Waldes zeigt sich als schwach verschweißter Ignimbit mit alkalirhyolithischem (RANK & PÄLCHEN 1989) bis rhyolithischem (JENTSCH 1996) Charakter. Petrographisch unterscheidet er sich sowohl vom Typ Flöha als auch vom Typ Schweddey. Seine Stellung innerhalb der Vulkanite der Flöha-Formation ist unklar. Wir bezeichnen ihn als Paläorhyolith vom Typ Oederaner Wald. Dass dieser Vulkanit auch gelegentlich mit dem Zeisigwald-Tuff parallelisiert wird, scheint auch auf die häufigen Kieselholzfunde an seiner Basis im Bereich des Schußberges zurück zu gehen.

Geochemisch klare Unterschiede des „Vulkanitkomplex von Flöha“ gibt es RANK & PÄLCHEN (1989) zufolge aber auch zu den weiter östlich, während des Westfal B/C und damit offensichtlich weitgehend zeitgleich im Osterzgebirge zur Ablagerung gelangten Paläorhyolithen der Schönfeld-Formation. Allerdings ist, nach gegenwärtigem Kenntnisstand, ein magmenetischer Zusammenhang zwischen den Vulkaniten der Flöha-Formation und denen des Schönfeld-Altenberger Eruptionsgebietes nicht auszuschließen. Eingedenk der Tatsache, dass sich auch während des subaerischen Transports von Pyroklastiten vielfältige Differenzierungsprozesse vollziehen, welche die primären geochemischen Charakteristika modifizieren können, wollen wir das Osterzgebirge als Förderzentrum der Flöhaer Vulkanite derzeit nicht ausschließen, zumal die neuen Florenzfunde aus Flöha den Vergleich mit den Tuff-Floren des Radnice-Members der Kladno-Formation regelrecht nahelegen. Diese, in das Westfal C eingestuftes Kristall- und Aschentuffe werden aus einem Förderzentrum im Osterzgebirge abgeleitet (MAŠEK 1973, OPLUŠTIL et al. 2009a) und sorgten für die Konservierung einer ganzen Reihe vorzüglicher Fossilagerstätten im Zentralböhmischen Becken und seinen Teilsenken, insbesondere des Radnice-Beckens, Kladno-Rakovnik-Beckens und Pilsen-Beckens (u.a. PŠENIČKA 2005, PŠENIČKA et al. 2005, LIBERTIN & BEK 2004, 2006, LIBERTIN et al. 2009, OPLUŠTIL et al. 2009b, PŠENIČKA & OPLUŠTIL 2011). Im Unterschied zu den Fossilhaltungen in den böhmischen Vorkommen, wo wir es mit einem 2-12 m mächtigen Air-Fall-Tuff⁸ zu tun haben, sehen wir uns in Flöha mit den Ablagerungen pyroklastischer Dichteströme konfrontiert. Ungeachtet der möglichen Transportweite dieser Ströme können wir jedoch bezüglich der Florenreste und der Xenolithe von Bestandteilen aus der unmittelbaren Umgebung ausgehen. Bezüglich der radiometrischen Altersdatierung des neuen Flöhaer Vulkanits sei auf Kapitel 2.2 verwiesen. Ein Zusammenhang mit den Vulkaniten der Senke von Olbernhau-Brandov, die nach HOFFMANN et al. (2013) jüngst ein SHRIMP U/Pb-Alter von $302,6 \pm 2,8$ Ma lieferten und den biostratigraphisch je nach Autor als Westfal A/B oder Westfal B/C datierten, Kohle führenden Sedimenten auflagern, ist derzeit nicht erkennbar. RANK & PÄLCHEN (1989) vermuten, dass in den Vulkaniten der Flöha-Formation Effusiväquivalente der Granite des jüngeren Intrusivkomplex⁹ (Eibenstock, Ehrenfriedersdorf, Schellerhau, Markersbach) vorliegen. Eingedenk der von RANK & PÄLCHEN (1989) belegten geochemischen Verwandtschaft der Flöhaer Vulkanite mit dem Zeisigwald-Tuff von Chemnitz wäre diese geochemische Spezialisierung über eine Zeitraum von mindestens 20 Ma gegeben.

Die obere Flöha-Formation (s. Abb. 2) besteht aus mindestens 60 m Klastiten, die in Aufbau und Zusammensetzung denen der unteren Flöha-Formation ähneln. Im Unterschied zu letzterer treten Konglomerate in der oberen Flöha-Formation jedoch zurück. Vor allem aber enthält die obere Flöha-Formation Gerölle des Paläorhyoliths vom Typ Flöha als intraformationelle Abtragungsprodukte. Die obere Flöha-Formation lagert Teilen der unteren Flöha-Formation konkordant auf. WEINLICH (1983) beschreibt in Bezug auf Messungen der Vitritreflektanzen kohligter Sedimente signifikante Inkohlungsunterschiede innerhalb der Flöha-Formation zwischen dem Anthrazitstadium (Kichwald, Finkenmühle, Altenhain) und einer Flammkohle von der Struth. Während die hohen Werte innerhalb der unteren Flöha-Formation (vorporphyrische Stufe) wegen der späteren Platznahme des Paläorhyolithes Typ Flöha durchaus plausibel und auch an den Gumbelit-Erhaltungen zahlreicher Florenzfunde vom Kichwald und der Finkenmühle erkennbar sind, können die von WEINLICH (1983) angegebenen extremen Unterschiede innerhalb der oberen Flöha-Formation nicht erklärt werden. Während Proben von der Struth Inkohlungsunterschiede zwischen 0,63 und 3,87 Vitritreflektanz lieferten, erklärte WEINLICH (1983) die hohen Werte mit lokalen störungsgebundenen Effekten der Wärmezufuhr. Soweit an den Abdruckerhaltungen unserer

⁷ sog. „Brandschicht“ und alte Bezeichnung der Flöhaer Berg- und Steinbruchsarbeiter

⁸ Dieser sog. Wetzstein-Horizont mit den Gliedern „Bělka“ an der Basis und dem auflagernden „Brousek“ unterbricht die Moorbildung im Niveau der Unteren Radnice Kohle und konservierte mehrere zeitgleiche Moor-Ökosysteme bis ins Detail.

Pflanzenfossilien aus dem Paläorhyolith Typ Schweddey abschätzbar, dürften hier Inkohlungen zwischen Fettkohle und Magerkohle vorliegen, denn die Lamina farnlaubiger Pflanzen verbleibt beim Aufschlagen des Gesteins bruchstückhaft auf beiden Seiten, Druck und Gegendruck (vgl. Abb. 59). Dagegen dürften Anthrazitwerte trotz Einbettung direkt im Tuff wegen des Fehlens von Gümbelbildungen nicht erreicht werden.

Zusammenfassung: Für das Flöha-Becken lässt sich das paläogeographische Bild eines relativ engen, bis zu 4 km ausgedehnten, NW-SE verlaufenden Tales rekonstruieren. Unter fluviatilen Sedimentationsbedingungen wird es aus dem offensichtlich reliefstarken Erzgebirgsnordrand von SE her mit Konglomeraten und Schuttsedimenten aufgefüllt. Für das Liefergebiet der Sedimente der unteren Flöha-Formation geben PIETZSCH (1962) und DOMANN (1959) die Gegend um Augustusburg und Hetzdorf an. Im distalen Bereich der Alluvialfächer verzahnen sich die Grobklastika mit glimmerreichen sandig-schluffigen, Kohle führenden Ablagerungen. Mehrere Ignimbriteruptionen unterbrechen wiederholt die klastische Sedimentation, lassen nach PÄECH (1989) aber das Schüttungsregime unverändert. Ihre Ablagerungen füllen das Becken von Osten her zur Gänze auf. Infolgedessen verlagert sich das Depozentrum nach PIETZSCH (1962) und PÄECH (1989) Richtung Westen. Die reichlich vulkanoklastisches Geröll aus der unteren Flöha-Formation führenden Sedimente der oberen Flöha-Formation greifen dort deutlich über die Verbreitung der unteren Flöha-Formation hinaus. Hieraus leitet PÄECH (1989) für die obere Flöha-Formation ein zweites Liefergebiet aus südwestlicher Richtung, etwa nördlich von Niederwiesa, ab.

Das Eruptionszentrum der Flöhaer Vulkanite bleibt unbekannt. Neben den bekannten, aber wohl nicht in Betracht kommenden Eruptionszentren bei Augustusburg und Obermühlbach (JENTSCH 1996), ist das isolierte Paläorhyolith-Vorkommen von Altenhain als einziges Ausbruchszentrum innerhalb des Flöha-Beckens anzusehen (KÄSTNER & FREITAG 1916, JENTSCH 1996). Obwohl der Paläorhyolith von Altenhain dem Paläorhyolith Typ Flöha petrographisch vergleichbar ist (RANK & PÄLCHEN 1989), muss der Raum Altenhain als Förderzentrum der Vulkanite vom Typ Flöha ausgeschlossen werden, denn der Typ Altenhain enthält xenolithisch Gerölle der oberen Flöha-Formation (zu erkennen an mitgeführten Geröllen vom Typ Flöha) und muss folglich jünger sein. Er wird im Hangenden von unterem Rotliegend überlagert (SAUER et al. 1881).

Die Paläorhyolithe vom Roten Stein zwischen Euba und Erdmannsdorf und den Gangschwärmen bei Grünberg, Metzdorf und der Faltung werden untereinander als äquivalent angesehen (RANK & PÄLCHEN 1989). Nach SIEGERT & LEHMANN (1908) haben sie oberkarbonisches Alter, da sie in den früher als Karbon angesehenen Sedimenten zwischen Euba und dem Beuthenberg als Gerölle angetroffen werden. Dennoch kommen sie als Zufuhrspalten für die Paläorhyolithe des Flöha-Beckens nicht in Betracht, da dieses „Karbon“ seit TUNGER (1991) zum Perm gestellt wurde (EULENBERGER et al. 1995). Dass sie durch das Vorhandensein von Fluorit charakterisiert sind, der in den Vulkaniten der Flöha-Formation gänzlich fehlt, könnte ein weiterer Hinweis auf ein permisches Alter sein und eher Beziehungen zum Zeisigwald-Tuff suggerieren. Da sich die genannten Paläorhyolithe auch makropetrographisch vom Paläorhyolith Typ Flöha unterscheiden, dürften diese keinem Förderzentrum entstammen, das zur Zeit der Bildung der Flöha-Formation aktiv war.

Diesbezügliche Untersuchungen scheinen aber nicht gemacht worden zu sein. Ebenso fehlen Arbeiten, die einen Zusammenhang zwischen den oberkarbonischen Tuffen und Ignimbriten des Osterzgebirges (Raum Schönfeld-Altenberg-Teplice), den isolierten Vorkommen oberkarbonischer Tuffe in Böhmen und den Tuffen der Senke von Olbernhau-Brandov untersuchen.

2 Der Paläorhyolith Typ Schweddey

2.1 Aufschlussverhältnisse und petrographische Charakteristik

Der Aufschluss durchschneidet am westlichen Rand der Schweddey-Scholle, ziemlich genau in N-S-Richtung verlaufend, den Paläorhyolith Typ Schweddey auf einer Länge von etwa 700 m. Dabei handelt es sich um eine aus mehreren unterschiedlichen Tuff-Lagen bestehende ignimbritische Abkühlungseinheit eines pyroklastischen Dichtestromes. Eine Übersicht dazu gibt Abb. 6; ein Profil ergänzt um Bohrdaten in der unmittelbaren Umgebung zeigt Abb. 7. Am nördlichen Ende des Aufschlusses lagert der Tuff einem grauen, mäßig verfestigten Sandstein der unteren Flöha-Formation auf, der wiederum dem Phyllit des Grundgebirges diskordant aufliegt⁹. Über eine Länge von etwa 20 m war ein Bereich aufgeschlossen, der überwiegend aus einem teils lockeren, teils schwach verfestigten, an kohligem Pflanzendetritus reichen Schutt bestand, der sich aus grauen Sandsteinen und hellgrauen Tuffen zusammensetzte. In diesem Bereich konnte WEBER zahlreiche bis metergroße, teilweise stark abgerollte, verkohlte und verkieselte Holzreste bergen. Von Nord nach Süd ging der zunächst fast ausschließlich aus Sandstein bestehende Schutt fließend in einen reinen Tuff-Schutt über. Ein scharf begrenzter, 1,5 m Breite nicht übersteigender Kontaktbereich aus bläulich-blaugrauem, stark klüftigem, stark verkieseltem

⁹ Bohrung BK 09/1



(a)

- 1 Kontaktzone Ignimbrit/Sandstein, verkieselt
- 2 Entgasungskanäle im Ignimbrit
- 3 Blatthorizont, basaler Aschentuff
- 4 Pflanzenhäcksel im Aschentuff

Am Golfplatz

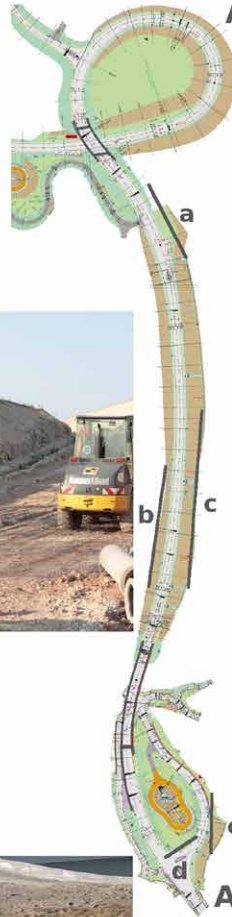


Abb. 6
Übersicht zum Aufschluss am Neubau der Ortsumgebung Flőha (B173).



(b)

- 5 Lithoklasten
- 6 Bimsfragmente

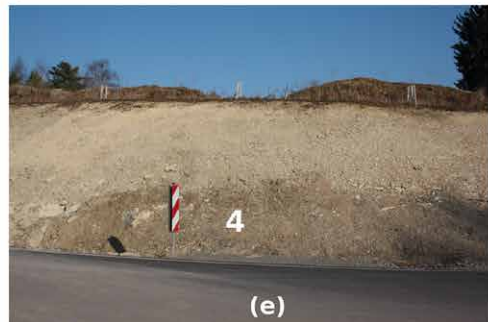


(c)



(d)

Am Plauberg



(e)

Sandstein begrenzte den Schutt nach Süden hin. Auf der dem Schutt gegenüberliegenden Seite des Kontaktbereiches ist der Tuff massig ausgebildet und ebenfalls stark klüftig. Im oberen Viertel des Aufschlusses wird er von einem mäßig verschweißten Tuff überlagert. Die Klüfte und Spalten sind vielfach von schwarz abfärbenden, weichen, erdigen Massen aus Manganomelan überzogen.

Bei dem grauen Tuff sind zwei Varianten auszumachen, die sich im Wesentlichen durch das Vorhandensein bzw. Fehlen zahlreicher fleischfarbener, bis zu 2 mm großer, idiomorph ausgebildeter Kalifeldspäte und die Größe der Bimslapilli unterscheiden. Der Kalifeldspat führende Tuff (Abb. 8) wird im Liegenden von dem kalifeldspatfreien Tuff begrenzt (Abb. 9). Im Hangenden wird er von einem mäßig bis stark verschweißten, weiß-blassrosa bis grünlichen Tuff überlagert. Beide Tuff-Varianten enthalten in einer feinkörnigen Grundmasse reichlich Muskovitschüppchen. Bis einige Zentimeter große, weiße Bimssetzten zeigen keine Sortierung. In der an Kalifeldspat freien Variante treten sie gegenüber der Grundmasse stark zurück und erreichen dort Größen von höchstens 5 mm. Der Bezeichnung von FISCHER (1991) folgend, handelt es sich (1) um einen an verkohlten Pflanzenresten und Kalifeldspat reichen, Lapilli führenden, groben Aschentuff und (2) einen verkohlte Pflanzenreste enthaltenden, schwach Lapilli führenden, groben Aschentuff. Der überwiegend aus Blattresten und kleineren Pflanzenachsen im Millimeter- bis Dezimeterbereich bestehende, größtenteils disartikulierte Pflanzendetritus zeigt keine Sortierung. Die Verteilung der Florenreste ist stark inhomogen. Nestartige Bereiche, in denen der Pflanzendetritus den Tuff dominiert, wechseln ab mit Zonen relativ geringer Fossildichte. Florenreste und Bimse mit einem Längen-/Breitenverhältnis von 2:1 und größer zeigen eine Einregelung in E-W-Richtung. Weder Xenolithe noch akkretionäre Lapilli sind in den grauen Tuffen auszumachen.

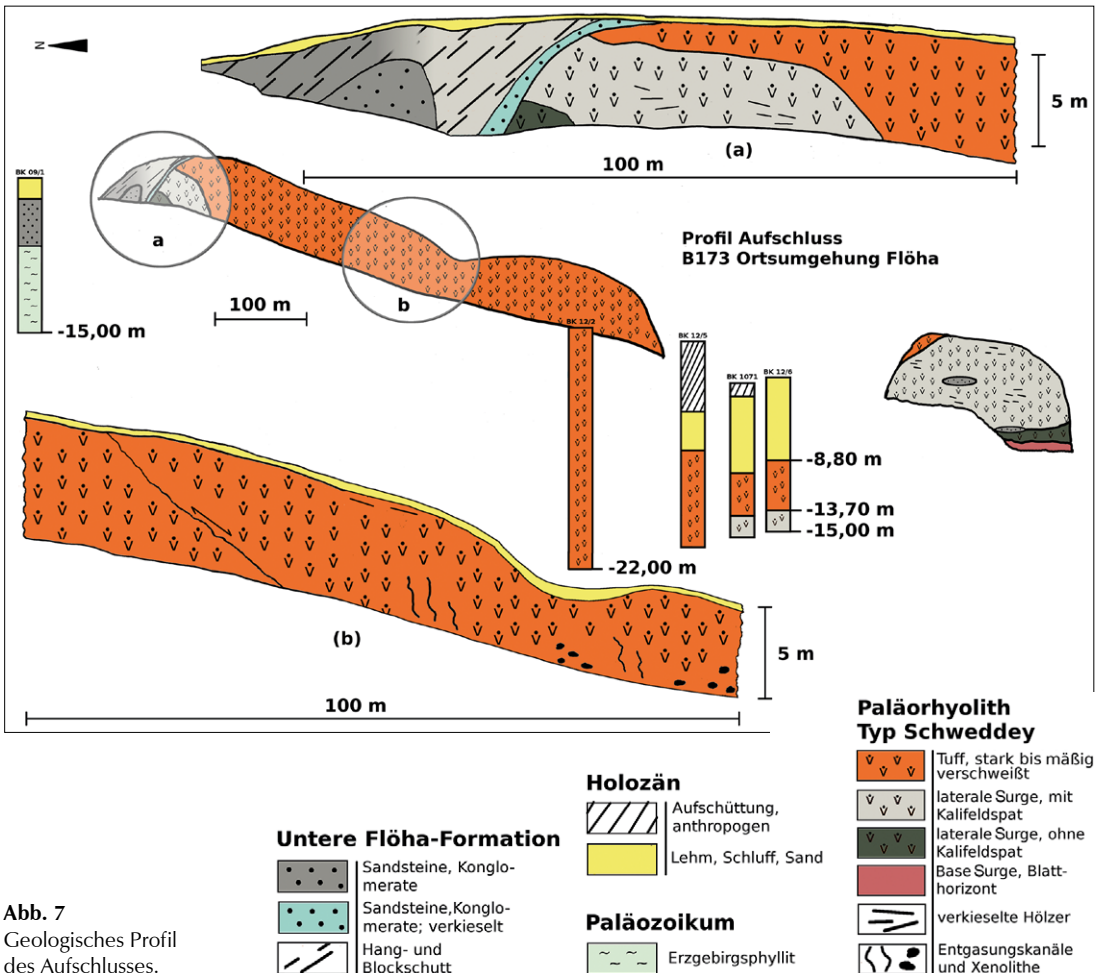


Abb. 7
Geologisches Profil des Aufschlusses.

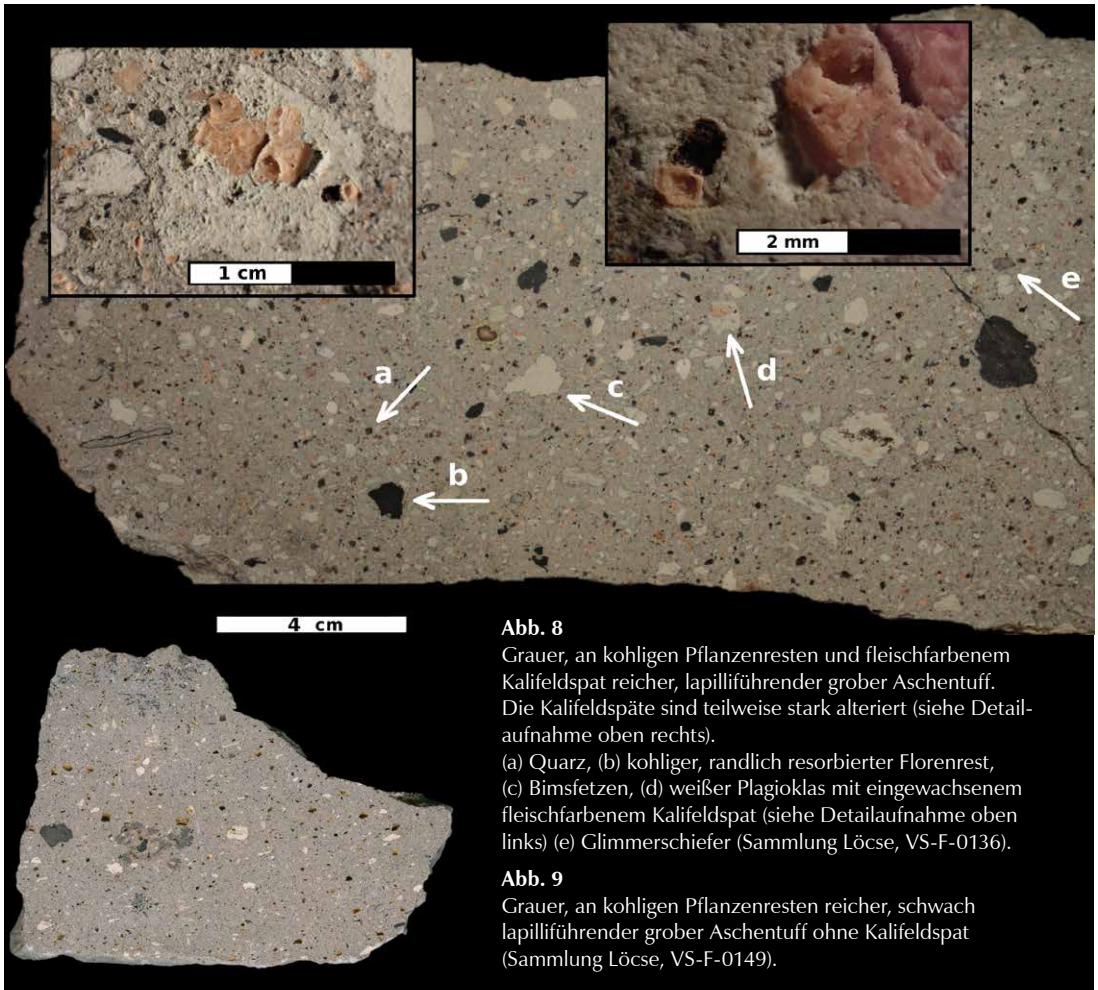


Abb. 8
 Grauer, an kohligen Pflanzenresten und fleischfarbenem Kalifeldspat reicher, lapilliführender grober Aschentuff. Die Kalifeldspäte sind teilweise stark alteriert (siehe Detailaufnahme oben rechts).
 (a) Quarz, (b) kohlig, randlich resorbierter Florenrest, (c) Bimsfetzen, (d) weißer Plagioklas mit eingewachsenem fleischfarbenem Kalifeldspat (siehe Detailaufnahme oben links) (e) Glimmerschiefer (Sammlung Löcse, VS-F-0136).

