Ber. Naturhist. Ges. Hannover	138	57–80	Hannover 1996

Pyroklastische Horizonte (Tuffe, Tuffite) im Oberdevon des Harzes – Spuren eines sauren explosiven Vulkanismus

von

ENDRES TRAPP

mit 5 Abbildungen, 1 Fototafel und 1 Tabelle

Zusammenfassung. Anzeichen eines phasenhaften Vulkanismus zur Zeit des Oberdevons werden durch die Einschaltung dünner Tuff- und Tuffithorizonte in die kondensierten pelagischen Karbonatsequenzen submariner Schwellen des Ober- und Unterharzes dokumentiert. Für die zumeist durchgreifend alterierten Pyroklastika ist aufgrund ihres primären und sekundären Mineralbestandes sowie der Reliktgefüge im Dünnschliff ein ursprünglich saurer Chemismus wahrscheinlich. Geringe Mächtigkeiten, Gradierung, eine gute Sortierung sowie eine weiträumige Verbreitung charakterisieren diese Horizonte als Aschenfälle der distalen Vulkanfazies; diese werden aus hohen subaerischen Eruptionssäulen eines hochexplosiven Vulkanismus abgeleitet, die aus submarinen oder subaerischen Eruptionen hervorgingen. Die Mächtigkeitsverteilung der vulkanogenen Ablagerungen in den untersuchten Harzeinheiten erlaubt Rückschlüsse hinsichtlich der Förderzentren der vulkanischen Aschen; diese waren vermutlich im Bereich der Mitteldeutschen Kristallinschwelle (MKS) gelegen.

Summary: Pyroclastic horizons (tuffs, tuffites) in the Upper Devonian of the Harz Mountains – traces of an acid explosive volcanism. – In the Upper Devonian of the Harz Mountains, thin bedded intercalations of tuffaceous horizons are documented in condensed pelagic carbonate sequences of submarine topographical highs (sills). The primary and secondary mineral parageneses as well as relict fabrics of the intensively altered pyroclastics refer to an originally acid chemism. Low thicknesses, graded bedding, good sorting and the widespread distribution characterize these layers as ash fall products of a distal volcanic facies. The pyroclastics are derived from high subaerial eruption columns of an explosive volcanism. The areal distribution of the tuff thicknesses is proof of the position of the eruption centers, which were presumably located in the area of the Mid-German-Crystalline rise (MKS).

1. Einleitung

Pyroklastika, d. h. aus einem Vulkanschlot eruptierte Ablagerungen, und mit diesen vergesellschaftete vulkanogene Produkte des initialen Vulkanismus (BUCHHOLZ et al., dieser Band) erfuhren aufgrund ihrer paläogeographischen, paläotektonischen und paläovulkanologischen Signifikanz im Rahmen zahlreicher Publikationen eine intensive Bearbeitung (u. a. WEDEPOHL et al. 1983, GANSSLOSER et al. 1995). Der Zeitraum des Oberdevons war im Harz

dabei weitgehend durch eine vulkanische Ruhephase – mit Ausnahme eines auf den Bereich des Oberharzer Diabaszuges beschränkten basaltischen Vulkanismus im höheren Frasnium (MEISCHNER & SCHNEIDER 1970) sowie nur lokal nachgewiesenen pyroklastisch-epiklastischen Mischgesteinen (u. a. vulkanoklastische Sandsteine) – geprägt. Weitere Initialite dieses Zeitraums wurden dagegen bisher nicht beschrieben.

Petrologische und mineralogische Detailuntersuchungen an Tuff- und Tuffit-Einschaltungen in oberdevonischen „Cephalopodenkalken" der Clausthaler Kulmfaltenzone des Oberharzes sowie in lithologisch weitgehend entsprechenden Karbonaten („Herzynkalken") der Harzgeröder Zone des Unterharzes stehen im Mittelpunkt dieser Untersuchungen. Neben mehreren Übertageaufschlüssen und zahlreichen Einzelproben aus beiden Harzeinheiten[1] wurden aus diesem stratigraphischen Bereich frische, unverwitterte Kerne der Bohrungen Eselsberg und Spiegeltal (Clausthaler Kulmfaltenzone), welche gleichfalls eine kondensierte, vorherrschend karbonatische Abfolge der Schwellenfazies erschließen, in fortlaufenden Profilen untersucht (Abb. 1). Insbesondere die Bohrkernproben ermöglichten eine Analyse der Umwandlungsprozesse im Gestein ohne Beeinflussung durch oberflächennahe Verwitterung.