Abb. 9
 Grauer, an kohligen Pflanzenresten reicher, schwach lapilliführender grober Aschentuff ohne Kalifeldspat (Sammlung Löcse, VS-F-0149).

Der sich dem Aschentuff nach Süden zu anschließende, weiße über blaßrosa bis grünlich gefärbte Tuff erscheint massig und wird von zahlreichen Klüften und Harnischen durchzogen, was auf Beanspruchung bzw. Bewegung im Zuge bzw. nach Abkühlung des Ignimbrits hinweist. Etwa in der Mitte des Aufschlusses ist eine Rutschfläche auszumachen, die sich vertikal durch die gesamte Ablagerungsfolge zieht (Abb. 10). Die Gleitfläche ist jedoch keine Harnischfläche. Sie bildet in etwa die Grenze zwischen einem weniger und einem stärker verschweißten Tuff und kann daher als Gleitfläche interpretiert werden, auf der sich möglicherweise Teile unterschiedlichen rheologischen Verhaltens des noch zähplastischen pyroklastischen Stroms gegeneinander bewegt haben. Die im Randbereich dieses Tuffs porphyrisch ausgebildete, dichte helle Grundmasse enthält ähnlich der unmittelbar angrenzenden Tuff-Varietät zahlreiche fleischfarbene, bis zu 2 mm große, idiomorph ausgebildete Kalifeldspäte, die bei massenhaftem Auftreten den eigentümlichen blassrosa Farbeindruck verursachen. Sporadisch finden sich randlich stark korrodierte bis resorbierte Feldspatindividuen von bis zu 2 cm Größe, teilweise verquarzt (Abb. 11).

Die unterschiedlichen Feldspatgenerationen können als Hinweis auf eine Diskontinuität in der Phänokristenbildung gedeutet werden. Demnach kristallisierten in der Schmelze zuerst die großen Feldspäte aus, die im Laufe der weiteren Magmenentwicklung randlich verändert wurden. Die Feldspäte im Millimeterbereich bilden die zweite, jüngere Generation. Die markanten fleischfarbenen Kalifeldspäte sind ein charakteristisches Merkmal des Paläorhyoliths vom Typ Schweddey. Aus anderen Vulkaniten des Flöha-Beckens und den Gangschwärmen, Rhyolithkuppen und Schlotbildungen der näheren Umgebung sind sie nicht bekannt. Sie können als Hinweis auf ein hochdifferenziertes Magma interpretiert werden. Neben



Abb. 10
Gleitfläche im Ignimbrit,
Übersicht und Details.

den Kalifeldspäten finden sich untergeordnet Plagioklas, idiomorph, z.T. kaolinisiert sowie lichtgraue, bis 2 mm große Quarze. Hinweise auf Hochquarzmodifikationen fehlen, was auf eine eher niedrigtemperierte Ablagerung schließen lässt. Fein verteilt finden sich Hellglimmerschüppchen. Der Verschweißungsgrad des Ignimbrits nimmt vom Rand zur Mitte hin zu, sowohl lateral als auch vertikal. Der zentrale Bereich zeigt eutaxitisches Gefüge. Die zahlreichen, aus einer hellgrünen Masse bestehenden Fiamme, kugelig bis stark ausgelängt elliptisch, geben dem ansonsten weiß bis blassrosa farbigen Gestein ein markantes grünlich bis stellenweise fast blaugrünes Aussehen (Abb. 12). Die kleineren Fetzen zeigen einen eher kontinuierlichen Übergang zur Matrix. Sie enthalten teilweise Kalifeldspatphänokristen. Einige, vor allem der größeren Fiamme, sind mit einem bräunlichen mm-breiten Saum umgeben, der sich gelegentlich zu einem bräunlichen Kontakthof weitert. Die Fiamme, meist bis einige Millimeter groß, erreichen Längen von bis zu 3 cm. Das Längen-/Höhenverhältnis der nahezu kugeligen Fetzen liegt bei 2:1 und verschiebt sich bis zu 15:1 bei den stark geplätteten Fiamme. Die Plättungsebene ist gut eingeregelt. Die Orientierung der größeren Halbachse verläuft in E-W-Richtung und korrespondiert mit der Richtung der in dem angrenzenden Tuff eingeregelter stängeligen Florenreste.

Am nördlichen Ende des Aufschlusses fanden sich in den schwach verschweißten Tuffen vereinzelt, stellenweise in Lagen, kugelige bis ellipsoidförmige Tuffaggregate (Abb. 13). Sie bestehen aus dem grauen, den Ignimbrit randlich begrenzenden, lapilliführenden Aschentuff. Die Größe der Aggregate schwankt von einigen wenigen Zentimetern bis zu max. 40 cm, während die Kleineren durchweg Kugelgestalt aufweisen. Mit zunehmender Größe der Aggregate, die sich vergleichsweise leicht aus dem Tuff lösen lassen, ist eine stärkere Abplattung feststellbar. Ein ausgeprägter Kontakthof ist nicht auszumachen. Sackstrukturen fehlen, was gegen eine Genese als vulkanische Bomben spricht. Es ist eher anzunehmen, dass es sich bei den „Kugeln“ um randlich mitgerissene, verklebte und abgerollte Aschentuff-Aggregate handelt.

Florenreste finden sich vereinzelt, speziell in den weniger stark verschweißten Randbereichen in Form von inkohlten Hölzern und zahlreicher, nicht näher bestimmbarer, in E-W-Richtung eingeregelter Pflanzenstängel. Der zentrale Bereich des Ignimbrits weist keine Florenreste auf. Zahlreiche, von 2 bis maximal 20 cm breite Entgasungskanäle, über eine vertikale Länge von bis zu 2 m aushaltend, liesen sich dort ausmachen (Abb. 14).

Der mäßig bis stark verschweißte Tuff ist reich an Xenolithen, wobei zwei Typen zu unterscheiden sind. Über den gesamten Ignimbrit hinweg, also sowohl im Rand- als auch dem Zentralbereich, finden sich kleine, bis höchstens 2 cm große, eckige, randlich teilweise stark korrodierte bis resorbierte Gesteinsfragmente, die fest mit der Grundmasse verbacken

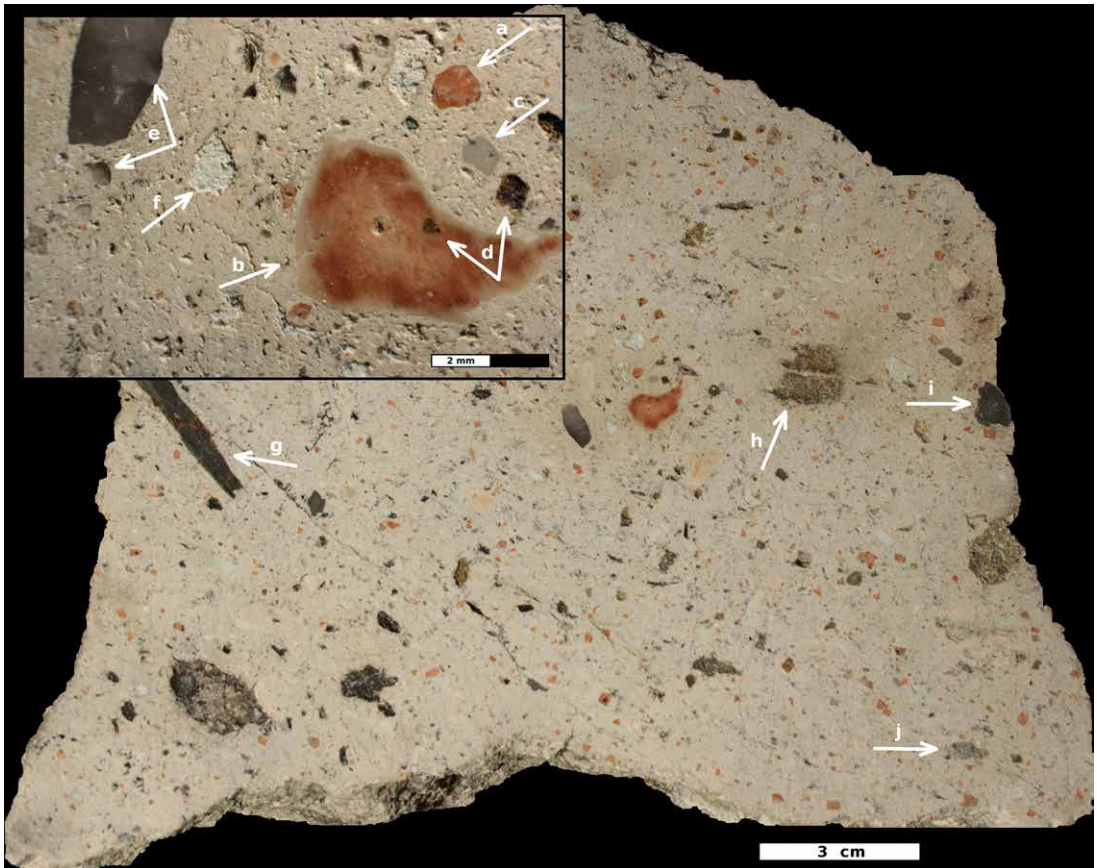


Abb. 11 Ignimbrit, schwach verschweißst. (a) randlich kaum resorbierter, idiomorpher Kalifeldspat der 2. Generation, (b) randlich stark resorbierter Kalifeldspat der ersten Generation, (c) Plagioklas, idiomorph, (d) alterierte Kalifeldspäte der zweiten Generation, (e) Quarzgerölle, xenolithisch, (f) Bimsfetzen, (g) Florenrest, (h) alterierter Sandstein, xenolithisch, (i) Florenrest, (j) Gneisfragment, xenolithisch (Sammlung Lócse, VS-F-0140).

sind. Oft sind die Bruchstücke mit einem bräunlichen Kontakthof umgeben. Bei dem Material dürfte es sich um mitgerisenes Gestein aus dem Randbereich des Schlotes handeln, das noch in der Schmelze metasomatisch überprägt wurde. Der zweite Typ xenolithischen Materials wurde im Aufschluss ausschließlich im unteren Bereich der stark verschweißten, zentralen Zone angetroffen. Es handelt sich um bis zu einige Dezimeter große, überwiegend aus Muskovitgneis, Zweiglimmergneis und Granitgneis bestehende Gerölle der unteren Flöha-Formation. Infolge der Schieferung und der fluvialen Prägung sind die größeren Gerölle überwiegend schwach abgeplattet, mit abnehmender Korngröße eher kugelförmig. Diese Gerölle sind metasomatisch kaum verändert und lassen sich relativ leicht aus der umgebenden Matrix lösen. Daneben gibt es zahlreiche, an Bims erinnernde, gelbliche, braune bis schwarze Konkretionen im cm-Bereich, bei denen es sich um metasomatisch stark veränderte Sandstein- und Phyllitgerölle handelt. Bei dem Sandstein sind einzelne Quarzkörner gut zu erkennen. Bei den Xenolithen vom zweiten Typ dürfte es sich insgesamt um Gerölle handeln, die aus der Unterlage mitgerissen wurden, auf der sich der pyroklastische Strom lateral ausbreitete (Abb. 15). Sie deuten, ebenso wie der Erhaltungsgrad der Florenreste, auf einen hochdynamischen proximalen Ablagerungsbereich hin.

Die Zonierung im Verschweißungsgrad des Ignimbrits und das Fehlen von Entgasungskanälen in dessen Randbereich legen nahe, den Ignimbrit als eher „kühl“ abgesetzt anzusehen. Die Kompaktion der Bimsfetzen im Zentralbereich erfolgte möglicherweise als Resultat der Auflast des abgelagerten Pyroklastitkörpers. Das Gleiten entlang der oben beschriebenen Rutschfläche stützt als weiteres Indiz ein solches Szenario.

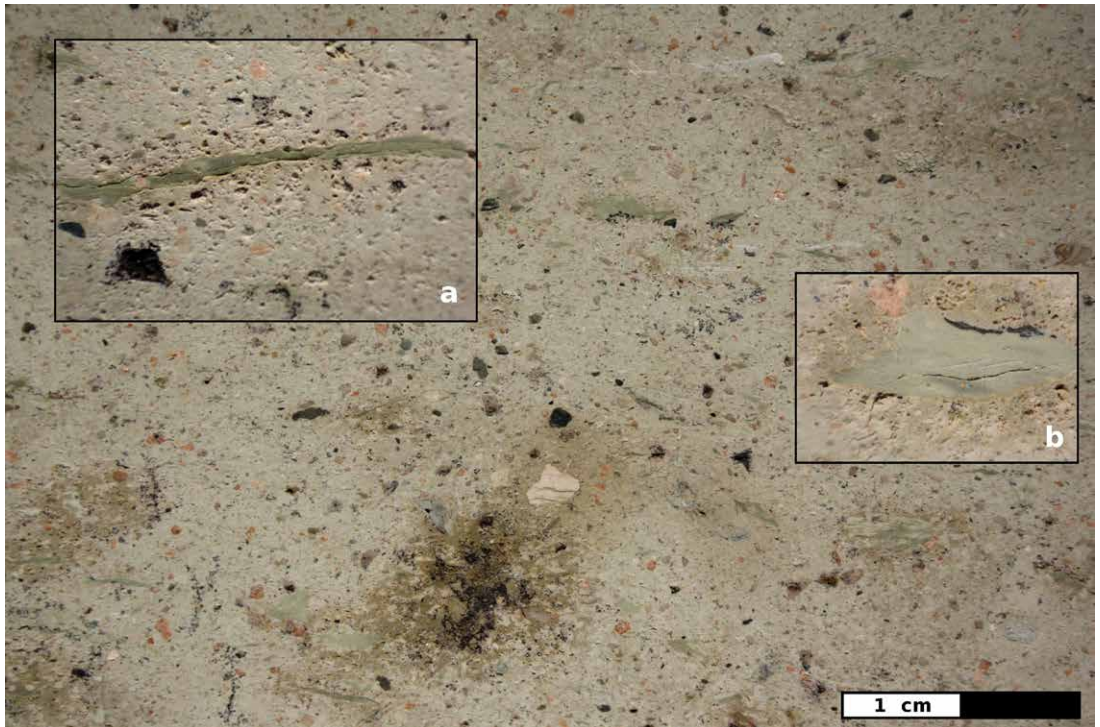
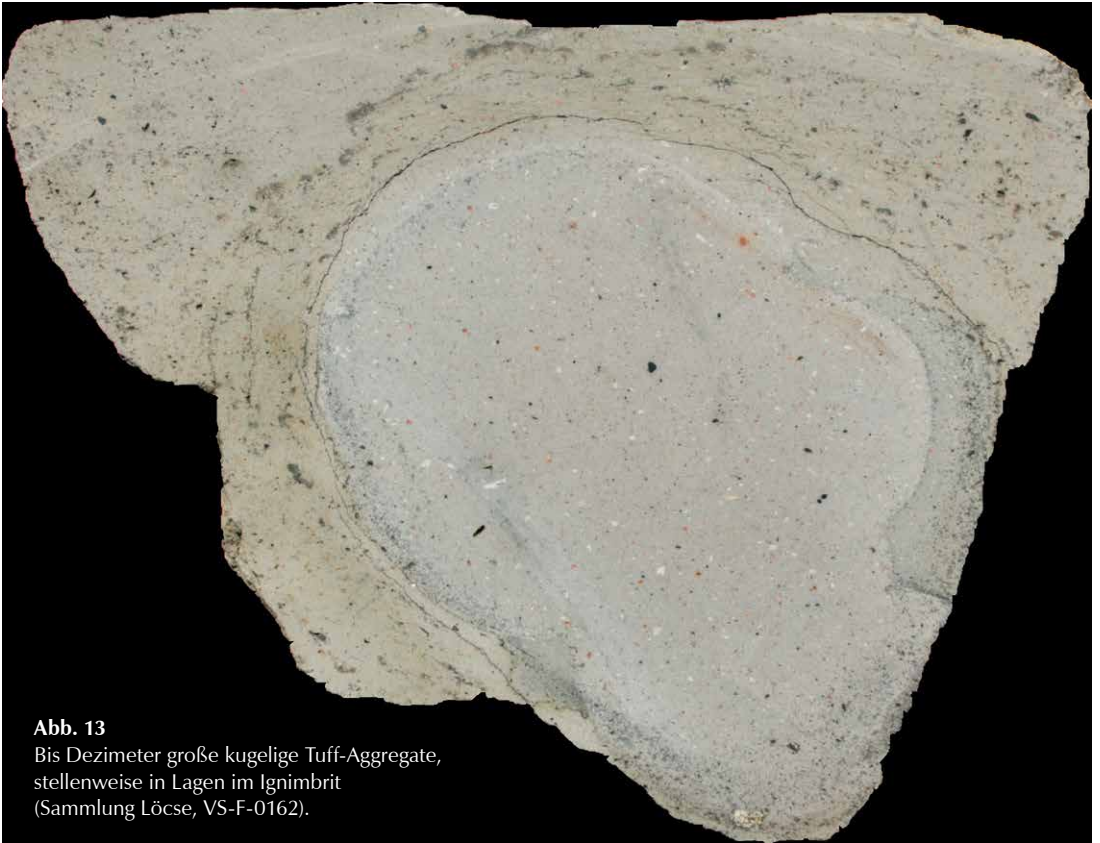


Abb. 12 Ignimbrit, stark verschleißt, mit stark ausgelängten (a) und eher kompakten (b) vergrüntem Fiamme, eutaxitisches Gefüge (Sammlung Löcse, VS-F-0142).

Der mäßig bis stark verschleißte Tuff des zentralen Aufschlussbereichs geht nach Süden zu wieder in die grauen, o.g. Tuff-Varietäten über. Dieser Übergang ist nicht direkt aufgeschlossen, da der Schweddey-Bach den entsprechenden Bereich abgetragen hat, jedoch durch die Bohrungen BK 1071 und BK 12/6 dokumentiert (s. Abb. 7). Damit liegt der Tuff des zentralen Aufschlussbereichs randlich den grauen Tuffen auf. Im Zusammenhang mit dem Straßenbauvorhaben abgeteufte Bohrungen haben den Ignimbrit bis zu einer Endteufe von 22 m nicht durchstoßen. Aus Bohrdaten der SDAG Wismut ist bekannt, dass der Ignimbrit auf der Schweddey-Scholle direkt dem Sandstein und dem Grundgebirge aufliegt (ANKERT, mündliche Mitteilung 2012). Für die Serie grauer Tuffe am Süden des Aufschlusses ergibt sich zunächst eine im Vergleich zum Nordende spiegelbildliche Abfolge: Den lapilliführenden, groben, an fleischroten Kalifeldspäten reichen, grauen Aschentuffen schließt sich nach Süden zu und im Liegenden ein schwach lapilliführender, kalifeldspatfreier, grober, grauer Aschentuff an. Zwischengelagert sind feine Lagen, teils in linsenförmiger Ausprägung, eines gelblichen, kristallführenden Aschentuffs bis Kristalltuffs. Die kristallführenden, gelblichen Tufflagen wechseln mit feinen Aschentufflagen. Innerhalb dieses Bereichs wurden Kieselholzfundstücke in der Größenordnung ganzer Stämme gemacht (Abb. 16). Einzelne Fundstücke werden in Kapitel 4 im Detail dargestellt. Ein völlig klares Bild der Aufschlussverhältnisse war jedoch aufgrund der sich hier beinahe täglich ändernden Tiefbausituation nicht zu gewinnen.

Im Liegenden wurde die Tuff-Abfolge, aufgrund der Aufschlussituation ohne scharf auszumachende Grenze, von einer dünnbankigen, höchstens einige Dezimeter mächtigen, wenig geschichteten Lage eines dunkelgrauen feinen Aschentuffs abgelöst (Abb. 17). Der Tuff ist frei von den markanten fleischfarbenen Kalifeldspäten. Gelegentlich mitgeführte Lapilli zeigen in den leicht welligen Schichten keine Durchbiegungen. Der obere Bereich dieser im Nordteil des Aufschlusses nicht freigelegten Tuffschicht enthält homogen verteilten, unsortierten, häufigen Pflanzendetritus mit E-W-Orientierung der längeren Pflanzenachsen. Zum Liegenden zu nimmt der Pflanzendetritus rasch ab, während der Tuff zahlreiche inkohlte Pflanzenabdrücke aufweist. Der überwiegende Teil der Blattreste stammt aus der höchstens 20 bis 30 cm mächtigen, basalen Schicht dieses Tuffs, den wir daher als Blatthorizont bezeichnen. Eine detaillierte Beschreibung der Florenreste folgt in Kapitel 3.

**Abb. 13**

Bis Dezimeter große kugelige Tuff-Aggregate, stellenweise in Lagen im Ignimbrit (Sammlung Löcse, VS-F-0162).

Schließlich ist jenseits der südlichen Grenze des Aufschlusses, am Übergang zum Sandstein der unteren Flöha-Formation, der in einem kleinen Tälchen an der Grenze zum Plauberg den Paläorhyolith Typ Schweddey von dem Paläorhyolith Typ Flöha trennt, der bläuliche, stark verkieselte Sandstein, der am Nordende aufgeschlossenen Kontaktzone auf den Feldern als Lesestein nachweisbar (Abb. 18). Der detaillierten Beschreibung bei NAUMANN (1834, 1864) zufolge, kann es sich bei dem Tuff in Bernsdorf, am östlichen Rand der Struth-Scholle, ebenfalls nur um den Ignimbrit vom Typ Schweddey handeln, der hier früher großräumig aufgeschlossen war und heute noch in kleinen Resten anzutreffen ist. Er liegt auch hier, getrennt durch Sedimente der unteren Flöha-Formation, dem Paläorhyolith Typ Flöha, konkordant auf.

Auch auf der Flöhaer Scholle ist der Paläorhyolith Typ Schweddey anzutreffen. Bei dem von NAUMANN (1834, 1864) beschriebenen, zahlreich Gerölle bis Konglomerate der unteren Flöha-Formation führenden „Thonstein“, der in den Schipanschen Werken am Gückelsberg, zwischen dem Zeisigwald-Tuff und dem Paläorhyolith Typ Flöha mit einer Mächtigkeit von um die 30 bis 35 m angetroffenen wurde, dürfte es sich ebenfalls um den Paläorhyolith Typ Schweddey handeln. Vom Zeisigwald-Tuff im Hangenden und dem Paläorhyolith Typ Flöha im Liegenden war er jedenfalls durch Sandstein und Konglomerate getrennt. Schließlich zeigt der auflässige, unter Landschaftsschutz stehende Steinbruch am Gückelsberg auf der Flöhaer Scholle den Ignimbrit der Schweddey im Liegenden des Zeisigwald-Tuffs aufgeschlossen. An dieser Stelle taucht die Frage auf, welchem Vulkanit die seltenen Farne *Tubicaulis solenites* und *Zygopteris primaria* tatsächlich entstammen, ob sie, wie bislang angenommen aus dem unteren Perm oder nicht doch dem Oberkarbon kommen. Dass es sich im unteren Teil des Bruches nicht, wie üblicherweise angenommen, um den Zeisigwald-Tuff handelt, dürfte sich schon aus dem massenhaften Auftreten der markanten fleischfarbenen Kalifeldspäte ergeben, die dem Zeisigwald-Tuff fehlen. Die zahlreichen xenolithischen Gerölle unterscheiden ihn ebenfalls deutlich von letzterem. Schließlich findet sich randlich im Steinbruch ein schmales Band mit Sandstein, das über einen schmalen Kontakthof, bestehend aus dem oben beschriebenen bläulichen, stark verkieselten Sandstein (vgl. Abb. 18) in den weißlich-grünlichen Schweddey-Tuff übergeht. Die die mäßig bis stark verschweißten Tuffe des zentralen Bereiches des Ignimbrits randlich begleitenden, grauen Tuff-Varietäten fehlen hier allerdings. Das Haldenmaterial am Pfarrwald dagegen enthält massenhaft gerade diesen, an



Abb. 14 Entgasungskanäle im stark verschweißten Ignimbrit.

Pflanzendetritus reichen, grauen Tuff vom Typ Schweddey, der dort offenbar während des Betriebs der Kohlengruben durchfahren worden ist. Unerklärlich bleibt, warum dieser fossilführende Vulkanit nicht Eingang in die historischen Sammlungen fand und die Steinkohlenflora der Flöha-Formation bislang nur aus grauschwarzen, glimmerreichen Brandschiefern stammt. Der Paläorhyolith Typ Schweddey dürfte über den gesamten östlichen Teil des Flöha-Beckens verbreitet sein. Aufschluss über die genauen Lagerungsverhältnisse wird nur im Rahmen weiterführender Untersuchungen zu erlangen sein. Hinweise auf die für den Flöhaer Raum so typischen hydrothermalen Gangmineralisationen des Quarz-Chalzedon-, Hornstein-Baryt- und Quarz-Paradoxit-Fluorit-Typs fehlen in unserem Aufschluss.

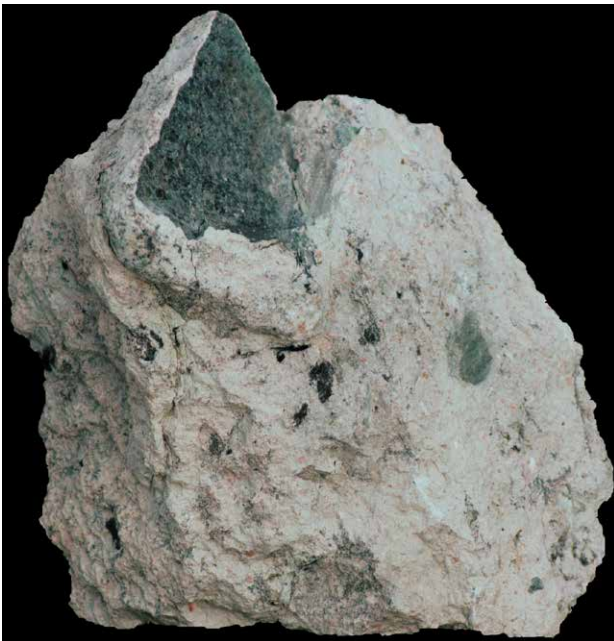


Abb. 15

Muskovitgneis-Geröll der unteren Flöha-Formation, xenolithisch im stark verschweißten Ignimbrit (Sammlung Löcse, VS-F-0125).



Abb. 16
Kieselholz im randlichen grauen Tuff am Sūdende des Aufschlusses.



Abb. 17
Tuff nahe der Basis der Abkőhlungseinheit,
Maőstab 1 cm (Sammlung Lőcse, VS-F-0123).



Abb. 18 Sandstein-Tuff-Gemisch aus dem lateralen Kontaktbereich des Schweddey-Tuffs, Maßstab 2 cm (Sammlung Löcse, VS-F-0132).

2.2 Altersdatierung

Methodik

Die absolute Altersbestimmung des Paläorhyoliths Typ Schweddey (Probe Flöha 1) wurde mit Hilfe von U-Pb-Isotopen von magmatischen Zirkonen bestimmt, die durch Laserablation und induktiv gekoppeltes Plasma verbunden mit einem Massenspektrometer¹⁰ gewonnen wurden. Die Untersuchungen wurden im Geochronologie-Labor des Museums für Mineralogie und Geologie an den Senckenberg Naturhistorischen Sammlungen Dresden durchgeführt. Das Zirkonkonzentrat ist aus 2 Kilogramm Probemenge gewonnen worden. Nach einer Schwertrennung sind die Zirkonkörner unter einem Binokular handverlesen, in Epoxydharzobjektträger (*mounts*) eingegossen und angeschliffen sowie poliert worden. Die Zirkone wurden durch ein New Wave UP-193 Excimer Lasersystem ablatiert und durch ein Sektorfeld-ICP-MS „Element 2 XR“ von Thermo-Scientific analysiert. Es ist eine Ablationszelle mit einem Niedrigvolumen und einem tropfenförmigen Querschnitt verwendet worden, die von B. Jähne (Dresden) und A. Gerdes (Frankfurt am Main) konstruiert wurde. Die Aufzeichnung des Hintergrund-Signals dauerte 15 s. Die Analysezeit pro Messung betrug 30 s. Der Durchmesser des Laserspots betrug entweder 25 oder 35 μm . Die Rohdaten wurden um das Hintergrundsignal und Elementfraktionierungen Blei korrigiert. Wenn nötig, wurde ein ^{204}Pb -Signal korrigiert auf den Hintergrund und die Interferenz mit ^{204}Hg für die Korrektur der Abweichung durch gewöhnliches Blei eingesetzt, wobei die modellierte Pb-Isotopenkomposition von STACEY & KRAMERS (1975) verwendet wurde. Für die Berechnungen und die Kalkulation der U-Pb-Alter sowie der Analysefehler ist ein *Excel® spreadsheet program* verwendet worden, das von Axel Gerdes entwickelt wurde (Institut für Geowissenschaften, Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt am Main). Als Standard wurde der GJ1-Zirkon (606 ± 5 Ma) verwendet. Das U-Pb-Alter der unbekanntenen Zirkone wurde mit Isoplot/Ex 2.49 (LUDWIG 2001) vorgenommen. Weitere Details der Analytik sind den Veröffentlichungen von GERDES & ZEH (2006) sowie FREI & GERDES (2009) zu entnehmen.

¹⁰ LA-ICP-MS (Laser Ablation and Inductively Coupled Mass Spectrometer)

Tabelle 1 U-Pb-Th-Isotopendaten von Zirkonen des Paläorhyoliths Typ Schweddey, n = 21 von 30 Zirkonen, Flöha (Koordinaten: N 50°50'38"; E 13°5'10"). Daten, die das Eruptionsalter reflektieren, sind grau schattiert.

grain	²⁰⁷ Pb ^a	U ^b	Pb ^b	Th ^b	²⁰⁶ Pb ^c	²⁰⁶ Pb ^c	2 s	²⁰⁷ Pb ^c	2 s	²⁰⁷ Pb ^c	2 s	rho ^d	²⁰⁶ Pb	2 s	²⁰⁷ Pb	2 s	²⁰⁷ Pb	2 s	conc %
no.	(cps)	(ppm)	(ppm)	U	²⁰⁴ Pb	²³⁸ U	%	²³⁵ U	%	²⁰⁶ Pb	%		²³⁸ U	(Ma)	²³⁵ U	(Ma)	²⁰⁶ Pb	(Ma)	
a7	9741	389	20	0.94	18854	0.04425	1.6	0.32022	3.1	0.05249	2.7	0.51	279	4	282	8	307	61	91
a15	13363	474	25	0.80	1626	0.04599	1.7	0.33279	2.7	0.05248	2.1	0.64	290	5	292	7	306	47	95
a10	7381	286	15	0.89	14201	0.04612	1.6	0.33604	2.5	0.05285	2.0	0.62	291	4	294	6	322	45	90
a39	8681	304	16	0.97	2577	0.04747	1.5	0.34540	7.3	0.05278	7.1	0.20	299	4	301	19	319	162	94
a29	1326	50	3	0.64	1483	0.04914	2.1	0.35632	4.4	0.05259	3.9	0.47	309	6	309	12	311	88	99
a30	7624	300	16	0.61	14754	0.04916	1.8	0.35661	3.4	0.05262	2.9	0.54	309	6	310	9	312	66	99
a25	6883	271	15	0.93	13325	0.04930	2.0	0.35721	3.0	0.05255	2.3	0.66	310	6	310	8	309	51	100
a31	8322	324	18	0.82	9573	0.04924	1.9	0.35692	2.9	0.05257	2.2	0.66	310	6	310	8	310	51	100
a33	8760	380	21	0.87	16906	0.04919	1.6	0.35665	2.7	0.05258	2.2	0.59	310	5	310	7	311	50	100
a35	9649	326	19	1.11	1177	0.04942	1.8	0.35873	3.7	0.05264	3.2	0.51	311	6	311	10	313	72	99
a37	11194	367	21	0.92	945	0.04962	2.1	0.36016	3.8	0.05264	3.2	0.56	312	7	312	10	313	72	100
a38	9187	316	18	0.78	17621	0.05283	1.9	0.38671	3.1	0.05309	2.5	0.60	332	6	332	9	333	57	100
a11	7176	99	9	0.70	413	0.07808	2.0	0.61182	7.8	0.05683	7.6	0.25	485	9	485	31	485	167	100
a27	4707	86	7	0.82	891	0.07891	2.7	0.62444	11.4	0.05739	11.1	0.24	490	13	493	46	507	244	97
a16	5272	147	12	0.12	4314	0.08710	2.3	0.69907	3.0	0.05821	1.9	0.78	538	12	538	12	538	41	100
a26	6112	102	10	0.62	591	0.09412	4.1	0.76988	9.0	0.05933	8.0	0.46	580	23	580	41	579	174	100

^a within-run background-corrected mean ²⁰⁷Pb signal in counts per second

^b U and Pb content and Th/U ratio were calculated relative to GJ-1 and are accurate to approximately 10%.

^c corrected for background, mass bias, laser induced U-Pb fractionation and common Pb (if detectable, see analytical method) using Stacey & Kramers (1975) model Pb composition. ²⁰⁷Pb/²³⁵U calculated using ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb/(²³⁸U/²⁰⁶Pb × 1/137.88). Errors are propagated by quadratic addition of within-run errors (2SE) and the reproducibility of GJ-1 (2SD).

^d Rho is the error correlation defined as $\text{err}^{206\text{Pb}/^{238}\text{U}}/\text{err}^{207\text{Pb}/^{235}\text{U}}$.

Ergebnis

Die analytischen Ergebnisse sind in der Tabelle 1 dargestellt. Das U-Pb-Alter der Tuffprobe aus dem Paläorhyolith Typ Schweddey ist 310 ± 2 Ma und wurde aus 7 Zirkonen berechnet, deren Grad der Konkordanz 99 bzw. 100% beträgt (Abb. 19, Tab. 1). Die Probe ist damit stratigraphisch in das Moscovian (GRADSTEIN et al. 2012) der internationalen Chronostratigraphie einzustufen und untermauert die makrofloristischen Indiaktionen für das Westfal C (Bolsovian) der traditionellen europäischen Gliederung. In der Tuffprobe wurden ferner Altbestandszirkone mit Altern von 332, 485, 490, 538 und 580 Ma festgestellt (Tabelle 1).

2.3 Interpretation

Genese und Ablagerungsbedingungen ignimbrischer Absätze sind nach wie vor Gegenstand aktueller Diskussion (SPARKS et al. 1973, 1978; SPARKS 1976; FUJII & NAKADA 1999; SCHMINCKE 2010). Vereinfacht können wir den Paläorhyolith Typ Schweddey als ignimbrische Abkühlungseinheit eines kleinvolumigen, auf das Flöha-Becken beschränkten, pyroklastischen Dichtestromes deuten. Die Fließrichtung folgt dabei, wie durchaus typisch für Ablagerungen pyroklastischer Ströme, der E-W-Achse des Tales. Sofern der Ignimbrist dem Paläorhyolith Typ Flöha auflagert, ist er von diesem durch Sedimente der unteren Flöha-Formation getrennt, also zumindest geringfügig jünger als dieser. Das Fehlen von Xenolithen des Paläorhyoliths Typ Flöha kann ein Hinweis darauf sein, dass der Ignimbrist sich aus Richtung Osten kommend in das Flöha-Becken ergoss. Die Stellung des Ignimbrists zum Typ Oederaner Wald bleibt vorerst unklar. Der Ignimbrist selbst ist

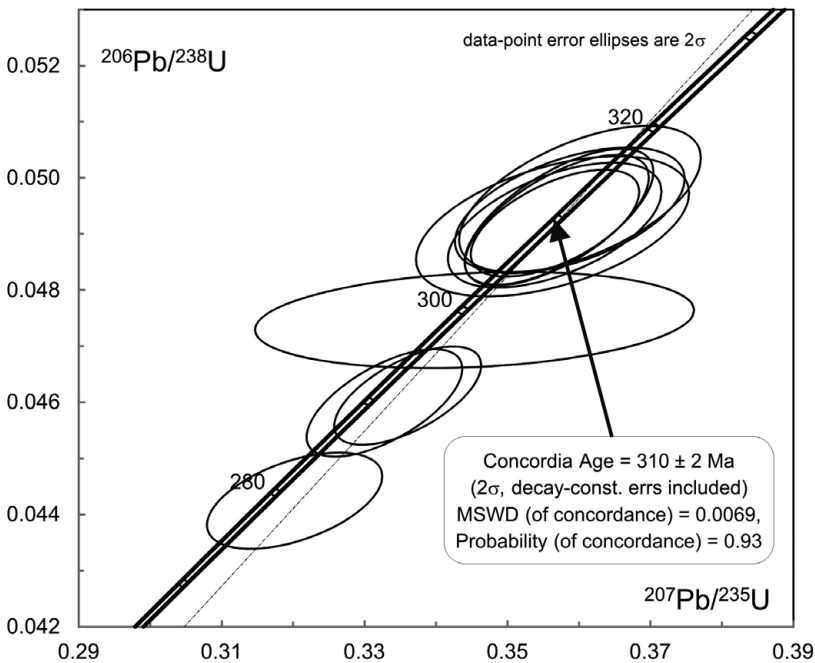


Abb. 19
Concordia-Diagramm
der Altersdatierung.

eher kühl zum Absatz gelangt. Das ergibt sich aus dem geringen Verschweißungsgrad. Dass es sich um einen Ignimbrit handelt, folgt neben der Gesamtheit des makroskopischen Strukturinventars auch aus dem zahlreichen Auftreten von Strukturen, die wir als Entgasungskanäle deuten.

Mit den Bauarbeiten zum Neubau der B173 wurde der unterste Teil der Abkühlungseinheit aufgeschlossen. Dort untermauern die zahlreichen mitgerissenen Xenolithe aus der unteren Flöha-Formation. Letzteres, wie auch der Erhaltungszustand der zahlreichen Florenzreste, lässt den Schluss zu, dass es sich hier um einen eher proximalen Ablagerungsbereich handelt. Durch die Lage des Flöha-Beckens über dem Kreuzungsbereich zweier tiefreichender Störungen, ist die Annahme eines lokalen Eruptionszentrums durchaus plausibel. Der zentrale Bereich des Ignimbrits wird randlich durch Tuffe begrenzt, wie sie typischer Weise nahe kleinvolumiger pyroklastischer Stromablagerungen beobachtet werden. Der Blatthorizont wird als basale Lage einer initialen pyroklastischen Surge interpretiert (s. Abb. 17). Darauf weisen die wellige Struktur, aber auch die Wechselfolge feiner und grober Aschentuffe hin. Der Aufschluss bot ein nahezu vollständiges laterales Profil durch die Abkühlungseinheit, senkrecht zu deren Bewegungsrichtung.

3 Zur Oberkarbon-Flora der Flöha-Formation

3.1 Vorbemerkungen

Bis zu den Neufunden ab 2010 sind, abgesehen von sporadischen Kieselholzfunden, die bislang dem Zeisigwald-Tuff zugeordnet wurden, fossile Pflanzenreste ausschließlich aus den Klastit-Sequenzen der unteren und oberen Flöha-Formation bekannt geworden. Die letzten nennenswerten Funde wurden vor fast 100 Jahren gemacht, palynologische Untersuchungen liegen für das Flöhaer Oberkarbon bislang wegen des hohen Inkohlungsgrades überhaupt nicht vor. Die bis dato geborgenen Pflanzenfossilien weisen auf eine artenreiche, hygrophile, von Lepidophyten und Cordaiten dominierte Makroflora der Moor und Torf bildenden feuchten Tiefländer hin. Neben weiteren Vertretern der Calamiten, Sphenophyllen und Farne sind vor allem mehrere Farnsamer zu notieren, und seit PIETZSCH (1962: 226) wissen wir über eine briefliche Mitteilung von Friedrich Nindel um den Fund isolierter kleiner Fischschuppen eines Palaeonisciden.

GOTHAN (1932) listet 19 Taxa für die untere und 17 für die obere Flöha-Formation auf, wobei er auf eine Angabe der verschiedenen Samenanlagen verzichtet. Letztere führt STERZEL (1907) an. Für seine Zusammenstellung nutzte GOTHAN (1932)

nicht nur Funde, die bereits aus damaliger Sicht historischen Sammlungen¹¹ entstammten und schon vorher von Geinitz, Sterzel, Mayas, Nindel und Münch zusammengetragen und/oder bearbeitet worden waren (GEINITZ 1854, 1856; STERZEL 1881, 1907, 1918; GOTHAN 1928), sondern auch eigenes Material in der Preußischen Geologischen Landesanstalt in Berlin (müdl. Mitt. BARTHEL, 2013). Das Material entstammte verschiedenen, heute nicht mehr zugänglichen Lokalitäten entlang der Flöha-Scholle (insbesondere Finkenmühle und Pfarrwald) und des Struth-Waldes (GEINITZ 1854, GOTHAN 1928). Es kann davon ausgegangen werden, dass die historischen Florenzfunde keiner zusammenhängenden Florengemeinschaft angehören. Sowohl die Art der Aufsammlung (nur besser erhaltene Makrofossilien wurden geborgen, die Aufsammlungen erfolgten eher sporadisch und überwiegend von Haldenmaterial) als auch die Art der Einbettung in das Sediment, gestatten keine näheren Rückschlüsse auf das Ökosystem. Die Altfunde finden sich in Abdruck- und Steinkernerhaltung in dem an Hellglimmer und kohligem Detritus reichen Sand- und Schluffstein, in den die geringmächtigen Flözchen der aschenreichen, bitumenarmen, anthrazitischen Kohle des Flöha-Beckens eingebettet sind. Die Florenreste zeigen oft den typischen weißlich-silbrigen Gümblitüberzug, ein Magnesiumhydrosilikat, das die hoch inkohlten organischen Reste substituiert und so mit dem anthrazitischen Inkohlungsgrad korrespondiert. Diese Erhaltungsform ist insbesondere auch aus dem Oberkarbon vom Piesberg/Norddeutschland und Pennsylvania/USA bekannt geworden.

Unsere Neufunde stammen sämtlich aus einem eng umgrenzten Areal auf der Schweddey-Scholle. Eine systematische Bergung war aufgrund der sich ständig und kurzfristig ändernden, dem Baufortschritt geschuldeten Aufschlussituation nicht möglich. Gleichwohl bilden die Aufsammlungen sowohl was die Anzahl der Florenreste anbelangt, als auch deren Variabilität und ihr Erhaltungszustand eine für das Flöhaer Oberkarbon neue Qualität. Die Florenreste wurden zweifelsfrei durch ein kurzzeitiges Ereignis eingebettet und geben die Momentaufnahme einer oberkarbonischen Pflanzengesellschaft wieder. Die Florenreste wurden transportiert, z. T. stark fragmentiert. Dennoch spricht ihr Erhaltungszustand insgesamt eher gegen einen längeren Transportweg, so dass eine parautochthone Ablagerung angenommen werden kann - eine Annahme, die auch durch den geologischen Befund (s.o.) gestützt wird. Die Florenreste fanden sich - mit Ausnahme einiger Kieselholzfragmente, welche aus dem Hangenden des medialen Bereichs des Ignimbrits stammen - eingebettet in die grauen Tuff-Varietäten im Randbereich des Paläorhyoliths Typ Schweddey. Sowohl fragmentierte Kieselhölzer als auch Steinkerne und Blattabdrücke in überwiegend kohligter Erhaltung kommen vor. Einer bräunlichen Verfärbung der grauen Tuffmatrix, die nach Sauerstoffzutritt erfolgte und den Kontrast der Fossilreste gegenüber dem einbettenden Gestein verringerte, wurde mit einer Oxalsäurebehandlung begegnet. Im Gegensatz zu den durchweg planaren Abdrücken der feinkörnigen Flözbegleitsedimente bei den historischen Funden, sind die neuen Florenreste im Tuff teilweise körperlich erhalten. Sie heben sich aufgrund ihrer überwiegend schwarzen Färbung meist kontrastreich von der grauen Tuffmatrix ab und zeigen oftmals noch ihre natürliche Wölbung. Vom ästhetischen Aspekt abgesehen, ist dies nicht zuletzt bei der Bestimmung von Vorteil. Diese besondere Erhaltung, gleichermaßen inkohlt und räumlich, kennen wir traditionell aus dem Perm des Döhlen-Beckens (BARTHEL 1976, RÖSSLER & BARTHEL 1998), aber auch aus anderen Vorkommen, wie dem Oberkarbon Böhmens (NĚMEJEC 1938, HAVLENA 1953, PŠENÍČKA 2005) oder Zentralspaniens (WAGNER 1989) und jüngst auch aus dem frühesten Perm der Inneren Mongolei/China (WANG et al. 2012). Neben einigen Erstnachweisen für Flöha und für Sachsen, gelang erstmalig der Fund von *Sphenopteris trigonophylla* BEHREND mit ansitzender Fruktifikation. Bemerkenswert ist auch das Auftreten einiger *Mariopteris*-Arten, die in den historischen Aufsammlungen völlig fehlen. Der erste *Psaronius*-Fund aus dem Flöhaer Oberkarbon ist ebenso hervorzuheben wie die ersten an *Arthropitys* erinnernden Calamitenhölzer von hier. Die komplettierte Florenliste für das Flöhaer Karbon ist in der Tabelle 2 zusammengestellt, wobei die Altfunde lediglich aufgelistet wurden, eine kritische Revision letzterer steht aus und war im Rahmen dieser Studie nicht zu leisten.