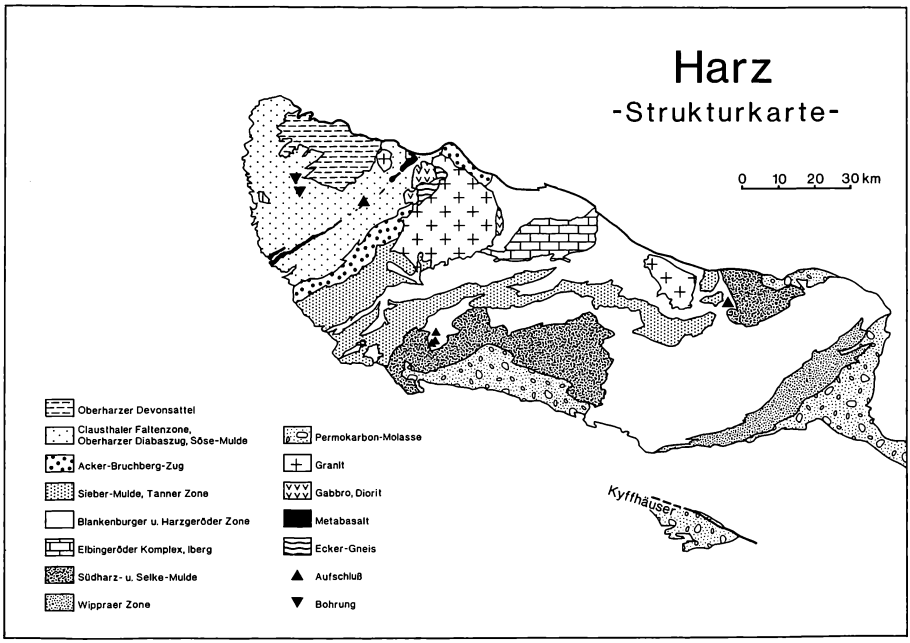


Abb. 1: Struktureinheiten des Harzes mit Lageplan der bearbeiteten Aufschluß- und Bohrprofile. Tendenziell nehmen die Mächtigkeiten der Tuff- und Tuffit-Einschaltungen in den oberdevonischen Schwellenabfolgen in nordwestlicher Richtung ab.

[1] Die exakte Lage der bearbeiteten Übertageaufschlüsse sowie der Bohrungen ist unter Angabe der Hoch- und Rechtswerte dem Anhang zu entnehmen.

Im Mittelpunkt der Untersuchungen standen folgende Themen:

- Alter der Tuff- bzw. Tuffitlagen und gegebenenfalls Bestimmung von Phasen verstärkter vulkanischer Aktivität;
- räumliche und stoffliche Beziehungen zwischen den pyroklastischen Ablagerungen und den assoziierten Sedimenten;
- Art und Umfang der diagenetischen Überprägung der Pyroklastika (mechanische und chemische Veränderungen der pyroklastischen Fragmente nach ihrer Ablagerung);
- ursprüngliche mineralogische Zusammensetzung und Chemismus der Tuffe (sauer, intermediär oder basisch).

Zu diesem Zweck wurden die senkrecht zur Schichtung gesägten und angeschliffenen Kern- und Probenstücke zunächst makroskopisch untersucht. Eine makroskopische Ansprache ist bei „dichten" bis feinkörnigen Sedimenten, wie den hier vorliegenden Tuffen sowie den assoziierten Karbonaten und Tonschiefern, besonders wichtig, da viele sedimentologische Details im Dünnschliff kaum oder nicht mehr erkennbar sind (KUBANEK & ZIMMERLE 1986: 211). Die abschließende Bearbeitung umfaßte Binokular- und Dünnschliffuntersuchungen.

P y r o k l a s t i k a sind anhand einer Vielzahl von Kriterien zu klassifizieren. Außer nach rein deskriptiven Merkmalen (Korngröße, Zusammensetzung, Gefüge, Verbreitungsfläche) ist eine Untergliederung auf Grundlage ihrer Entstehungsprozesse sowie ihres Ablagerungsmilieus möglich (SCHMINCKE in: FÜCHTBAUER 1988: 732).

Fundamentale Basis ist jedoch die K o r n g r ö ß e :

Als Aschen-Tuffe sind hiernach verfestigte pyroklastische Ablagerungen beliebiger Zusammensetzung zu bezeichnen, deren Korngrößenspektrum zu mehr als 75 Vol.-% aus Partikeln < 2mm besteht. Eine weitere Unterteilung in grobkörniger Aschen-Tuff (Klastengröße: 0,063 – 2 mm) und feinkörniger Aschen-Tuff bzw. Staubtuff (Klastengröße: < 0,063 mm) ist üblich. Um eine exakte Ansprache der makroskopisch ausschließlich „dichten" bis feinkörnigen Tuffe zu gewährleisten, wurde nachfolgend von dieser „klassischen" granulometrischen Klassifikation abgewichen und in Anlehnung an KUBANEK & ZIMMERLE (1986: 214) sowie an die in Sedimenten gebräuchliche Korngrößenbezeichnung wie folgt unterschieden:

Tab. 1: Granulometrische Klassifikation von Aschen-Tuffen in Anlehnung an die in Sedimentgesteinen übliche Korngrößenbezeichnung.