3.2 Neufunde

3.2.1 Calamiten und ihre Organe

Bei den Calamiten handelt es sich um die Überreste baumförmiger, verholzter Schachtelhalmgewächse. Sie erreichten Höhen von bis zu 20 m bei Stammdurchmessern von bis zu 1 m (JOSTEN 1991), wenngleich diese Superlative nicht dem Oberkarbon entstammen, sondern eher dem Perm (RÖSSLER & NOLL 2006, FENG et al. 2012). Die Calamiten besitzen eine zentrale Markhöhle, die sich bei Einbettung mit Sediment füllen kann, was zur Bildung der reichlich vorhandenen Marksteinkerne führt. Der die Markhöhle umgebende Holzkörper ist seltener überliefert, aber in silifizierten Erhaltungen als *Arthropitys* GOEPPERT und *Calamitea* COTTA nicht nur von Chemnitz (u.a. RÖSSLER & NOLL 2010a, b), Nova Páka/Tsche-

¹¹ Das Material entstammt folgenden drei Sammlungen: Sammlung des Sächsischen Geologischen Landesamtes (Leipzig), heute: Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Halsbrücker Strasse 31a, 09599 Freiberg; Chemnitzer Städtisches Naturwissenschaftliches Museum, heute: Museum für Naturkunde, Moritzstraße 20, 09111 Chemnitz; Dresdner Sammlung (Zwinger), heute: Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie, Königsbrücker Landstraße 159, 01109 Dresden



chische Republik (MENCL et al. 2013) oder Autun/Frankreich (GALTIER & PHILLIPS 1985), sondern jüngst auch aus Sardinien/Italien (GALTIER et al. 2011) bekannt. In karbonatischer Erhaltung finden sich Calamitenachsen als *Arthropitys*-, *Calamitea*- und *Arthroxyton*-Arten in den Torfdolomiten der paralischen Steinkohlenlagerstätten (FELIX 1896, ROTHWELL 2002). Während die Gattung *Calamites* SUCKOW die fossilen Überreste der Sprossachsen in Abdruck- oder Steinkernerhaltung vereint, repräsentieren die beiden Gattungen *Annularia* STERNBERG und *Asterophyllites* BRONGNIART Belaubungstypen. Weitere Gattungen, wie beispielsweise *Calamostachys*, *Palaeostachya* oder *Huttonia* benennen die verschiedenen Fruktifikationen sowie u.a. *Pinnularia* oder *Astromyelon* verschiedene Wurzelorgane. Die Steinkerne der Calamiten zeigen eine typische Gliederung in Nodien und Internodien, meist mit ausgeprägten Längsrillen. Ob es sich dabei um das innere Relief des Markraumes, wie früher ausschließlich angenommen (JOSTEN 1991), oder die äußere Oberfläche der Calamiten handelt, ist neueren Untersuchungen zufolge (DIMICHELE & FALCON-LANG 2012) nicht immer zweifelsfrei zu entscheiden und ganz und gar nicht so offensichtlich, wie in den Paläobotanik-Lehrbüchern ausgesagt (TAYLOR et al. 2009).

***Calamites* sp.** SUCKOW (Abb. 20-23)

Die baumförmigen Calamiten sind für das Flöhaer Oberkarbon bereits früher mit den eng verwandten Arten *Calamites suckowi* BRONGNIART und *Calamites undulatus* STERNBERG wiederholt nachgewiesen worden. Auch unter den neuen Stücken konnte eine ganze Reihe von Steinkernen der Stammachsen und deren Hohldrücke im Tuff nachgewiesen werden. Leider gestattet deren Größe und Erhaltung keine Differenzierung auf Artniveau. Es überwiegen isolierte Internodien-Bruchstücke. Sofern Nodien vorkommen, gibt es, abgesehen von einzelnen Ausnahmen, wie den in Abb. 22 und 23 gezeigten Stücken, nie mehr als ein Nodium pro Fundstück. Eine Erfassung des Nodienabstandes, von Verzweigungstyp und -periode ist daher noch nicht möglich. Die Nodien selbst weisen deutliche Unterschiede an den Nodiallinien auf, weshalb davon ausgegangen werden kann, dass letztlich verschiedene Arten eine Rolle spielen. Für bemerkenswert unter unseren Neufunden erachten wir allerdings sowohl den Nachweis eindeutiger Stamm-Steinkerne und des an *Arthropitys* erinnernden Holzes (s. Abb. 24-28). Beides darf für Flöha als Novum gelten. Die durch DIMICHELE & FALCON-LANG (2012) wieder aufgefrischte Diskussion, welcher Teil des Calamitenstammes in den typischen Steinkernen repräsentiert ist, wird hier mit neuen Fakten bereichert.

Auffallend an unseren Steinkernen ist eine Erhaltung, die die Längsrippen der Holzfaszikel relativ unscharf zeigt. Dies könnte einem nicht unwesentlichen Anteil Holz- und Rindengewebe geschuldet sein. Vor allem Letzteres lässt oftmals die sich durchpausenden Holzfaszikel „verschwimmen“. Leider ist bei der Steinkern-Erhaltung nicht immer zu erkennen, wie viel von den äußeren Gewebsschichten tatsächlich auf die Rinde entfällt und welcher Anteil zum Holzmantel gehört. Die Rinde ist bei Calamiten oftmals recht dünn und nur an juvenilen Exemplaren als solche gut zu erkennen. Die Glieder der Achse sind unterschiedlich lang, wobei die einzelnen Faszikelgrenzen leicht gewellt sein können. Das längste von uns gefundene Stück ist etwas mehr als 1 m lang, der Durchmesser beträgt am unteren Ende 58x112 mm, am oberen Ende 44x73 mm (Abb. 20). In seiner Größe stellt er etwas Einmaliges dar; kleinere Funde waren durchaus häufiger. Bei unserem Fund reihen sich nicht weniger als 13 Nodien aneinander. Die 14 Internodien sind im unteren Teil wenig länger als breit, im oberen Teil eher breiter als lang. Ihre Länge von 38 mm bis 115 mm nimmt zum oberen Ende hin ab. Deutliche Anzeichen einer Verzweigung fehlen. Ein anderes Stück (Abb. 21) weist eine deutliche Verzweigung verholzter Stammabschnitte auf, wie wir dies vor allem von *Arthropitys bistrata* aus dem Perm von Chemnitz kennen (RÖSSLER et al. 2012). Ob es sich dabei um eine eigenständige Art handelt, bleibt unklar.

Abb. 20

Calamites sp. in Steinkern-Erhaltung, längstes gefundenes Stammstück mit reichlich 1 m Länge (Sammlung Klein).

Abb. 21
Calamites sp.,
Verzweigung verholzter Achsen,
Maßstab 1 cm
(Sammlung Weber).



Abb. 22
Calamites sp.,
Leitbündelverlauf
an der Nodiellinie,
Maßstab 5 mm
(Sammlung Klein).



Abb. 23
Calamites sp., Nodium
mit Verzweigungswirtel,
Maßstab 1 cm
(Sammlung Brettschneider).

? *Arthropitys* sp. GOEPPERT 1864 (Abb. 24-28)

Mehrere Funde zeigen unzweifelhaft, dass es sich bei unserem Material in der Mehrzahl um Stammsteinkerne handelt (Abb. 24). Hier ist neben der längsstreifigen Außenskulptur ein Holzmantel von bis zu 28 mm erhalten, der den Sekundärxylemfaszikeln von *Arthropitys* vergleichbar in zahlreiche radiale Segmente von jeweils 1-2 mm Breite unterteilt ist (Abb. 25). Innerhalb dieser ist noch schemenhaft die Anordnung von Tracheiden und Markstrahlen in radialen Reihen erkennbar (Abb. 26, 28). Der Holzmantel, wegen der durchlaufenden Primärmarkstrahlen offenbar sehr fragil, weist Deformationen und Brüche durch Kompaktion auf, der Markraum ist vollständig mit Tuff gefüllt (Abb. 24, 27). Obwohl eine nähere Bestimmung nicht möglich ist und ein Vergleich mit *Calamitea striata* hier ausdrücklich nicht suggeriert werden soll, erinnert allein der 3D-Erhaltungszustand sehr an die *Calamites petzholdti*-Stücke aus dem Döhlen-Becken (vgl. RÖSSLER & NOLL 2007a, b), wenngleich an unserem Material von Flöha nur mit Einschränkungen von anatomischer Erhaltung zu sprechen ist.

**Abb. 24**

? *Arthropitys* sp., Stammsteinkern mit tuffgefüllter Markröhre und Holzmantel, Maßstab 1 cm (Sammlung Weber).

Abb. 25

? *Arthropitys* sp., äußere Markröhre und Holz des Stammes, Anschliff des in Abb. 24 gezeigten Stückes, Maßstab 2 mm (Sammlung MfNC K 6009).

Abb. 26

Detail aus Abb. 25, Zellerhaltung im Holz (Tracheiden schwarz, Parenchyme hell), Maßstab 0,2 mm.

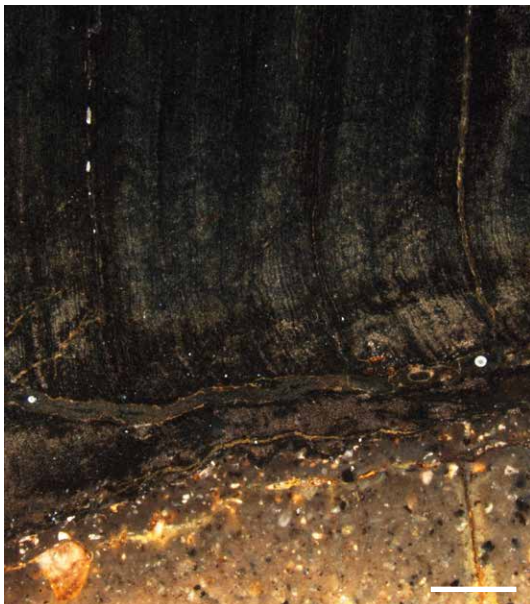




Abb. 27 ? *Arthropitys* sp., äußere Markröhre und Holz des Stammes, Maßstab 2 mm Anschliff (Sammlung MfNC K 6010).

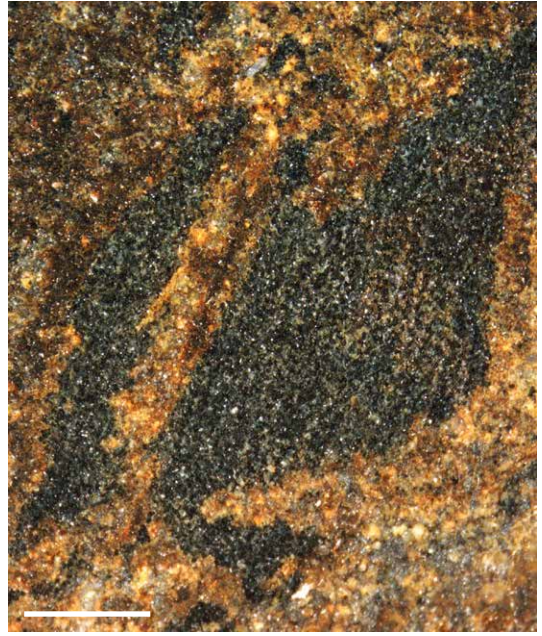


Abb. 28 Detail aus Abb. 27, Tracheidenreihen des Holzes, Maßstab 0,5 mm.

- Asterophyllites longifolius*** (STERNBERG) BRONGNIART 1828 (Abb. 29)
1826 *Bruckmannia longifolia* STERNBERG, Taf. 58, Fig. 1
1855 *Asterophyllites rigidus* GEINITZ – S. 9, Taf. 17, Fig. 7,8
1855 *Asterophyllites longifolius* GEINITZ – S. 9, Taf. 18, Fig. 2,3
1911 *Asterophyllites longifolius* JONGMANN – S. 214-223, Abb. 175-177
1959 *Asterophyllites longifolius* GOTHAN & REMY – S. 51-53, Taf. 15, Fig. 1
1991 *Asterophyllites longifolius* JOSTEN – S. 87-88, Taf. 24, Fig. 1, Taf. 25
2005 *Asterophyllites longifolius* BARTHEL – S. 28, Abb. 29



Abb. 29
Asterophyllites longifolius,
Maßstab 5 mm
(Sammlung Klein).

Die Sammelart zeichnet sich durch extrem lange und schmale Blättchen aus, die bis etwa 7 cm lang bzw. 0,5 cm breit werden können. Bis zu 30 Blätter können einen Wirtel bilden. An der Basis sind sie schwach miteinander verbunden. Eine Mittelader ist jeweils ausgeprägt. Die Oberfläche der Stengelglieder ist mit feinen Längsrippen versehen. An unserem Fundpunkt kommt der Belaubungstyp sporadisch vor. Eine Zuordnung zu bestimmten Achsen oder Fruktifikationen war am Fundkomplex jedoch nicht gegeben.

***Huttonia spicata* STERNBERG 1837 (Abb. 30-33)**

1837 *Huttonia spicata* STERNBERG, S. 69, Taf. 1, Fig. 1-4

1911 *Huttonia spicata* JONGMANN – S. 353, Fig. 320-323

1950 *Huttonia spicata* NEMEJC – S. 1-7, Taf. 1-3

2004 *Huttonia spicata* LIBERTIN & BEK – S. 247-261, Taf. I-IV

Diese eigenartige Fruktifikation konnten wir hier erstmals für das Erzgebirge-Becken nachweisen. Bisher waren Funde nur aus dem Radnice-Becken Böhmens bekannt. LIBERTIN & BEK (2004) schlagen nach Revision sämtlicher bisher beschriebener Exemplare die Einführung einer neuen Familie, der Huttoniaceae vor, halten die Art allerdings noch für endemisch für das Radnice-Becken. Obwohl der Nachweis der Zuordnung zu irgendeiner Calamiten-Beblätterung bisher aussteht, vermuten LIBERTIN & BEK (2004) in *Calamariophyllum* die zugehörige Beblätterung. Diese dürfte jedoch als Stammbeblätterung mehrerer Calamiten auftreten. Typisch für *Huttonia spicata* sind die unterhalb eines Brakteenquirls ausgebildeten ringförmigen Scheiben ähnlich denen bei *Cingularia*, nur dass hier der Abstand zwischen den einzelnen Quirlen kleiner ist. Im Vergleich zu Sternbergs Abbildungen erscheinen unsere Funde insgesamt kompakter im Habitus (Abb. 30, 31). Den inneren Aufbau des Zapfens zeigen weitere Funde (Abb. 32, 33). Sporangien sind jedoch keine ausgebildet, was einen Vergleich mit den Funden aus dem Radnice-Becken erschwert. Obgleich es Unterschiede zu den bereits beschriebenen Formen gibt, scheint die Aufstellung einer eigenen Art in Flöha nicht gerechtfertigt, da diese Unterschiede innerhalb der natürlichen Schwankungsbreite einer Art liegen dürften.

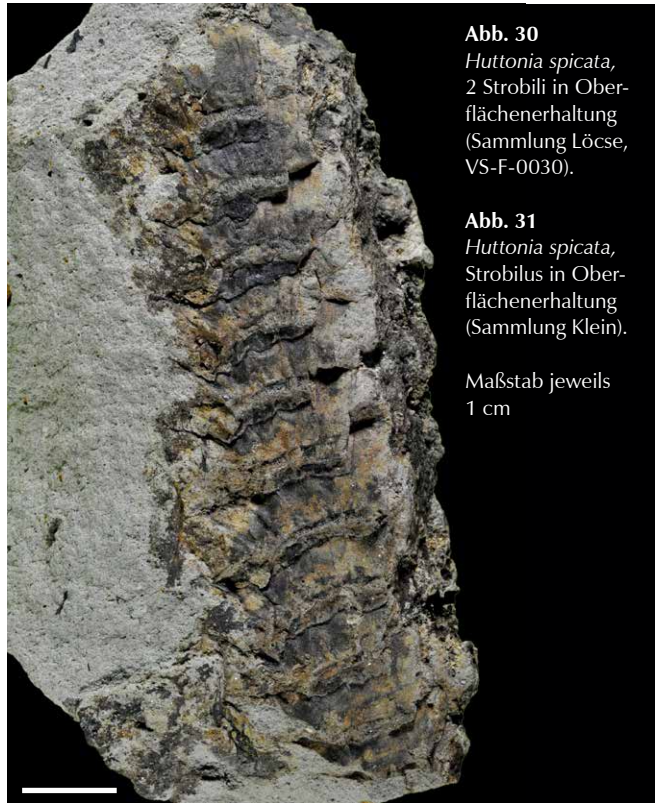


Abb. 30

Huttonia spicata,
2 Strobili in Ober-
flächenerhaltung
(Sammlung Löcse,
VS-F-0030).

Abb. 31

Huttonia spicata,
Strobilus in Ober-
flächenerhaltung
(Sammlung Klein).

Maßstab jeweils
1 cm

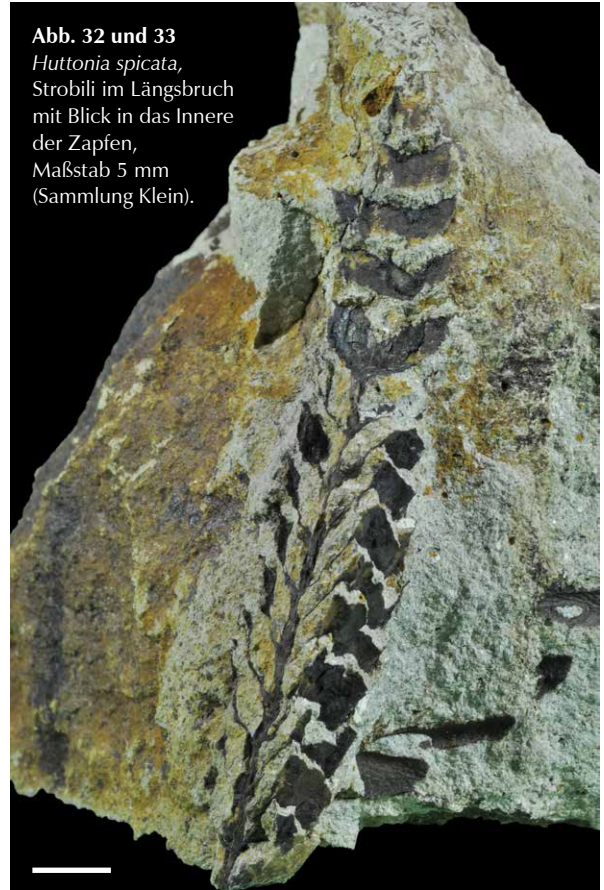


Abb. 32 und 33
Huttonia spicata,
 Strobili im Längsbruch
 mit Blick in das Innere
 der Zapfen,
 Maßstab 5 mm
 (Sammlung Klein).

3.2.2 Sphenophyllen (Keilblattgewächse)

Sphenophyllum decorum ŠETLÍK 1975 (Abb. 34-36)

1966 *Sphenophyllum* sp. STORCH – Taf. 25, Fig. 3, 4

1975 *Sphenophyllum decorum* ŠETLÍK, S. 146, Taf. 27-30

1980 *Sphenophyllum* sp. STORCH – S. 186, Abb. 3, Taf. 21, Fig. 1-6

Die Keilblattgewächse sind krautige Sphenopsiden, die als Bodendecker oder Kletterer in hygrophilen Pflanzengesellschaften vorkommen. Ihre Sprosse sind nodial gegliedert, wobei die Nodien hier deutlich verdickt sind. Die sich distal keilförmig verbreitenden Blättchen sitzen in Wirteln an den Sprossen. Die hier angegebene Art ist bisher nur aus den Schichten des Westfal D Böhmens und Sachsens bekannt geworden. Sie hat Ähnlichkeit sowohl mit *Sphenophyllum cuneifolium* als auch *Sphenophyllum laciniatum*. STORCH vermied bei seiner Beschreibung die Einführung einer neuen Art, da bei diesen heterophyllen Blattformen die Artbestimmung ohne Kenntnis der zugehörigen Fruktifikation unsicher bleibt. Da auch ŠETLÍK bei seiner Beschreibung keine Sporophyllzapfen erwähnte, ist diese Art unter Vorbehalt zu nennen. An unserer Fundstelle wurden sowohl stark zerschlitzte Blättchen, aber auch solche vom normalen keilförmigen Habitus gefunden, die nach etwa einem Drittel in zwei Abschnitte aufspalten (Abb. 34, 35). An der Blättchenbasis treten zwei Nerven in die Spreite ein, die sich weiter aufgaben und so die beiden Blattabschnitte versorgen (Abb. 36). Betreffs einer dazugehörigen Fruktifikation konnte lediglich der in Abb. 34 gezeigte Rest gefunden werden. Leider ist dessen Erhaltung für eine nähere Bestimmung zu schlecht. Ob der im nächsten Abschnitt beschriebene isospore Sporophyllzapfen zu *Sphenophyllum decorum* gehört, kann hier nicht belegt werden.



Abb. 34
Sphenophyllum decorum, Maßstab 5 mm
(Sammlung Löcse, VS-F-0028).



Abb. 35

Sphenophyllum decorum, Maßstab 2 mm
(Sammlung Klein).



Abb. 36

Sphenophyllum decorum, Maßstab 2 mm
(Sammlung Klein).



Abb. 37
Bowmanites sp., Strobilus in Oberflächenerhaltung, Maßstab 2 mm (Sammlung Löcse, VS-F-0063).

***Bowmanites* sp.** BINNEY 1871 (Abb. 37)

Die hier abgebildete Fruktifikation zeigt in Gestalt und Größe gleichartige Sporangien von 1-2 mm Größe, die radiär angeordnet sind. Ähnlichkeit besteht mit *Bowmanites nindeli*, einer Art, die von REMY (1960) für das ehemalige Zwickau-Oelsnitzer Revier beschrieben wurde. Bei unseren Funden sind an der Basis ähnliche Blättchen ausgebildet, wie bei dem Material von *Sphenophyllum decorum*. Das lässt eine Zugehörigkeit zu dieser Art vermuten.

3.2.3 Lepidophyten (baumförmige Bärlappgewächse)

Die Bärlappgewächse sind mit den Lepidodendren im Karbon des paläoäquatorialen Raumes als hoch aufragende Bäume vertreten. Gemeinsam mit Sigillarien und Calamiten bestimmen sie das Bild der karbonischen Steinkohlenwälder. Die lepidodroiden Lepidophyten besitzen lange, linealisch zulaufende, nadelförmige Blätter und größere Sporophyllzapfen, die überwiegend an den Sprossenden hängen. Verschiedene Arten werden anhand der morphologischen Unterschiede bei Blattpolstern und Blattnarben ausgehalten.

Lepidofloios larinicus STERNBERG 1825 (Abb. 38-40)

1820 *Lepidodendron trigonum* – STERNBERG S. 21, Taf. 11, Fig. 2, 3

1825 *Lepidofloios larinicus*, STERNBERG S. 13

1831 *Lepidophloios acerosum* – LINDLEY & HUTTON, Taf. 2, Fig. 1, 2

1855 *Halonia punctata* GEINITZ – S. 38 Taf. 3 Fig. 16

1957 *Lepidofloios larinicus* – GOTHAN & REMY S. 68-69, Abb. 59

1989 *Lepidophloios larinicus* – LAVEINE S. 53-54, Taf. 20, Fig. 1, Taf. 21, Fig. 1

1991 *Lepidophloios larinicus* – JOSTEN S. 136-138, Taf. 47, Fig. 1, 2

2011 *Lepidofloios acerosus* – PŠENIČKA & OPLUŠTIL S. 65, Taf. 2, Fig. 1, 2

Es handelt sich hierbei wohl um eine Sammelart. Die Polster des Hauptstammes haben eine querhombische Form, sind immer breiter als hoch ausgebildet. Die Blattnarben sind ebenfalls querrhombisch und breiter als hoch. Die einzelnen Polster sind miteinander nicht direkt verbunden, berühren sich lediglich. Der untere Bereich ist nach innen eingesenkt. Typisch sind auch recht große Narben, an denen Seitenäste entsprangen (Abb. 38). Letztere sind allerdings deutlich abweichend ausgebildet (Abb. 39, 40). Ihre Achsen hatten eine rundlich-ellipsoide Oberfläche, sodass eine genaue Zuordnung nur vermutet werden kann.

Abb. 38

Lepidofloios larinicus, zwischen den runden Verzweigungsnarben breit-rhombische Blattpolster der Stammoberfläche, Maßstab 1 cm (Sammlung Weber).

Abb. 38a (auf Seite 117, oben links)

Detail aus Abb. 38, Maßstab 5 mm.



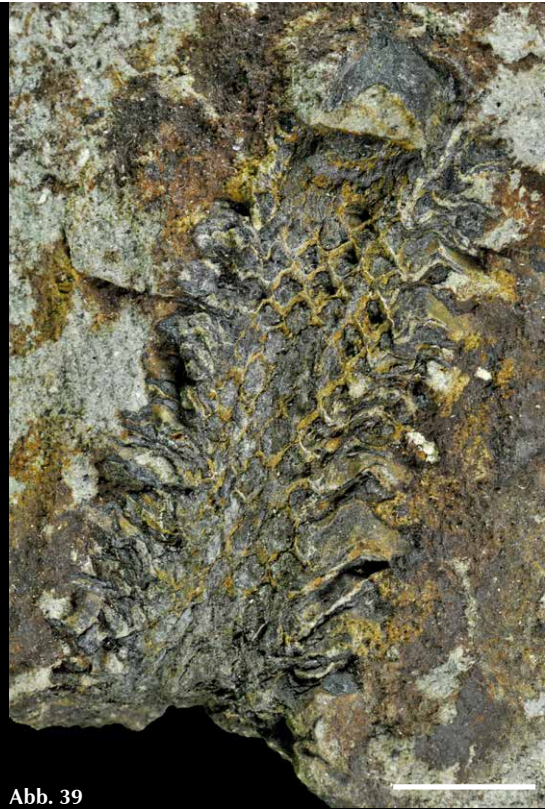


Abb. 39 Lepidendroider Spross mit ansitzenden Blättern, zu *Lepidofloios laricinus* gehörig? Maßstab 5 mm (Sammlg. Löcse, VS-F-0092).

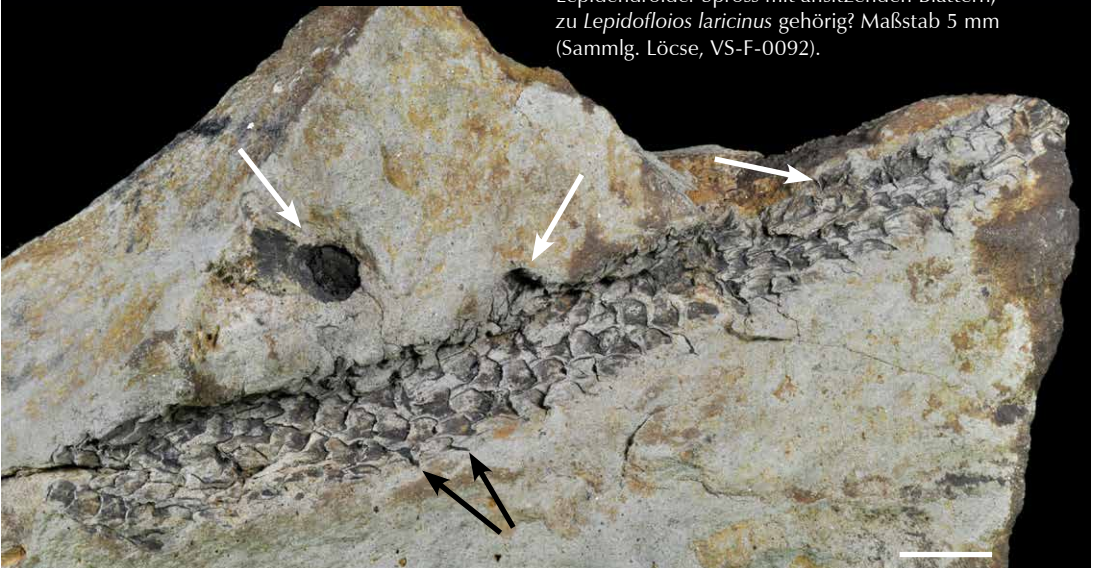


Abb. 40 Lepidendroider Spross mit Verzweigungen (weiße Pfeile) und ansitzenden Blättern (schwarze Pfeile), Maßstab 1 cm (Sammlung Löcse, VS-F-0012).

3.2.4 Farne

Psaroniales

Pecopteris sp. BRONGNIART 1828 (Abb. 41)

Die Gattung *Pecopteris* gehört überwiegend zu den Farnen und vereint mehrfach gefiederte Wedel meist baumförmiger Pflanzen, die den Psaroniales zuzuordnen sind. Im Aufschluss gelang nur ein Nachweis von *Pecopteris* sp. (Abb. 41). Eine sichere Artbestimmung kann nicht erfolgen, da der kohlig erhaltene Fund zu klein ist, und auch der Nervaturverlauf zu unklar ist. Die Fiederchen sitzen mit breiter Basis mehr oder weniger senkrecht an der Achse letzter Ordnung. Die seitlichen Ränder sind leicht gewellt, verlaufen aber weitestgehend parallel, die Fiederchenspitzen sind stumpf abgerundet.

Caulopteris sp. (Abb. 42)

Mehrfach konnten die zu den Psaroniales gehörigen Steinkerne vom Typ *Caulopteris* LINDLEY & HUTTON mit ihren ovalen Wedelnarben gefunden werden (Abb. 42). Zwischen letzteren sorgen dünne Luftwurzeln für die Längsstreifung. Eine Ausdifferenzierung auf Artebene ist aufgrund der natürlichen Variabilität der Wedelnarben nicht möglich (PEFFERKORN 1976).



Abb. 41
Pecopteris sp., Maßstab 2 mm (Sammlung Löcse, VS-F-0097).



Abb. 42
Caulopteris sp., Oberfläche eines terminalen Stammes mit ovalen Wedelnarben, Maßstab 2 mm (Sammlung Klein).

Psaronius sp. (Abb. 43-47)

Während die Pecopteriden aus Flöha schon seit langem die Existenz von Psaroniales-Baumfarnen suggerieren, gelang deren Nachweis erst unlängst im Zuge der Dokumentation des neuen Aufschlusses. Es liegt ein disticher *Psaronius* in kombinierter kohlig-dreidimensionaler Erhaltung vor, der jedoch nicht näher bestimmbar ist. Der etwa 5 cm dicke Stamm

aus dem mittleren bis oberen Stammbereich besteht aus einem zentralen Bündelrohr nahezu symmetrisch angeordneter, bandförmiger Leitbündel von ca. 0,5 mm Dicke und mehreren Zentimetern Länge sowie einem peripheren Luftwurzelmantel von maximal 12 mm Dicke (Abb. 43). Während die Tracheiden sowohl der Stammleitbündel als auch der Blattspuren nur äußerst relikitär erhalten sind, weisen das sekundäre Grundgewebe, welches die Luftwurzeln umgibt, und deren Sklerenchym eine gute Erhaltung auf. Die Luftwurzeln sind in radialen Reihen angeordnet (Abb. 44) und in ein interstitiales kleinzellig-dünnwandiges Parenchym eingebettet (Abb. 45). Im Querschnitt von ovalem Umriß und durchweg in radialer Richtung gestreckt, messen die Querschnittsachsen durchschnittlich 1,30 (1,10-1,56) mm in der Länge und 0,53 (0,42-0,88) mm in der Breite. Während der Zentralbereich der Luftwurzeln anatomisch kaum zu differenzieren ist und nur äußerst selten die Reste von Tracheidenwänden auszumachen sind (Abb. 46), bestehen die durchschnittlich 0,24 (0,16-0,35) mm dicken Sklerenchymscheiden aus rundlich ovalen, dickwandigen Sklerenchymfasern. Der normalerweise von Parenchym erfüllte Zwischenraum zwischen den Stammleitbündeln ist lediglich als sehr feinkörnige, anatomisch undifferenzierbare Matrix erhalten.

Obwohl ähnliche Erhaltungen von Psaronien-Stammfragmenten auch aus dem Oberkarbon von Zwickau-Oelsnitz bekannt geworden sind, bleiben sie in den Florenwerken (s. KAHLERT & SCHULTKA in HOTH et al. 2009) vielleicht auch wegen ihrer stratigraphischen Insignifikanz eher unreflektiert. Insbesondere aus den Sphaerosideritkonkretionen, die nicht selten dreidimensionale und sogar überraschend detailreiche anatomische Aspekte der Pflanzen überlieferten, kennen wir derartige Fossilien (mündl. Mitt. NEEF, 2006).

Wie auch unser Fund aus Flöha gehören die stratigraphisch älteren Pecopteriden vorwiegend in die Gruppe der zweizeiliger beblätterter Psaroniales. Dazu zählt auch die ebenfalls aus Flöha bekannte *Pecopteris plumosa*. Dennoch liegen auch *Caulopteris*-Steinkerne vor, die von terminalen Stammbereichen spiralig beblätterter Psaroniales stammen, deren zugehörige Beblätterungen aber noch nachzuweisen wären. Insgesamt erobern die Pecopteriden erst im Laufe des Westfal D und im Stefan einen größeren Anteil innerhalb der Moorvegetation des Euramerischen Florenreiches, um hier insbesondere die Lepidophyten zu ersetzen (PFEFFERKORN & THOMSON 1982, PHILLIPS et al., 1985).

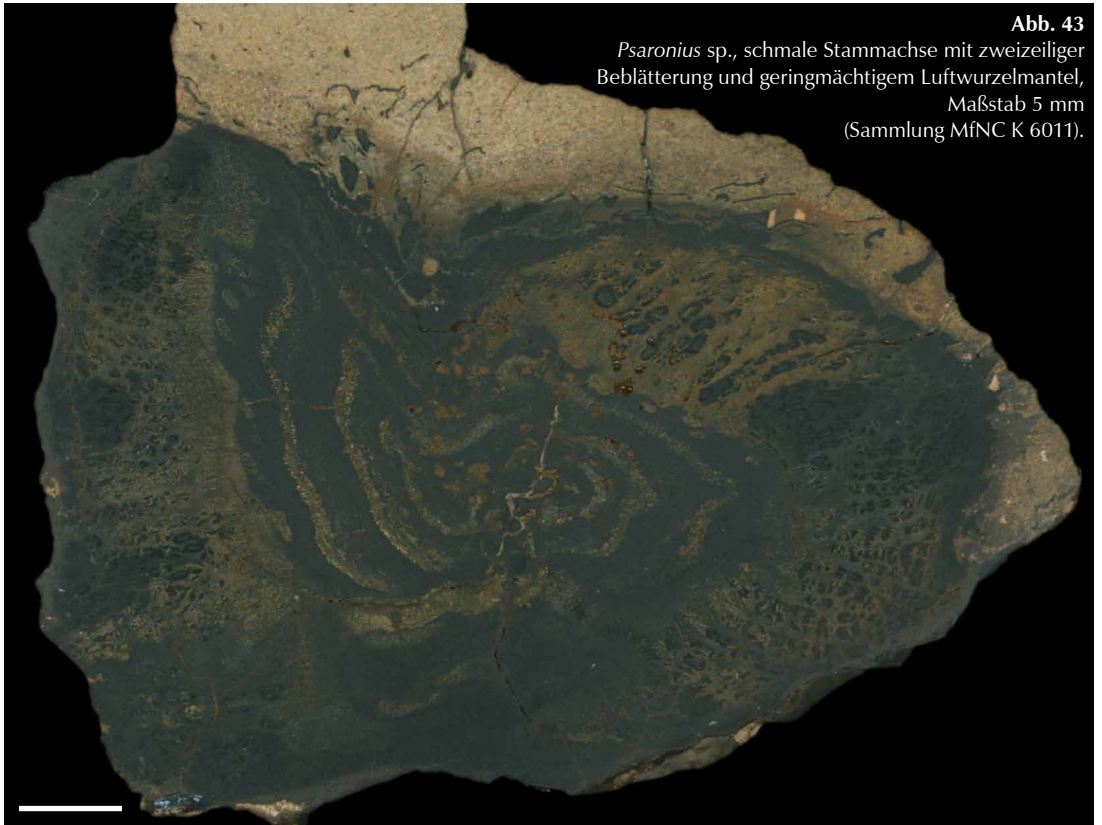


Abb. 43
Psaronius sp., schmale Stammachse mit zweizeiliger
 Beblätterung und geringmächtigem Luftwurzelmantel,
 Maßstab 5 mm
 (Sammlung MfNC K 6011).

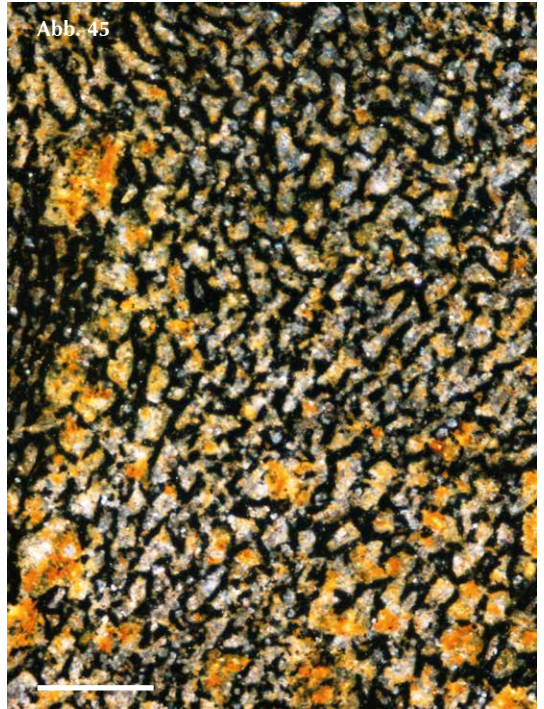


Abb. 44 *Psaronius* sp., Ausschnitt aus dem Luftwurzelmantel, Maßstab 0,5 mm (Sammlung MfNC K 6011).

Abb. 45 Detail aus Abb. 44, interstitiales Gewebe zwischen den Luftwurzeln, Maßstab 0,2 mm.

Abb. 46 *Psaronius* sp., einzelne Luftwurzel mit Resten des zentralen Leitbündels (Pfeil) und markanter Sklerenchym-scheide, Maßstab 0,2 mm (Sammlung MfNC K 6011).

Abb. 47 *Psaronius* sp., Peripherie des Luftwurzelmantels mit Wedelstiel-Basen, Maßstab 1 mm (Sammlung MfNC K 6011).

Zygopteridales

Saccopteris (Corynepteris) sternbergii (VON ETTINGSHAUSEN) ZEILLER 1899 (Abb. 48, 49)

1854 *Asplenites Sternbergii* von ETTINGSHAUSEN, S. 42, Taf. 20, Fig. 2, 3

1855 *Saccopteris (Corynepteris) sternbergii* – DABER S. 22, Abb. 3, Taf. 4, Fig. 2, 2a

1979 *Corynepteris sternbergii* – GALTIER & SCOTT S. 12, Abb. 2-5, Taf. 2-4, Fig. 6-8

2005 *Saccopteris angustissima* – MEYER S. 40, Abb. 56, 57

Die Gattung umfasst eine Gruppe echter Farne. In dem bei uns gefundenen Material sind nur die typischen fertilen Belaubungsformen einer Art vertreten. Dabei gabelt sich das grazile Laub in zwei Segmente (Abb. 48, 49). Typisch ist auch die große Breite der Fiederachse vorletzter Ordnung. Der dazugehörige Fruktifikations-Typ ist als *Corynepteris* BAILY bekannt; an unserer Fundstelle bislang jedoch nicht nachgewiesen. In der Literatur wird die Benennung dieser Art und Gattung kontrovers diskutiert. Meist wird die Gattung, POTONIÉ (1896) folgend, als *Alloiopteris* benannt. Da die Gattung in ihrer Gesamtheit mit mehreren Arten bereits durch STUR (1883) erkannt wurde, bleiben wir bei seiner Benennung *Saccopteris*. Im Englischsprachigen wird häufig nur die auf BAILY zurückgehende Fruktifikation *Corynepteris* als Gattungsname verwendet. Für eine detaillierte Diskussion der Gattung sei auf GALTIER & SCOTT (1979) sowie GALTIER (2004) verwiesen.

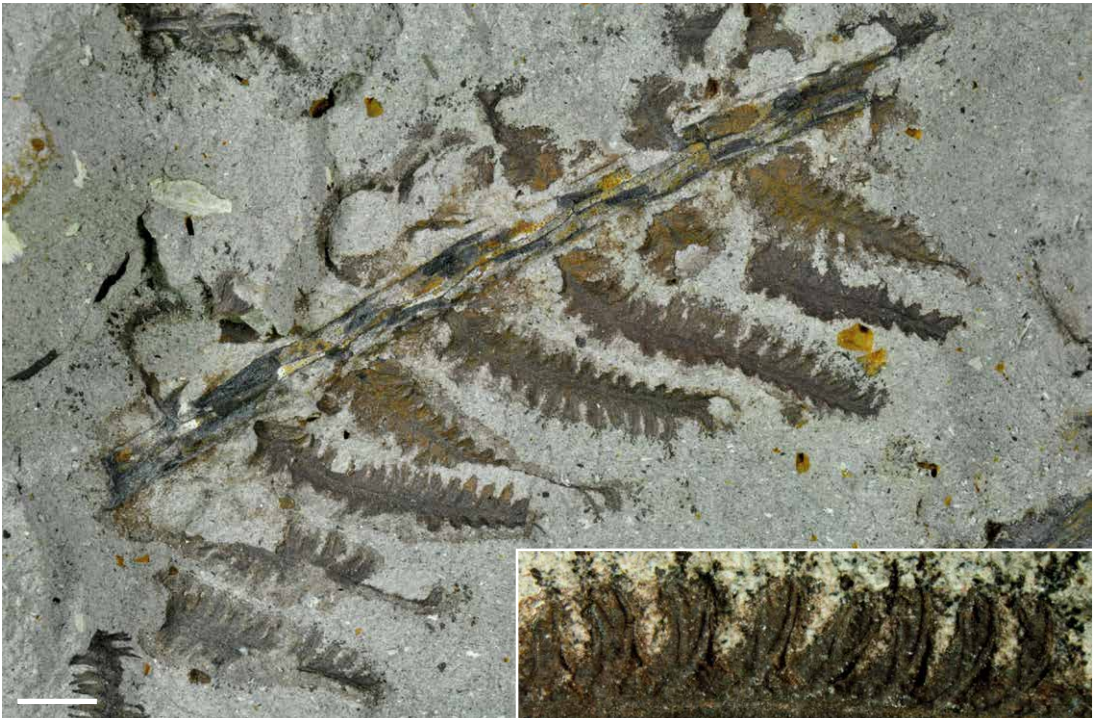


Abb. 48

Saccopteris (Corynepteris) sternbergii, Maßstab 5 mm (Sammlung Löcse, VS-F-0112).

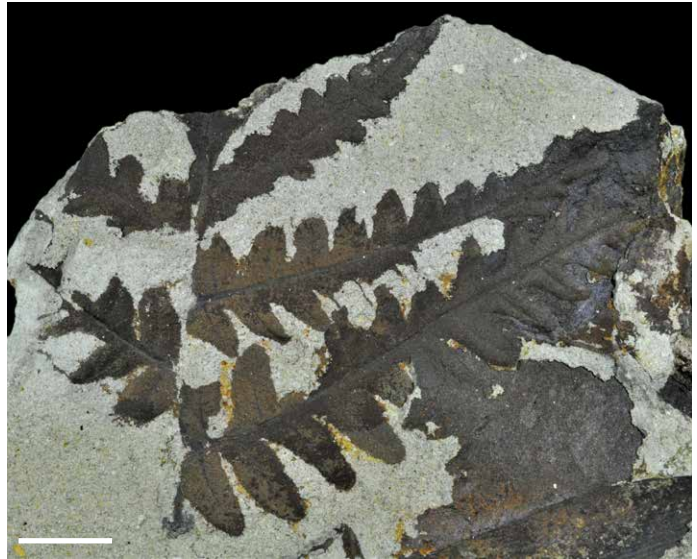
Abb. 49

Detail aus Abb. 48.

3.2.5 Farnsamer

? *Medullosales**Alethopteris valida* BOULAY 1876 (Abb. 50, 51) und *Aulacopteris* sp. GRAND'EURY 18771910 *Alethopteris valida* – GOTHAN in POTONIÉ S. 125, Abb. 41953 *Alethopteris valida* – GOTHAN S. 23, Taf. 131991 *Alethopteris valida* – JOSTEN S. 299, Abb. 192, Taf. 167, Fig. 1-3

Diese bereits von GOTHAN (1932) erwähnte Art, konnte auch hier in kleineren Fiederresten gefunden werden. Sie ist an den schwach lanzettlichen, dreieckigen Fiederchen zu erkennen (Abb. 50, 51). Der obere Rand der Fiederchen ist gerade, der untere Teil leicht nach unten gebogen. Die Fiederchen werden selten größer als 2 cm. An der Basis sitzen sie herablaufend an und sind deutlich miteinander verbunden. Die Seitenadern sind ein- bis zweifach gegabelt und markant. Gelegentlich waren die möglicherweise zugehörigen Achsen zu finden, die sich durch unregelmäßige Längsstreifung auszeichnen und als *Aulacopteris* bezeichnet werden. Die Längsstreifung geht auf subepidermale Baststränge zurück und ist für Medullosen-Blattstiele typisch.

**Abb. 51***Alethopteris valida*, Maßstab 1 cm
(Sammlung Weber).**Abb. 50***Alethopteris valida*, Maßstab 5 mm
(Sammlung Klein).*Trigonocarpus* sp. BRONGNIART 1828 (Abb. 52, 53)

Sehr häufig wurde dieser Samentyp, dessen Zugehörigkeit zu den Medullosen bekannt ist, in gutem Zustand im Aufschluss gefunden. Überwiegend waren die glatten Steinkerne des Nucellus anzutreffen (Abb. 53). Besondere Beachtung verdient ein Fund, bei dem noch ein Hüllblatt erhalten ist (Abb. 52), sodass der eigentliche dreikantige, breit-ovale Steinkern des Samens nicht zu erkennen ist. Der lückenlose Übergang verschiedener Merkmale zwischen einzelnen Samen verhindert eine weitere Differenzierung der Funde.

Abb. 52*Trigonocarpus* sp., Samen mit Hüllblatt, Maßstab 2 mm (Sammlung Klein).**Abb. 53***Trigonocarpus* sp., Steinkern, Maßstab 2 mm (Sammlung Klein).



Neuralethopteris larischi SUSTA 1930 (Abb. 54, 55)

1913 *Alethopteris decurrens* f. *intermedia* – FRANKE in POTONIÉ S. 44, Fig. 5

1953 *Alethopteris larischi* – GOTHAN S. 147, Taf. 15, Fig. 1

1967 *Neuralthopteris larischi* – LAVEINE S. 102, Abb. 16

1991 *Neuralthopteris larischi* – JOSTEN S. 309, Abb. 198, Taf. 173, Fig. 3

Die Art zeigt eine auffallend große Ähnlichkeit zu *Alethopteris decurrens*, nur dass die Fiederchen bei unserer Form im unteren Bereich der Zweige an der Basis herzförmig eingezogen sind. Diese von CREMER (1893) aufgestellte Formgattung, die in sich Merkmale der Formgattungen *Neuropteris* und *Alethopteris* vereint, wird in der Literatur kontrovers diskutiert. Die Fiederchen sitzen leicht schräg an der unregelmäßig längs gestreiften Achse, sind im unteren Bereich herzförmig eingezogen, aber zum distalen Ende hin breit ansitzend und herablaufend. Fragmente dieser Art waren recht häufig anzutreffen, wurden aber meist als *Neuropteris*-Fiederchen angesprochen, insofern nicht gerade ansitzende Endfiederchen zweifelsfrei eine Zuordnung zu *Neuralethopteris larischi* gestatteten.

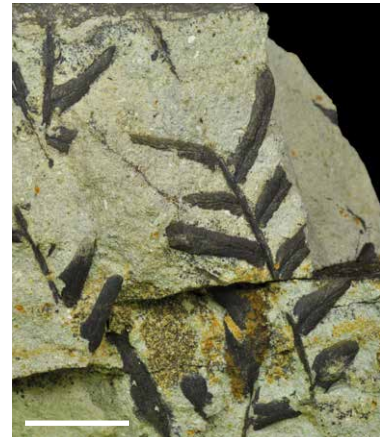


Abb. 54

Neuralethopteris larischi, Maßstab 1 cm
(Sammlung Löcse, VS-F-0117).

Abb. 55

Neuralethopteris larischi, Maßstab 1 cm
(Sammlung Klein).

Linopteris obliqua (BUNBURY) CROOKALL 1933 (Abb. 56)

1991 *Linopteris obliqua* – JOSTEN S. 343, Abb. 222, 223, Taf. 207, Fig. 1-6, Taf. 208, Fig. 1

2007 *Linopteris obliqua* – ZODROW, TENCHOW & CLEAL S. 51-84, Fig. 1-33

Von dieser Art ist bisher nur der eine abgebildete Fund bekannt. Von GOTHAN und STERZEL werden für Flöha überhaupt keine *Linopteris*-Arten erwähnt. In der Sammlung MÜLLERT konnten zwar jetzt mehrere Funde von *Linopteris neuropteroides* nachgewiesen werden, doch leider fehlt die Angabe des genauen Fundortes. Dennoch gelangen 2013 mehrere Neufunde von *L. neuropteroides* auf einer der alten Halden am Pfarrwald. Im Vergleich zu den langgezogenen Maschen bei *L. neuropteroides* sind für *Linopteris obliqua* enge Maschen typisch, wobei diese zum Rand hin stetig kürzer werden. Auch die Größe, von bis zu 3 cm spricht für diese Art.

***Neuropteris* sp.** BRONGNIART 1828 (Abb. 57)

Dieser Fund ist bisher der einzige eindeutige *Neuropteris*-Fund an unserer Fundstelle. Es scheint ein Endfiederchen zu sein. Die Zuordnung zu einer Art kann nicht erfolgen.



Abb. 56 *Linopteris obliqua*, Maßstab 1 mm (Sammlg. Klein).



Abb. 57 *Neuropteris* sp., Maßstab 5 mm (Sammlung Klein).

? **Lyginopteridales**

Sphenopteris trigonophylla BEHREND 1908 (Abb. 58-62)

1909 *Sphenopteris trigonophylla* – BEHREND in POTONIÉ S. 104, Abb. 1, 2

1929 *Sphenopteris trigonophylla* – GOTHAN S. 34, Taf. Fig. 4

1975 *Eusphenopteris trigonophylla* – van AMEROM S. 35, Abb. 15, 17, Taf. 11, Taf. 12, Fig. 1-7, Taf. 13, Fig. 1-6, Taf. 14, Fig. 1, 2, 5-8, Taf. 15, Fig. 1-5, 7-9, 12, Taf. 16

1991 *Eusphenopteris trigonophylla* – JOSTEN S. 244, Abb. 154, Taf. 115, Fig. 1

Diese Art war häufig zu finden. Es handelt sich um relativ kleine, rundlich-dreieckige, etwas lang gezogene Fiederchen, die sich in mehrere, bis zu fünf rundliche Lappen aufgliedern (Abb. 58-61). An der Basis ist meist ein kurzer Stiel ausgebildet. Seitensadern sind mehrmals gegabelt. Sehr gut zu erkennen ist *Sphenopteris trigonophylla* an der deutlich ausgebildeten Längsfurche auf den Achsen (Abb. 58).

Zum ersten Mal gelang es, eine ansitzende Fruktifikation nachzuweisen (Abb. 62). Diese hat Ähnlichkeit mit den *Calymmatheca*-Cupulen von Lyginopteriden-Samenanlagen aus dem Mississippian (vgl. TAYLOR et al. 2009: 544). Letztere sind zwar seit langem bekannt, doch der Zusammenhang dieser Fruktifikationen mit *Sphenopteris trigonophylla* wird hier erstmals erwähnt. Dennoch warnt auch die Vielgestaltigkeit von Pteridospermen-Mikrosporophyllen (z.B. BARTHEL 2008) davor, anhand von Abdruck-Erhaltungen voreilige Schlüsse zu ziehen.



Abb. 58

Sphenopteris trigonophylla, Maßstab 1 cm
(Sammlung Weber).

Abb. 59

Sphenopteris trigonophylla, Maßstab 5 mm
(Sammlung Klein).

Abb. 60

Sphenopteris trigonophylla, Maßstab 1 cm
(Sammlung Klein).

Abb. 61 (Seite 126, links)

Sphenopteris trigonophylla, Maßstab 5 mm
(Sammlung Klein).



Abb. 62
Sphenopteris trigonophylla mit
ansitzender Fruktifikation,
Maßstab 1 cm
(Sammlg. Löcse, VS-F-0068).

***Sphenopteris artemisiaefolioides* CREPIN 1881 (Abb. 63-65)**

1855 *Hymenophyllites alatus* – GEINITZ S. 18 Taf. 24, Fig. 15, Taf. 25, Fig. 1

1929 *Sphenopteris artemisiaefolioides* – GOTHAN S. 37, Taf. 2, Fig. 1, Taf. 3, Fig. 4

1955 *Sphenopteris artemisiaefolioides* – DABER S. 8 Taf. 1, Fig. 3

Von dieser Art konnten bisher mehrere Reste gefunden werden. Die schräg ansitzenden, 15 mm langen Fiederchen sind tief fiederig zerlappt, wobei pro Fiederchen 5-8 länglich-ovale, fast gleich große Lappen anstehen (Abb. 64). Diese enden immer abgestumpft bzw. abgerundet. Die Aderung ist eher fächerig (Abb. 63). Eine Mittelader ist nicht vorhanden. Das jeweils unterste katadrome Fiederchen ist durch stärkere Ausbildung des katadromen Teils stärker rundlich geformt (Abb. 65). Die Fiederachse zeigt eine deutliche Mittelfurche. Die Art ist auch im Westfal D von Zwickau-Lugau-Oelsnitz selten zu finden.



Abb. 63
Sphenopteris artemisiaefolioides, Maßstab 5 mm
(Sammlung Weber).

Abb. 64
Sphenopteris artemisiaefolioides, Maßstab 5 mm
(Sammlung Löcse,
VS-F-0095).



Abb. 65
Sphenopteris artemisiaefolioides,
 Maßstab 1 cm
 (Sammlung Weber).

3.2.6 Pteridophyten unklarer systematischer Zugehörigkeit

Mariopteris andraeana (VON ROEHL) DANZE-CORSIN 1953 (Abb. 66, 67)

1909 *Sphenopteris andraeana* – BEHREND in POTONIÉ S. 103, Taf. 1-3, Fig. 3-6

1913 *Sphenopteris andraeana* – GOTHAN S. 32, Taf. 7, Fig. 3

1929 *Sphenopteris andraeana* – GOTHAN S. 32, Taf. 13, Fig. 1

1989 *Mariopteris (?)andraeana* – LAVEINE S. 78, Fig. 66, Taf. 35, Fig. 6

1991 *Mariopteris andraeana* – JOSTEN S. 280, Abb. 178, Taf. 148, Fig. 2, Taf. 149, Fig. 1, 2

Bisher wurden drei Exemplare dieser *Mariopteris*-Art im neuen Aufschluss gefunden und damit der Erstnachweis für das Oberkarbon Sachsens erbracht. Lange Zeit wurde diese Art zu den *Sphenopteriden* gestellt. Erst DANZE-CORSIN erkannte 1953 ihre Zugehörigkeit zur Gattung *Mariopteris*. Die rundlichen Fiederchen sind an deren Enden mit kleinen Spitzen versehen, ihre Aderung ist fächerartig (Abb. 66). Die Achsen zeigen schwach ausgebildete Querkmale, wobei Achsen mit Längsstreifen ebenfalls auftreten können (Abb. 67).

Mariopteris latifolia ZEILLER 1886 (Abb. 68, 69)

1829 *Sphenopteris latifolia* – BRONGNIART, S. 205, Taf. 57, Fig. 1-4

1843 *Sphenopteris latifolia* – GUTBIER S. 75

1935 *Mariopteris latifolia* – GOTHAN S. 32, Taf. 35, Fig. 2, 4

1955 *Mariopteris latifolia* – DABER S. 17, Taf. 6, Fig. 4

1969 *Fortopteris latifolia* – BOERSMA S. 65-77, Taf. 1

1991 *Mariopteris (Fortopteris) latifolia* – JOSTEN S. 276-277, Taf. 147, Fig. 1,2 Taf. 148, Fig. 1

1994 *Mariopteris latifolia* – CLEAL & THOMAS S. 132, Fig. 71B

2005 *Mariopteris latifolia* – MEYER S. 40, Abb. 55

2009 *Fortopteris (Mariopteris) latifolia* – KAHLERT & SCHULTKA S. 81-82, Abb. 4-15, Taf. 4-11, Fig. 4

Diese *Mariopteris*-Art hat abgerundete Fiederchen, wobei der Rand etwas gezähnt bzw. gewellt sein kann. Das erste Fiederchen ist immer größer als die nachfolgenden. Eine Aderung ist schwach ausgebildet, die Mittelader undeutlich leicht flexuos. Bestimmbar trotz relativ kleiner Funde ist diese Art an einer deutlich erkennbaren Längsfurche auf der Achse. Für eine *Mariopteris* ist das recht untypisch, normalerweise sind Querkmale zu erkennen (Abb. 68). Viele der im Aufschluss gefundenen kleineren Reste gehören wohl zu dieser Art.



Abb. 66

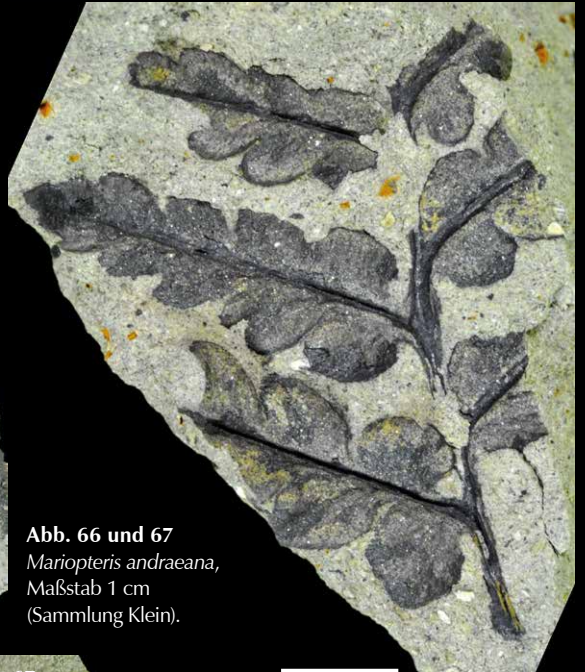


Abb. 68

Abb. 66 und 67
Mariopteris andraeana,
Maßstab 1 cm
(Sammlung Klein).



Abb. 67



Abb. 69

Abb. 68 und 69
Mariopteris latifolia,
Maßstab 5 mm
(Sammlung Klein).

***Mariopteris* sp.** ZEILLER (Abb. 70-72)

Die Gattung *Mariopteris* zeichnet sich durch Wedel aus, deren Fiederchen an der Wedelachse sowohl sphenopterisch eingeschnürt, als auch pecopteridisch breit angeheftet sein können. Ihre Form ist zumeist stumpf bis spitz-dreieckig; die Ränder sind glatt oder schwach eingekerbt. Eine Mittelader ist ausgeprägt. Kennzeichnend für *Mariopteris* sind deutliche Längsfurchen auf den Achsen, die oft auch Quermale zeigen. Die Endfiederchen einiger Mariopteriden sind verlängert; sie enden in einer Kletterhilfe, einer sog. Vorläuferspitze.

Im Aufschluss fanden sich mehrfach Florenreste, die den Mariopteriden zuzuordnen sind, aber nicht näher bestimmt werden konnten. Sie zeigen sowohl Ähnlichkeit mit *Mariopteris robusta* KIDSTON (Abb. 71) als auch mit *Mariopteris muricata* (SCHLOTHEIM) ZEILLER (Abb. 72).

**Abb. 70**

Mariopteris sp., Maßstab 5 mm
(Sammlung Löcse, VS-F-0001).

Abb. 71

Mariopteris sp., Maßstab 5 mm
(Sammlung Klein).

Abb. 72

Mariopteris sp., Maßstab 5 mm
(Sammlung Klein).

3.2.7 Cordaiten

Cordaites sp. UNGER (Abb. 73)

Artisia sp. STERNBERG (Abb. 74)

Cardiocarpus sp. GEINITZ (Abb. 75)

Cordaitanthus sp. FEISTMANTEL (Abb. 76)

Von den Cordaiten, strauch- bis baumförmigen verholzten Gymnospermen, konnten zahlreiche Organe im Aufschluss belegt werden. Relativ häufig zu finden waren die parallelnervigen, bandartigen Blätter vom Typ *Cordaites* UNGER. Die Oberfläche ist bei allen Blattresten durch eine dichte und gleichmäßige, feine parallele Streifung gekennzeichnet. Baststränge zwischen den Adern scheinen zu fehlen, was am ehesten mit *Cordaites palmaeformis* GOEPPERT (JOSTEN 1991) vergleichbar wäre. Eine Bestimmung auf Artebene allein aufgrund blattmorphologischer Merkmale scheint allerdings wenig Erfolg versprechend. Als *Cordaitanthus* FEISTMANTEL sind die Blüten bekannt. Davon gelangen zwei Funde. Auf einer wenige Zentimeter langen Achse mit schwacher Längsstreifung sitzen bis zu vier knospenartige, mit Brakteen versehene Verdickungen. Die Samenanlagen werden unter *Cardiocarpus* GEINITZ geführt, wovon zahlreiche, gut erhaltene Exemplare zu finden waren. Die zumeist sphärischen bis leicht herzförmigen Fossilien stellen überwiegend die Steinkerne des Nucellus dar, gelegentlich kommen die Abdrücke der Samenschalen vor. Ebenfalls sehr zahlreich anzutreffen waren die charakteristisch quer gegliederten Marksteinkerne vom Typ *Artisia* STERNBERG, die im Aufschluss Durchmesser von 1- bis etwa 5 cm erreichen.



Abb. 73

Cordaites sp., Maßstab 1 cm (Sammlung Klein).



Abb. 74

Artisia sp., Maßstab 1 cm (Sammlung Weber).



Abb. 75

Cardiocarpus sp., Maßstab 1 mm (Sammlung Klein).



Abb. 76 *Cordaitanthus* sp., Maßstab 5 mm (Sammlung Löcse, VS-F-0024).

Cordaixylon GRAND'EURY 1877 (Abb. 77-85)

Ebenso zahlreich anzutreffen wie die *Artisia*-Marksteinkerne waren Cordaitenachsen von kohlgiger Tufferhaltung (Abb. 77) oder permineralisiert-anatomischer Erhaltung. Es liegen zahlreiche Hölzer unterschiedlicher Durchmesser (meist 4-15 cm, max. bis 30 cm) und mitunter mehreren Metern Länge vor (s. Abb. 16), deren Erhaltung eine Kombination aus Silifizierung und Inkohlung darstellt. Der Markraum ist durchweg kompaktiert, und auch das Holz zeigt häufig engständige Knickungszonen (Abb. 78), die auf Schwäche zonen im Gewebe hindeuten und die Gewinnung aussagekräftiger Radial- und Tangentialschnitte nahezu unmöglich machen. Dennoch gewinnt man den Eindruck eines relativ homogenen Wachstums, Zuwachszonen sensu stricto sind nicht ausgebildet. Jegliche Gewebe distal des Holzes, wie z. B. Rindengewebe, sind nicht erhalten.



Abb. 77
Querschnitt eines fossilen Holzes in kohlgiger Tufferhaltung im Aufschluss, Höhe ca. 20 cm, Foto: F. Richter.



Abb. 78
Permineralisiertes Holz im Aufschluss.

Das Mark besteht aus rechteckigen, in vertikalen Reihen angeordneten Parenchymzellen, häufig mit opaken Einlagerungen in deren Zentrum. Radialschnitte durch die Achsenmitte zeigen die regelmäßige Anordnung von Markdiaphragmen mit Abständen im mm-Bereich. Die erfolgte Kompaktion des Markraums muss erfolgt sein, als das Markgewebe noch weich und plastisch verformbar war, als unmittelbare Folge erscheinen die Diaphragmen des zusammengedrückten Markraumes dicht spiralg verwunden (Abb. 79).

Abb. 79

Cordaixylon sp., permineralisierte
Cordaitenachse, Maßstab 1 cm
(Sammlg. MfNC K 6012).



Abb. 80

Cordaixylon sp., kompakterer
Querschnitt mit zahlreichen Knickungszonen,
Maßstab 1 mm (Sammlung MfNC K 6013).



Der Übergangsbereich vom Mark zum Holz zeigt die Treppentracheiden des Primärxylems und die Tüpfeltracheiden des Sekundärxylems (Abb. 80). Die rundlich-breitovalen Tüpfel platten sich gegenseitig etwas ab und bedecken gedrängt, alternierend-wabenartig die gesamte radiale Tracheidenwand (Abb. 81). Das häufig kompaktierte Holzgewebe zeigt die Tracheiden im Querschnitt quadratisch bis rechteckig (Abb. 82), aber auch undeutlich verwunden, so dass im Radialschnitt selten die gesamte Breite der Zellwand erkennbar ist. Dadurch wird mitunter der Eindruck lediglich ein- bis zweireihiger Tüpfel erweckt. Wo die radialen Zellwände in voller Breite erkennbar sind, ist jedoch eine 3-5-reihige Anordnung der Tüpfel gegeben. Die Pori sind schräg-oval. Im Querschnitt sind die Tracheiden deutlich in Reihen angeordnet, ihre Größe liegt im marknahen, inneren Holz bei durchschnittlich bei $36\ \mu\text{m}$ in radialer, $27\ \mu\text{m}$ in tangentialer Erstreckung, im medialen bis äußeren Holz bei durchschnittlich bei $30\ \mu\text{m}$ in radialer, $37\ \mu\text{m}$ in tangentialer Erstreckung. Es liegt also ein typisch pyknoxyles, kleinzelliges Sekundärxylem vor, das aufgrund seiner anatomischen Merkmale als *Cordaixylon* GRAND'EURY zu bestimmen ist.

Derartig homogenes Cordaitenholz ist, insbesondere bei Bruchstücken aus dem Sekundärxylem, nicht immer zweifelsfrei von jenem der Koniferen oder Ginkgophyten zu unterscheiden. Liegen allerdings, wie in unserem Falle, komplette Querschnitte jüngerer Achsen vor, bieten sich eine Reihe von Merkmalen zur Unterscheidung an (NOLL et al. 2005). Dazu gehören insbesondere das von Sklerenchymnestern freie Mark, die oftmals mehrreihigen, sich gegenseitig abplattenden Tüpfel, welche die gesamte radiale Tracheidenwand bedecken (vgl. FELIX 1882) und einen schrägen Porus aufweisen sowie die für Cordaiten typischen, im Tangentialschnitt sichtbaren, querelliptischen, doppelten Blattspuren. Im Querschnitt ist das Cordaitenholz eher indifferent, zeigt aber im Unterschied zu Koniferen quadratische bis rechteckige Tracheidenquerschnitte (NOLL 2012).



Abb. 81

Cordaixylon sp., Radialschnitt durch den kompaktierten Markraum, Maßstab 2 mm (Sammlung MfNC K 6014).

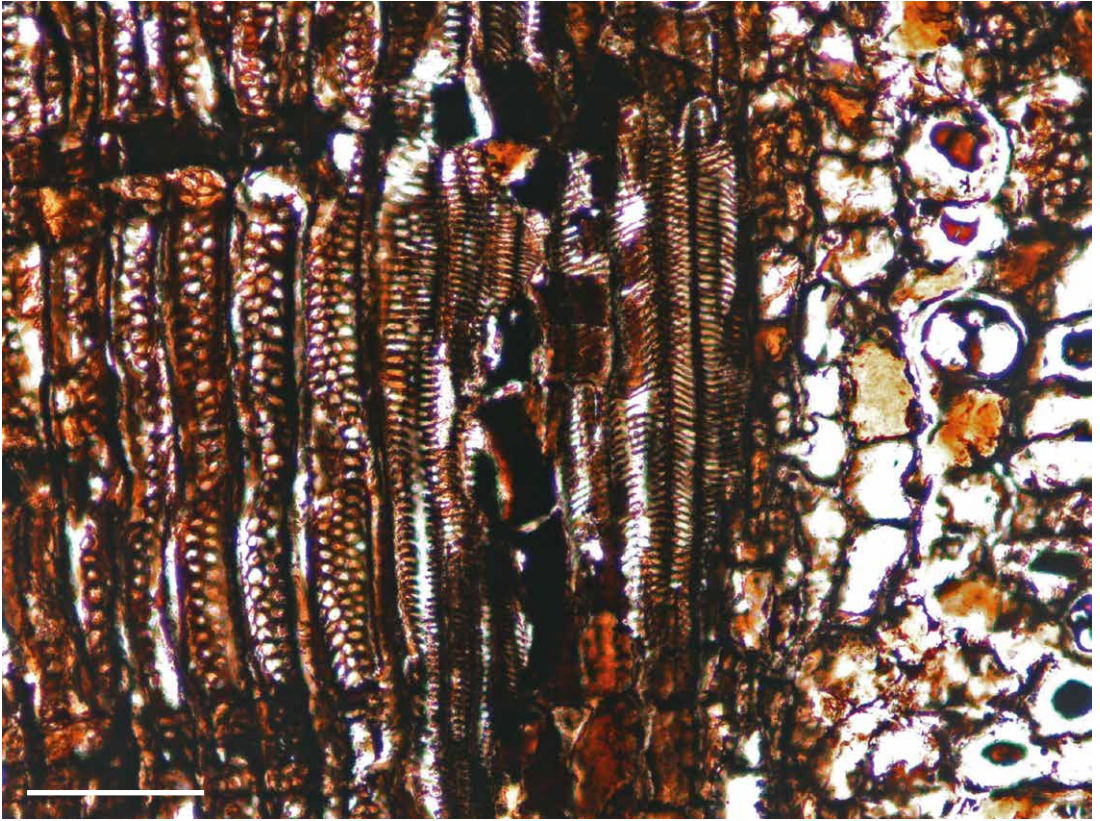


Abb. 82 *Cordaixylon* sp., Radialschnitt mit Übergang vom Mark (rechts) über das Primärxylem (Trepentracheiden, Mitte) bis in das Sekundärxylem (Tüpfeltracheiden, links), Dünnschliff, Maßstab 100 μm (Sammlung MfNC K 6014).

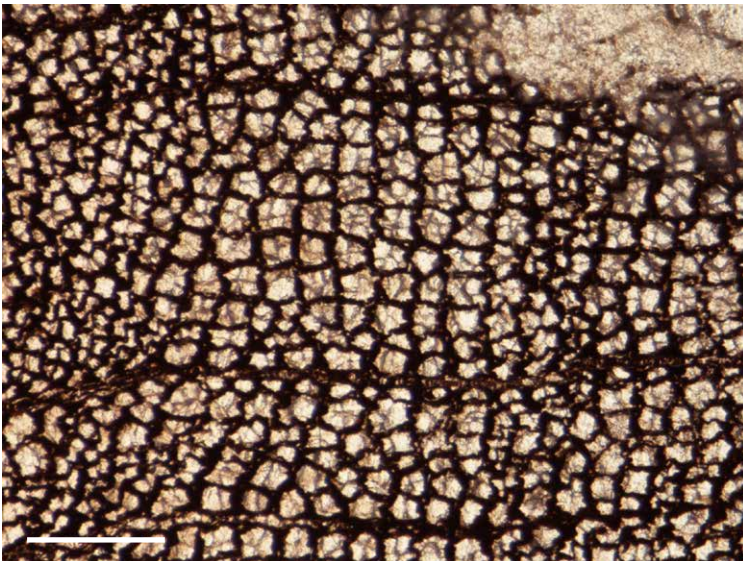


Abb. 83
Cordaixylon sp., quadratische Tracheiden des Sekundärxylems, Dünnschliff, Querschnitt, Maßstab 200 μm (Sammlung MfNC K 6014).

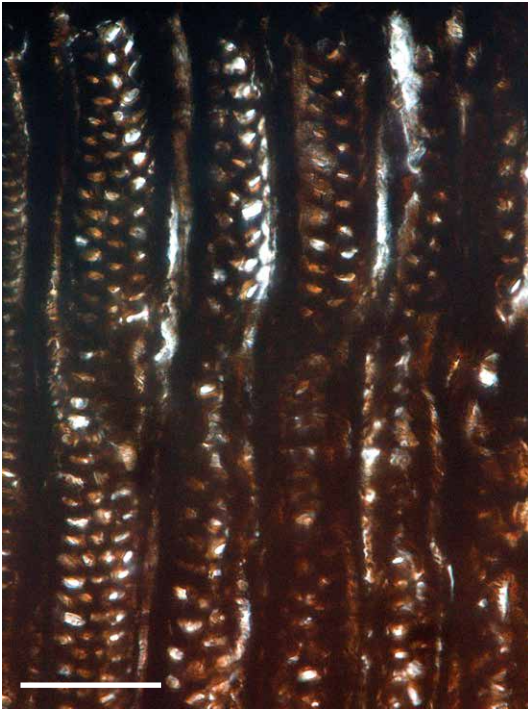


Abb. 84 *Cordaixylon* sp., die gesamte Tracheidenwand bedeckende Tüpfel mit schrägen Pori, Radialschnitt, Dünnschliff, Maßstab 50 μm (Sammlung MfNC K 6014).



Abb. 85 *Cordaixylon* sp., ein- bis mehrstöckige Parenchymstrahlen des Sekundärxylems, Tangentialschnitt, Dünnschliff, Maßstab 200 μm (Sammlung MfNC K 6014).

Zusammenfassung

Beim Neubau der Ortsumfahrung der B173 in Flöha wurde ein Vulkanit großflächig aufgeschlossen. Nach Jahrzehnten mangelnder Aufschlussverhältnisse erhielten wir hierdurch wieder die Gelegenheit, einen fossilführenden Gesteinskomplex der Flöha-Formation umfassend geologisch-paläontologisch zu dokumentieren. Dieser Vulkanit, den wir als Paläorhyolith Typ Schweddey bezeichnen, war seither uneinheitlich, zum einen als Zeisigwald-Tuff des Rotliegend, zum anderen als distale Fazies des Flöhaer Quarzporphyrs (Paläorhyolith Typ Flöha) interpretiert worden. Sowohl die im Aufschluss gewonnene diverse Flora als auch die im Rahmen der Bearbeitung gewonnene radiometrische Altersdatierung stellen den Typ Schweddey unzweifelhaft in das Westfal C (Bolsovian). Die petrographischen und taphonomischen Merkmale kennzeichnen ihn als ignimbritische Abkühlungseinheit eines pyroklastischen Dichtestroms innerhalb der Flöha-Formation. Obwohl die Flusstäler der Flöha und Zschopau, den Störungsmustern im Flöha-Becken folgend, die Oberkarbonablagerungen tief durchschnitten haben und vertikale Sprünge beträchtlichen Ausmaßes die Korrelation des Vulkanits bis in den nördlichen Beckenteil erschweren, überlagert der Typ Schweddey den Paläorhyolith Typ Flöha an mehreren Stellen, z.T. durch Zwischensedimente getrennt. Damit sind wir gezwungen, den Übergang zu einem tatsächlichen Ausläufer des von Chemnitz herrührenden Zeisigwald-Tuffes zu hinterfragen. Dies ist nicht nur im Oederaner Wald der Fall, sondern auch am Gückelsberg, der seit 1815 auch durch die Funde seltener Farne, *Tubicaulis solenites* und *Zygopteris primaria*, bekannt wurde (COTTA 1832). Die bergmännische Tätigkeit auf der Suche nach oberkarbonischer Steinkohle durchörterte mit mehreren Schächten auch einen (oder mehrere) Vulkanit(e). Die Abgrenzung der hier anzutreffenden Paläorhyolithe ist jedoch unklar. Die genauen Fundpositionen der Farne sind auch aus der historischen Literatur nicht zu rekonstruieren, es wird hierbei sogar von Haldenmaterial gesprochen. Damit rütteln die neuen Erkenntnisse an dem seit Jahrhunderten angenommenen permischen Alter der o.g. Farne mit allen Konsequenzen für ihre Einbindung in evolutionsbiologische Schlussfolgerungen zygopterider und anachoropterider Farne (GALTIER & PHILLIPS 1996). Zu klären wird diese Problematik nur sein durch weitere Untersuchungen und Altersdatierungen sämtlicher Paläorhyolithe im Flöha-Becken.

Tabelle 2 Florenliste des Westfal C der Flöha-Formation

● Florenreste aus den historischen Aufsammlungen der unteren Flöha-Formation

● Florenreste der oberen Flöha-Formation

● Florenreste aus dem Schweddey-Tuff.

Fett markiert sind **Erstnachweise** für Flöha und das Erzgebirge-Becken unter den neuen Florenfunden.

Calamiten	Beblätterung		<i>Asterophyllites longifolius</i> BRONGNIART ●●	
	Achsen		<i>Calamites</i> cf. <i>suckowi</i> BRONGNIART ● ? <i>Arthropitys</i> sp. GOEPPERT ● <i>Calamites undulatus</i> STERNBERG ● <i>Calamites</i> sp. SUCKOW ●●	
	Fruchtifikationen		<i>Huttonia spicata</i> STERNBERG ●	
Sphenophyllen	Beblätterung		<i>Sphenophyllum</i> cf. <i>myriophyllum</i> CREPIN ● <i>Sphenophyllum cuneifolium</i> STERNBERG ●● <i>Sphenophyllum decorum</i> ŠETLÍK ●	
	Fruchtifikationen		<i>Bowmanites</i> sp. ●	
Lepidophyten	Beblätterung		<i>Lepidophyllum</i> cf. <i>majus</i> BRONGNIART ●	
	Achsen		<i>Lepidodendron</i> sp. STERNBERG ●● <i>Lepidofloios larinus</i> STERNBERG ●● ? <i>Asolanus</i> sp. (Knorria) WOOD ●● <i>Knorria</i> sp. <i>bothrodendroid</i> ● <i>Sigillaria</i> cf. <i>elongata</i> BRONGNIART ● <i>Archaeosigillariopsis serotina</i> GOTHAN ● <i>Sterzelia nindeli</i> GOTHAN ●	
	Wurzelorgane		<i>Stigmara ficoides</i> BRONGNIART ●	
Farne	Zygopteridales		<i>Saccopteris</i> (<i>Corynepteris</i>) <i>sternbergii</i> ZEILLER ● <i>Alloiopteris</i> cf. <i>essinghi</i> oder <i>sternbergi</i> ETTINGSHAUSEN ●	
	Psaroniales	Beblätterung	<i>Pecopteris</i> sp. BRONGNIART ●●● <i>Pecopteris plumosa</i> (ARTIS) BRONGNIART ● <i>Aphlebia</i> ähnlich <i>Pecopteris plumosa</i> ●	
		Achsen	<i>Caulopteris</i> sp. ● <i>Psaronius</i> sp. (<i>distichii</i>) ●	
Pteridospermen	Medullosales	Beblätterung	<i>Alethopteris lonchitica</i> sp. SCHLOTHEIM ●● <i>Alethopteris valida</i> BOULAY ●● <i>Neuralethopteris larischi</i> SUSTA ● <i>Linopteris obliqua</i> (BUNBURY) CROOKALL ● <i>Neuropteris</i> sp. BRONGNIART ● <i>Neuropteris gigantea</i> STERNBERG ●	
			Achsen	<i>Aulacopteris</i> sp. GRAND'EURY ●●
			Fruchtifikationen	<i>Trigonocarpus</i> sp. BRONGNIART ●●
			?Lyginopteridales	Beblätterung
	Pteridophyllen unklarer systematischer Zugehörigkeit			<i>Noeggerathia saxonica</i> GOTHAN ● <i>Mariopteris andraeana</i> (von ROEHL) DANZE-CORSIN ● <i>Mariopteris latifolia</i> ZEILLER ● <i>Mariopteris</i> sp. ●
Cordaiten	Beblätterung		<i>Cordaites principalis</i> GERMAR ● <i>Cordaites</i> sp. UNGER ●	
	Fruchtifikationen		<i>Cordaitanthus</i> sp. FEISTMANTEL ●● <i>Cardiocarpus</i> sp. GEINITZ ●●	
	Achsen		<i>Artisia</i> sp. STERNBERG ●● <i>Cordaixylon</i> sp. GRAND'EURY ●	

Dank

Wir danken insbesondere Geol.-Ing. Gerald Urban, Leubsdorf, der mit den ersten Funden den Anstoß zu vorliegender Bearbeitung gab und diese durch stetes Interesse, Diskussion und insbesondere Hinweise zur Tektonik bereicherte. Dr. Josef Pšenička, Pilsen, und Doz. Dr. Stanislav Opluštil, Prag, danken wir für Ihre Unterstützung bei der Beurteilung der Flora und ihres Vergleichs mit den nordböhmisches Westfal C-Vorkommen. Prof. Manfred Barthel und Prof. Jörg W. Schneider, Freiberg, danken wir für die kritische Durchsicht des Manuskriptes. Prof. Rudolf Daber, Berlin, ist für Literaturhinweise und Diskussion der Florenzfunde zu danken. Ulrike Ellerbrake, Dr. Harald Walter und Dr. Johannes Richter, Freiberg, halfen bei der Recherche in den Archiven des Sächsischen Landesamtes für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie und ermöglichten die Einsicht in teilweise unpublizierte Berichte und Bohrungsdokumentationen. Diana Otto, Potsdam, stellte freundlicherweise unveröffentlichte Berichte und Karten aus dem Bestand des GFZ Potsdam zur Verfügung. Den Technikern des Museums für Naturkunde Chemnitz, insbesondere Ralph Kretzschmar und Mathias Merbitz ist für die Anfertigung von Schriffen und ihre Unterstützung bei den Geländearbeiten zu danken. Robert Noll, Tiefenthal, und Dr. Zhuo Feng, Kunming/China, waren an der Bergung und Diskussion der fossilen Hölzer beteiligt. Eileen Colditz, Mineralien- und Lagerstättenkabinett St. Egidien, danken wir für die unermüdliche Hilfe bei den Feldarbeiten und Noemi Löcse vom Freien Gymnasium Penig hat im Rahmen einer BeLL-Arbeit über 100 einzelne Florenzebelege dokumentiert.

Literatur

- AMEROM, H.W.J. VAN (1975): Die Eusphenopteridischen Pteridophyllen. – Meded. Rijks geol. Dienst, Serie C, **III-1-No. 7**: 1-208; Maastricht.
- BARTHEL, M. (1976): Die Rotliegendflora Sachsens. – Abh. Staatl. Mus. Min. Geol., **24**: 1-190; Dresden.
- BARTHEL, M. (2004): Die Rotliegendflora des Thüringer Waldes. Teil 2: Calamiten und Lepidophyten. – Veröff. Naturhist. Mus. Schleusingen, **19**: 19-48.
- BARTHEL, M. (2008): Die Rotliegendflora des Thüringer Waldes. Teil 6: Wurzeln und fertile Organe. Algen und Bakterien. Vegetation. – Veröff. Naturhist. Mus. Schleusingen, **23**: 39-62.
- BAUMANN, L. & JENTSCH, F. (1978): Zur minerogenetischen Bedeutung von Gesteinsgläsern des subsequenten Magmatismus im sächsischen Raum. – Z. geol. Wiss., **6**, 9: 1119-1130; Berlin.
- BRONGNIART, A. (1828): Histoire des végétaux fossiles. 488 S.; Paris.
- BROUSMICHE, C. (1983): Les Fougères spheopteridiennes du Bassin Houiller Sarro-Lorrain. Diss. Univ. Lille, 480 S.; Lille.
- CLAYTON, G.; COQUEL, R.; DOUBINGER, J.; GUEINN, L.; LOBOZIAK, S.; OWENS, B. & STREEL, M. (1977): Carboniferous miospores of Western Europe: illustration and zonation. – Meded. Rijks Geol. Dienst., **29**: 1-71; Leiden.
- COTTA C.B. (1832): Die Dendrolithen, in Beziehung auf ihren inneren Bau. 89 S.; Dresden und Leipzig (Arnoldische Buchhandlung).
- DABER, R. (1955): Pflanzengeographische Besonderheiten der Karbonflora des Zwickau-Lugauer Steinkohlenreviers. – Geologie, Beiheft **13**: 1-95; Berlin.
- DI MICHELE W.A. & FALCON-LANG, H. (2012): Calamitalean „pith casts“ reconsidered. – Rev. Palaeobot. Palynol., **173**: 1-14; Amsterdam.
- DOMANN, A. (1959): Schotteranalyse der oberkarbonischen Konglomerate im Flöhaer Becken, Dipl.-Arbeit, referiert in Geologie, **8**: 342 und PIETSCH, K. (1962), unveröff.
- ETTINGSHAUSEN, C. VON (1854): Die Steinkohlenflora von Radnitz in Böhmen. – Abh. der K. K. geol. Reichsanstalt **3**, 3. Abt.; Wien.
- EULENBERGER, S.; TUNGER, B. & FISCHER, F. (1995): Neue Erkenntnisse zur Geologie des Zeisigwaldes bei Chemnitz. - Veröff. Mus. Naturk. Chemnitz, **18**: 25-34.
- FELIX, J. (1882): Über die versteinerten Hölzer von Frankenberg in Sachsen. – Sitzungsber. Naturforsch. Ges. Leipzig, **9**: 5-9; Leipzig (W. Engelmann).
- FELIX, J. (1896): Untersuchungen über den inneren Bau westfälischer Carbonpflanzen. – Földtani Közlöny, **XXVI**: 165-178.
- FENG, Z.; ZIEROLD, T. & RÖSSLER, R. (2012): When horsetails became giants. – Chinese Science Bulletin, **57**, 18: 2285-2288.
- FISCHER, F. (1991): Das Rotliegende des ostthüringisch-westsächsischen Raumes (Vorerzgebirgs-Senke, Nordwestsächsischer Vulkanitkomplex, Geraer Becken), Diss., TU Bergakademie Freiberg, unveröff.
- FREI, D. & GERDES, A. (2009): Precise and accurate in situ U-Pb dating of zircon with high sample throughput by automated LA-SF-ICP-MS. – Chemical Geology, **261**: 261-270.

- FUJII, T. & NAKADA, S. (1999): The 15 September 1991 pyroclastic flow at Unzen Volcano (Japan): a flow model for associated ash-cloud surges. – *J. Volcanology and Geothermal Res.*, **89**: 159-172.
- GAITZSCH, B.; STEINBACH, V.; KAMPE, A. & WOLF, P. (2008): Karbon – Molassoides Unterkarbon. In: PÄLCHEN, W. & WALTER, H. (Hrsg.): *Geologie von Sachsen. Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte*. S. 189-203; Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- GALTIER, J. (2004): A new zygopterid fern from the Early Carboniferous of France and a reconsideration of the *Corynepteris-Alloiopteris* ferns. – *Rev. Palaeobot. Palynol.*, **128**: 195-217.
- GALTIER, J. & PHILLIPS, T.L. (1985): Swamp vegetation from Grand' Croix (Stephanian) and Autun (Autunian), France and comparisons with coal-ball peats of the Illinois Basin. – *C.R. 9th Congr. Int. Strat. Geol. Carbonif., Washington and Chamaign-Urbana, 1979*, **5**: 13-24.
- GALTIER, J. & PHILLIPS, T.L. (1996): Structure and evolutionary significance of Palaeozoic ferns. In: CAMUS, J.M.; GIBBY, M. & JOHNS, R.J. (eds): *Pteridology in perspective*. S. 417-322; Kew (Royal Botanic Gardens).
- GALTIER, J.; RONCHI, A. & BROUTIN, J. (2011): Early Permian silicified floras from the Perdasdefogu Basin (SE Sardinia): comparison and bio-chronostratigraphic correlation with the floras of the Autun Basin (Massif central, France). – *Geodiversitas*, **33**, 1: 43-69.
- GALTIER, J. & SCOTT, A.C. (1979): Studies of palaeozoic ferns: on the genus *Corynepteris*. A redescription of the type and some other European species. – *Palaeontographica, Abt. B*, **170**: 81-125; Stuttgart.
- GEHMLICH, M.; LINNEMANN, U.; TICHOMIROVA, M.; GAITZSCH, B.G.; KRONER, U. & BOMBACH, K. (2000): Geochronologie oberdevonischer bis unterkarbonischer Magmatite der Thüringischen und Bayerischen Faziesreihe sowie variszischer Deckenkomplexe und der Frühmolassen von Borna-Hainichen (Saxothüringisches Terrane). – *Z. dt. geol. Ges.*, **151**, 4: 337-363.
- GEINITZ, H.B. (1854): Darstellung der Flora des Hainichener-Ebersdorfer und des Flöhaer Kohlenbassins im Vergleich zu der Flora des Zwickauer Steinkohlegebietes. *Gekrönte Preisschrift der Fürstl. Jablonowskischen Gesellschaft*. S. 1-88; Leipzig.
- GEINITZ, H.B. (1855): Die Versteinerungen der Steinkohlenformation in Sachsen. S. 1-61; Leipzig (W. Engelmann).
- GEINITZ, H.B. (1856): Geognostische Darstellung der Steinkohlenformation in Sachsen mit besonderer Berücksichtigung des Rothliegenden. S. 1-91; Leipzig (W. Engelmann).
- GERDES, A. & ZEH, A. (2006): Combined U-Pb and Hf isotope LA-(MC)-ICP-MS analysis of detrital zircons: Comparison with SHRIMP and new constraints for the provenance and age of an Armorican metasediment in Central Germany. – *Earth and Planetary Science Letters*, **249**: 47-61.
- GRADSTEIN, F.M.; OGG, J. G.; SCHMITZ, M.D. & OGG, G. (Eds.) (2012): *The Geologic Time Scale (Volumes 1 & 2)*. S. 1-1083; Amsterdam (Elsevier).
- GOTHAN, W. (1928): Über einige eigentümliche Pflanzenreste aus dem Karbon von Flöha i. Sa. – *Ber. Naturwiss. Gesell. Chemnitz*, **22**: 15-19.
- GOTHAN, W. (1932): Die Altersstellung des Karbons von Flöha i. Sa. im Karbonprofil auf Grund der Flora. – *Abh. sächs. geol. Landesamt*, **12**: 5-16; Leipzig.
- GOTHAN, W. (1935): Die Steinkohlenflora der westlichen paralischen Steinkohlenreviere Deutschlands. Lieferung 3. – *Abh. Preuß. Geolog. Landesanstalt*, **167**: 1-58; Berlin.
- GOTHAN, W. (1941): Die Steinkohlenflora der westlichen paralischen Steinkohlenreviere Deutschlands. Lieferung 4. – *Abh. Reichsst. für Bodenf.*, Heft **196**: 1-54; Berlin.
- GOTHAN, W. (1953): Die Steinkohlenflora der westlichen paralischen Steinkohlenreviere Deutschlands. Lieferung 5. – *Beiheft zum Geolog. Jahrbuch*, **10**: 1-83; Berlin.
- GOTHAN, W. & REMY, W. (1957): Steinkohlenpflanzen. S. 1-248; Essen (Verlag Glückauf).
- GOTHAN, W.; LEGGIEWIE, W. & SCHÖNFELD, W. (1959): Die Steinkohlenflora der westlichen paralischen Steinkohlenreviere Deutschlands. Lieferung 6. – *Beiheft zum Geolog. Jahrbuch*, **36**: 1-90; Hannover.
- GÜTHER, A. (1835): Abdrücke und Versteinerungen des Zwickauer Schwarzkohlegebirges. S. 1-80; Zwickau.
- HAVLENA, V. (1953): The Neuropterides of the Carboniferous and Permian of Bohemia. – *Rozpr. Ust. Geol.*, **16**: 1-168; Praha.
- HOFFMAN, U.; BREITKREUZ, CH.; BREITER, K.; SERGEEV, S.; STANEK, K. & TICHOMIROVA, M. (2013): Carboniferous-Permian volcanic evolution in Central Europe – U/Pb ages of volcanic rocks in Saxony (Germany) and northern Bohemia (Czech Republic). – *Int. J. Earth. Sci. (Geol. Rundschau)*, **102**: 73-99.
- HOTH, K.; BRAUSE, H.; DÖRING, H.; KAHLERT, E.; SCHULTKA, ST.; VOLKMAN, N.; BERGER, H.-J.; ADAM, CH.; FELIX, M. & WÜNSCHE, M. (2009): Die Steinkohlenlagerstätte Zwickau. *Bergbau in Sachsen, Bd. 15*: 1-160; Freiberg (Sächs. Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie).
- JENTSCH, F. (1979): Beitrag zur Kenntnis fluoritführender Mineralisationen im Gebiet zwischen Karl-Marx-Stadt und Flöha. – *Veröff. Mus. Naturk. Karl-Marx-Stadt*, **10**: 34-44.

- JENTSCH, F. (1981): Zur Minerogenie glasiger Subsequenzvulkanite im sächsischen Raum. – Freiberger Forsch.- Heft **C361**: 1-67; Leipzig.
- JENTSCH, F. (1996): Zur Problematik der Rhyolithoide im Flöhaer Raum. – Veröff. Mus. Naturk. Chemnitz, **19**: 85-96.
- JONGMANS, W.J. (1911): Anleitung zur Bestimmung der Karbonpflanzen West-Europas, 1. Band Thallophytae, Equisetales, Sphenophyllales. – Meded. Rijksopspor Delfst., **3**: 482 S.; ,s-Gravenhage.
- JOSTEN, K.H. (1991): Die Steinkohlen-Floren Nordwestdeutschlands. – Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, **36**: 434 S.; Krefeld.
- KALKOWSKY, E. (1874): Mikroskopische Untersuchungen von Felsiten und Pechsteinen Sachsens. – Min. Mitt. (Tschermak) S. 41-58.
- KÄSTNER, M. & FREITAG, B. (1916): Über eine Schrammungsfläche im oberen Cunnersdorfer Quarzporphyrbruch. – Ber. Naturwiss. Ges. Chemnitz, **19**: 75-77.
- KOSSMAT, F. (1928): Das karbonische Faltengebirge von Mitteleuropa. – C.R. Congr. Stratigr. Carbonif., S. 399-404; Liège.
- LUDWIG, K. R. (2001): Users Manual for Isoplot/Ex rev. 2.49: Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 1a, S. 1-56.
- LAVEINE, J.P. (1989): Guide Paléobotanique dans le Terrain Houiller Sarro-Lorrain. – Documents des Houillères du Bassin de Lorraine, S. 1-154; Lille.
- LIBERTÍN, M. & BEK, J. (2004): *Huttonia spicata* (STERNBERG) emend. and its spores, the Radnice Basin (Bolsovian), Carboniferous continental basins of the Czech Republic. – Rev. Palaeobot. Palynol., **128**: 247-261.
- LIBERTÍN, M. & BEK, J. (2006): Bolsovian *Calamostachys incrassata* (NĚMEJC) emend. and its spores from the Kladno-Rakovnik Basin of the Czech Republic. – Bull. of Geosci. **81**, 3: 207-213.
- LIBERTÍN, M.; OPLUŠTIL, S.; PŠENÍČKA, J.; BEK, J.; SYKOROVÁ, I. & DAŠKOVÁ, J. (2009): Middle Pennsylvanian pioneer plant assemblage buried in situ by volcanic ash-fall, central Bohemia, Czech Republic. – Rev. Palaeobot. Palynol., **155**: 204-233.
- LINDLEY, J. & HUTTON, W. (1831-33): The Fossil Flora of Great Britain, Band **1-3**: S. 1-208; London.
- LEONHARDT, D. (1983): Ressourcenpotential Steinkohle DDR, 8. Teilbericht – Flöhaer Teilsenke. Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Geol. Archiv Freiberg, **EB 1805/1.3**. unveröff.
- MENCL, V.; HOLEČEK, J.; RÖSSLER, R. & SAKALA, J. (2013): First anatomical description of silicified calamitalean stems from the Late Carboniferous of the Czech Republic (Nová Paka and Rakovník areas). Rev. Palaeobot. Palynol., **197**: 70-77; Amsterdam.
- MAŠEK, J. (1973): Volcanic products of the Central Bohemian Carboniferous (in Tschechisch mit Englischer Kurzfassung). – Sbornik geologických ved, Geologie, **24**: 73-104; Praha.
- MEYER, O. (1957): Zur Stratigraphie der Hainichener Schichten. – Ber. d. geol. Gesellsch. DDR, **2**, 4: 233-241; Berlin.
- NASDALA, L.; GÖTZE, J.; PIDGEON, R.T.; KEMPE, U. & SEIFERT, T. (1998): Constraining a SHRIMP U-Pb age: micro-scale characterization of zircons from Saxonian Rotliegend rhyolites. – Contrib. Mineral. Petrol., **132**: 300-306.
- NAUMANN, C.F. (1834-44): Erläuterungen zur geognostische Charte des Königreiches Sachsen, 5 Bde., S. 1-494; Leipzig und Dresden (Arnoldische Buchhandlung).
- NAUMANN, C.F. (1864): Geognostische Beschreibung des Kohlenbassins von Flöha. S. 1-71; Leipzig (W. Engelmann).
- NĚMEJC, F. (1938): A revision of the Carboniferous and Permian floras of the coal districts of Central Bohemia: part II Sphenopterides: A Coenopteridaceae. – Palaeontographica Bohemiae, **XVI**: 1-56; Prague.
- NĚMEJC, F. (1950): Contribution to the knowledge of the morphology of the Calamitean cones *Huttonia spicata* STERNBERG. – Stud. Bot. Českoslova, **11**: 42-48.
- NĚMEJC, F. (1953): Taxonomická studie o plodních šištících Calamitacej ze středočeských kamenouhelných pánvi (Taxonomical Studies on the fructifications of the Calamitaceae collected in the coal districts of Central Bohemia). – Sb. Nár. Muz. Praze, **IXB**, **1**: 3-62; Prag.
- NĚMEJC, F. (1954): Taxonomical studies on the strobili of the Lepidodendraceae of the Coal Districts of Central Bohemia. – Geol. et Pal. **3**: 1-83; Prag.
- NOLL, R. (2012): Anatomische Beobachtungen am Sekundärxylem permischer Koniferen- und Cordaitenhölzer der Donnersberg-Formation. – Veröff. Mus. Naturk. Chemnitz, **35**: 29-38.
- NOLL, R.; RÖSSLER, R. & WILDE, V. (2005): 150 Jahre *Dadoxylon*. Zur Anatomie fossiler Koniferen- und Cordaitenhölzer aus dem Rotliegenden des euramerischen Florengbietes. – Veröff. Mus. Naturk. Chemnitz, **28**: 9-30.
- OPLUŠTIL, S.; PŠENÍČKA, J.; LIBERTÍN, M.; BASHFORTH, A.R.; ŠÍMUNEK, Z.; DRABKOVA, J. & DAŠKOVÁ, J. (2009a): A Middle Pennsylvanian (Bolsovian) peat-forming forest preserved in situ in volcanic ash of the Whetstone Horizon in the Radnice Basin, Czech Republic. – Rev. Palaeobot. Palynol., **155**: 234-274.
- OPLUŠTIL, S.; PŠENÍČKA, J.; LIBERTÍN, M.; BEK, J.; DAŠKOVÁ, J.; ŠÍMUNEK, Z. & DRABKOVA, J. (2009b): Composition and structure of an in situ Middle Pennsylvanian peat-forming plant assemblage in volcanic ash, Radnice Basin (Czech Republic). – Palaios, **24**: 726-746.

- PAECH H.-J.; Beckenanalyse des Flöhaer Beckens (Westfal B/C), Ber. Zentralinst. f. Physik der Erde, Potsdam, **44** (1978), 1-22, unveröff.
- PAECH H.-J.; HOLUB, V. M. & URBAN, G. (1979): Vergleich von Molassebecken im Südteil der DDR und Nordwestteil der ČSSR. In: Exkursionsführer. Geologische Korrelation – theoretische Grundlagen und praktische Erkenntnisfindung, 26. Jahrestagung der GGW; Berlin.
- PAECH, H.-J.; FISCHER, F.; JENTSCH F. & KRAMER, W. (1985): Erzgebirge Basin (Upper Palaeozoic). In: Late Palaeozoic and Caenozoic Continental Sedimentation and Magmatism in the southern part of the G.D.R., Guidebook of Exkursions in the German Democratic Republic, Academy of Sciences of the G.D.R., Central Institute for Physics of the Earth, S. 31-55; Potsdam.
- PAECH, H.-J. (1989): Geological Characterisation of the Ancient Variscan Molasses of the Sub-Erzgebirge Basin. – Z. geol. Wiss., **17**, 9: 908-919; Berlin.
- PFEFFERKORN, H.W. (1976): Pennsylvanian Tree Fern Compressions *Caulopteris*, *Megaphyton* and *Artisophyton* gen. nov. in Illinois. – Illinois State Geol. Survey, **492**: 1-32.
- PFEFFERKORN, H.W. & THOMSON, M.C. (1982): Changes in dominance patterns in Upper Carboniferous plant-fossil assemblages. – Geology, **10**: 641-644.
- PHILLIPS, T.L.; PEPPERS, R.A. & DiMICHELE, W.A. (1985): Stratigraphic and interregional changes in Pennsylvanian coal-swamp vegetation: environmental inferences. – Int. J. Coal Geol., **5**: 43-109.
- PIETZSCH, K. (1951): Abriss der Geologie von Sachsen. Berlin (Volk und Wissen).
- PIETZSCH, K. (1959): Der subsequeunte Magmatismus im sächsischen Varistikum. – Geologische Rundschau, **48**: 32-42; Hannover.
- PIETZSCH, K. (1962): Das Karbon (Westphal B/C) von Flöha. In: PIETZSCH, K. (Hrsg.): Geologie von Sachsen, S. 220-225; Berlin (Deutscher Verlag der Wiss.).
- POTONIÉ, H. (1903-13): Abbildungen und Beschreibungen fossiler Pflanzen-Reste der palaeozoischen und mesozoischen Formationen. – Kgl. Preuss. Geol. Landesanstalt, 9 Lieferungen; Berlin.
- PŠENÍČKA, J. (2005): Taxonomy of Pennsylvanian – Permian ferns from Coal Basins in the Czech Republic and Canada. – Diss. Charles Univ. Prague, 185 pp.
- PŠENÍČKA, J. & OPLUŠTIL, S. (2011): Fossil flora from the Újjet u Svatého Kříže Coalfield (Bolsovian, Pennsylvanian) Radnice Basin, Czech Republic. – Folia, **45**, 1-2: 61-93; Pilsen.
- PŠENÍČKA, J.; BEK, J. & RÖSSLER, R. (2005): Two new species of *Sonapteris* gen. nov. (Botryopteridaceae) based on compressions from the Upper Carboniferous (Bolsovian-Westphalian D) of the Pilsen Basin, Bohemian Massif. – Rev. Palaeobot. Palynol., **136**: 111-142.
- RANK, G. & PÄLCHEN, W. (1989): Zur Geochemie der sauren postvariszischen Vulkanite im Raum Flöha – Karl-Marx-Stadt. – Z. geol. Wiss., **17**, 12: 1087-1097; Berlin.
- REMY, W. & REMY, R. (1977): Die Floren des Erdaltertums. S. 1-467; Essen (Verlag Glückauf).
- RÖSSLER, R. (2001): Vielfalt paläozoischer Baumfarne – eine bis heute lebende Erfindung der Natur. – In: RÖSSLER, R. (Hrsg.): Der versteinerte Wald von Chemnitz. Katalog zur Ausstellung Sterzeleanum, S. 78-99; Chemnitz.
- RÖSSLER, R. & BARTHEL, M. (1998): Rotliegend taphocoenoses preservation favoured by rhyolitic explosive volcanism. Freiburger Forsch.-H., **C 474**: 59-101; Freiberg.
- RÖSSLER, R. & NOLL, R. (2006): Sphenopsids of the Permian (I): The largest known anatomically preserved calamite, an exceptional find from the petrified forest of Chemnitz, Germany. – Rev. Palaeobot. Palynol., **140**: 145-162.
- RÖSSLER, R. & NOLL, R. (2007a): *Calamitea* COTTA, the correct name for calamitean sphenopsids currently classified as *Calamodendron* BRONGNIART. – Rev. Palaeobot. Palynol. **144**: 157-180; Amsterdam.
- RÖSSLER, R. & NOLL, R. (2007b): Forschungsgeschichte, Paläobiologie und Rekonstruktion eines baumförmigen Schachtelhalmgewächses aus dem Perm: *Calamitea* COTTA 1832. – Veröff. Mus. Naturk. Chemnitz, **30**: 71-82.
- RÖSSLER, R. & NOLL, R. (2010a): Anatomy and branching of *Arthropitys bistrata* (COTTA) GOEPPERT – New observations from the Permian petrified forest of Chemnitz, Germany. – Internat. J. Coal Geol., **83**: 103-124.
- RÖSSLER, R. & NOLL, R. (2010b): Die Calamiten der Gattung *Arthropitys* (COTTA) GOEPPERT 1864 im Versteinerten Wald von Chemnitz. – Veröff. Mus. Naturk. Chemnitz, **33**: 89-112.
- RÖSSLER, R., FENG, Z. & NOLL, R. (2012): The largest calamite and its growth architecture – *Arthropitys bistrata* from the Permian petrified forest of Chemnitz. – Rev. Palaeobot. Palynol., **185**: 64-78; Amsterdam.
- ROTHWELL, G. (2002): Coal Balls – Bemerkenswerte Zeugnisse paläozoischer Pflanzen und Pflanzengesellschaften. In: DERNBACH, U. & TIDWELL, W.D.I. (Hrsg.): Geheimnisse versteinerner Pflanzen - Faszination aus Jahrmillionen, S. 38-47; Heppenheim (D'ORO-Verlag).
- SAUER, A.; SIEGERT, TH. & ROTHPLETZ, A. (1981): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen, Section Schellenberg-Flöha; Leipzig.

- SCHLOTHEIM, E.F. VON (1804): Beschreibung merkwürdiger Kräuter-Abdrücke und Pflanzenversteinerungen. Ein Beitrag zur Flora der Vorwelt. S. 1-168; Gotha.
- SCHLOTHEIM, E.F. VON (1820): Die Petrefaktenkunde auf ihren jetzigen Standpunkte durch die Beschreibung seiner Sammlung versteinerter und fossiler Überreste des Thier und Pflanzenreichs der Vorwelt, zweiter Teil, Das Pflanzenreich, S. 379-438; Gotha.
- SCHMINCKE H.-U. (2010): Vulkanismus. Darmstadt (Primus-Verlag).
- SCHNEIDER, J.W.; RÖSSLER, R. & FISCHER, F. (2012): Rotliegend des Chemnitz-Beckens. In: Dt. Strat. Komm. (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland X. Rotliegend. Teil I: Innervarsische Becken. – Schriftenreihe Dt. Ges. Geowiss., **61**: 530-588; Hannover.
- SCHNEIDER, J.W.; RÖSSLER, R.; HOTH, K.; WOLF, P.; LOBIN, M.; GAITZSCH, B.G.; WALTER, H. & KOCH E.-A. (2005a): Vorerzgebirgs-Senke und Erzgebirge. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **254**: 447-460; Frankfurt a. M.
- SCHNEIDER, J.W.; HOTH, K.; GAITZSCH, B.G.; BERGER, H.-J.; STEINBORN, H.; WALTER, H. & ZEIDLER, M.K. (2005b): Carboniferous stratigraphy and development of the Erzgebirge Basin, East Germany. – Z. dt. Ges. Geowiss., **156**, 3: 431-466; Stuttgart.
- SCHNEIDER, J.W. & WERNEBURG, R. (2012): Biostratigraphie des Rotliegend mit Insekten und Amphibien. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **61**: 110-142.
- ŠETLÍK, J. (1978): Trois nouvelles espèces de *Sphenophyllum* du Westphalien D de Bohême. – Paleontologie **20**: 137-156; Praha.
- SIEGERT, TH. & LEHMANN, A. (1908): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen, Section Chemnitz; Leipzig.
- SPARKS, R.S.J. (1976): Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. – Sedimentology, **23**: 147-188.
- SPARKS, R.S.J.; SELF, S. & WALKER, G.P.L. (1973): Products of ignimbrite eruption. – Geology, **1**: 115-118.
- SPARKS, R.S.J.; WILSON, L. & HULME, G. (1978): Theoretical modeling of the generation, movement, and emplacement of pyroclastic flows by column collapse. – J. Geophys. Res., **83**: 1727-1739.
- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. (1975): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. – Earth and Planetary Science Letters, **26**: 207-221.
- STERNBERG, K.M. (1820-1838): Versuch einer geognostischen botanischen Darstellung der Flora der Vorwelt, Heft **1-8**; Prag.
- STERZEL, J.T. (1918): Die organischen Reste des Kulms und Rotliegenden der Gegend von Chemnitz, Abh. d. math.-phys. Kl. d. Sächs. Ges. d. Wiss., Leipzig **35** (1918) Nr. V
- STERZEL, J.T. (1907): Paläontologischer Charakter des Carbons von Flöha. In: SAUER, A.; SIEGERT, TH. & ROTHPLETZ, A. Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreichs Sachsen, Section Augustusburg-Flöha, 2. Aufl., S. 90-92; Leipzig.
- STERZEL, J.T. (1881): Palaeontologischer Charakter der oberen Steinkohlenformation und des Rotliegenden im Erzgebirgischen Becken. – Ber. Naturwiss. Gesell. Chemnitz, **7**: 168 S.
- STORCH, D. (1966): Die Arten der Gattung *Sphenophyllum* BRONGNIART im Zwickau-Lugau-Oelsnitzer Steinkohlenrevier. Ein Beitrag zur Revision der Gattung. – Paläont. Abh. (B) **2**:193-326; Berlin.
- STORCH, D. (1981): Monographie der Gattung *Sphenophyllum* Teil 1. Die Arten des Angara Florengebietes, Diss. Humboldt Univ. Berlin, S. 1-193, unveröff.
- STORCH, D. (1983). *Sphenophyllum saxifragaefolium* gehört nicht zu *Sphenophyllum cuneifolium*. – Z. geol. Wiss., **11**: 639-657; Berlin.
- STUR, D. (1885): Die Farne der Carbon-Flora der Schatzlarer Schichten. In: Beiträge zur Kenntnis der Flora der Vorwelt. Abteilung 2. – Abh. der K. K. geol. Reichsanstalt **11**: 1-418; Wien.
- STUR, D. (1887): Die Calamarien der Carbon-Flora der Schatzlarer Schichten. In: Beiträge zur Kenntnis der Flora der Vorwelt. Abteilung 2. – Abh. der K. K. geol. Reichsanstalt **11**: 1-240; Wien.
- TAYLOR, T.N.; TAYLOR, E.L. & KRINGS, M. (2009): Paleobotany, The Biology and Evolution of Fossil Plants. 1230 S., 2. Aufl. Academic Press, Elsevier.
- TUNGER, B. (1991): Geologische Untersuchungsarbeiten als Grundlage für die Gefährdungsabschätzung der Kommunaldeponie „Weisser Weg“ in Chemnitz. - unveröff. Dipl.-Arbeit, Geol. Inst. der TU Bergakademie Freiberg.
- WAGNER, R. (1989): A late Stephanian forest swamp with *Sporangiostrobus* fossilized by volcanic ash fall in the Puertollano Basin, central Spain. – Int. J. Coal. Geol., **12**: 523-552; Amsterdam.
- WANG, J.; PFEFFERKORN, H.W.; ZHANG, Yi & FENG, Z. (2012). Permian vegetational Pompeii from Inner Mongolia and its implications for landscape paleoecology and paleobiogeography of Cathaysia. – PNAS, **109**, 13: 4927-4932.
- WEINLICH, F.H. (1983): Zur Inkohlungsproblematik der Kohlen des Gebietes Karl-Marx-Stadt-Flöha. – Zeitschr. Angew. Geol., **29**, 8: 385-390; Berlin.
- WOLF, P.; HOTH, K.; KAMPE, A.; RÖSSLER, R.; SCHNEIDER, J.W. (2008): Karbon – Oberkarbon. In: WALTER, H. & PÄLCHEN, W. (Hrsg.): Geologie von Sachsen. Geologischer Bau und Entwicklungsgeschichte. S. 203-223; Stuttgart (E. Schweizer-

bart'sche Verlagsbuchhandlung).

ZODROW, E.L.; TENCHOV, Y.G. & CLEAL, C.J. (2007): The arborescent *Linopteris obliqua* plant (Medullosales, Pennsylvanian).
– *Bulletin of Geosciences*, **82**, 1: 51-84.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Veröffentlichungen des Museums für Naturkunde Chemnitz](#)

Jahr/Year: 2013

Band/Volume: [36](#)

Autor(en)/Author(s): Löcse Frank, Meyer Jürgen, Klein Ralph, Linnemann Ulf,
Weber Jörg, Rößler Ronny

Artikel/Article: [Neue Florenzfunde in einem Vulkanit des Oberkarbons von Flöha –
Querschnitt durch eine ignimbrische Abkühlungseinheit 85-142](#)