Größe der Klasten	Tuffe
0,63 - 2 mm	Grobtuff
200 - 630 µm	Mitteltuff
63 - 200 µm	Feintuff
< 63 µm	Staubtuff

T u f f e bestehen ebenso wie andere pyroklastische Gesteine zu mehr als 75 Vol.-% aus pyroklastischen Komponenten; T u f f i t e sind pyroklastisch-epiklastische Mischgesteine mit

einem Pyroklast-Anteil von 25–75 Vol.-% (FISHER & SCHMINCKE 1984: 91). Beimischungen von geringeren Mengen biogener (z.B. Mikrofossilien) und sedimentärer Bestandteile machen daher allein – wie teilweise im vorliegenden Fall – aus einem Tuff noch keinen Tuffit.

Als Hauptklasttypen von Tuffen unterscheidet man lithoklastische (Gesteinsfragmente), kristalloklastische (Kristalle oder Kristallbruchstücke) und vitroklastische (Glasscherben oder Bimspartikel) Komponenten. Infolge einer raschen diagenetischen Umwandlung der primär häufig zu einem hohen Prozentsatz aus metastabilen Phasen, wie Gläsern und Hoch-Temperatur-Mineralphasen, zusammengesetzten Pyroklastika wird eine eindeutige Diagnose des ursprünglichen Charakters der Klasten jedoch oftmals erschwert bzw. teilweise sogar unmöglich gemacht.

Oberdevonische Vulkanite, aus deren Verbreitungsgebiet die nachgewiesenen Tuff- und Tuffitlagen möglicherweise abgeleitet werden können, sind im Harz – mit Ausnahme der bereits erwähnten basischen Effusiva (höheres Frasnium) im Bereich des Oberharzer Diabaszuges – nicht bekannt; aufgrund deren stratigraphischer Verbreitung kämen diese als Herkunftsgebiet allerdings höchstens für einen Teil der Pyroklastika in Frage. Zusätzlich sind demzufolge auch mögliche Liefergebiete außerhalb des Harzes, so z. B. im südöstlichen Sauerland und Lahn-Dill-Gebiet zu diskutieren. Ebenso muß die Möglichkeit in Betracht gezogen werden, daß die Herkunftszentren dieser Tufflagen nicht überliefert sind.

2. Paläogeographische Situation zur Zeit des Oberdevons

Die mit maximal 5 m sehr geringmächtige oberdevonische „Herzynkalk"-Abfolge des Unter- und Mittelharzes (Harzgeröder und Blankenburger Zone) spiegelt eine Sedimentakkumulation unter den Bedingungen der Kondensation (Verlangsamung der Sedimentation) in einem stabilen, pelagischen (d. h. submarinen und landfernen) Ablagerungsraum wider und markiert topographisch exponierte Hochlagen (Schwellen) innerhalb des Rhenoherzynischen Troges (Abb. 2).

Ehemalige Karbonatschlämme (Mikrit-reiche Karbonate) bestimmen die Schichtenfolge und kennzeichnen Zeiten der Sedimentation unter Ruhigwasserbedingungen (TRAPP 1994). Ein terrigener Einfluß bleibt auf zumeist geringe Quarzsilt- und wechselnde Tonmineralgehalte beschränkt. Planktonische und epiplanktonisch lebende Organismen sowie in geringerem Umfang Nektonten (z. B. Cephalopoden) bestimmen die Biofazies dieser Karbonate. Vagiles Benthos, wie z. B. kleinwüchsige blinde und reduziert-äugige Trilobiten, ist vergleichsweise selten, kann aber lagenweise in Form von Feinschill angereichert vorkommen. Setzte die Sedimentation in den Schwellenregionen bereichsweise vollständig aus, dann konnten frühdiagenetisch verfestigte Sedimentoberflächen (Hartgründe) durch Mikrostromatolithen besiedelt werden. Bioturbationsmerkmale (Wühlgefüge) sind verbreitet nachzuweisen, bleiben im allgemeinen aber auf diskrete Karbonatlagen beschränkt.

Auswirkungen zeitweilig wirksamer bodennaher Strömungen werden an der Ausbildung zahlreicher Diskontinuitätsflächen (Omissionsflächen) sowie durch die Akkumulation geringmächtiger Kalksiltit-, seltener auch Kalkarenit-Laminae resp. -Lagen deutlich.

Kurzfristig wird diese relativ unstetige Sedimentation durch die Akkumulation der Kellwasserkalke während des höheren und höchsten Frasnium unterbrochen (vgl. BUCHHOLZ et al., dieser Band). Mit dem Einsetzen der Kellwasser-Fazies stellten sich im Ablagerungsraum recht kurzfristig sapropelitische Verhältnisse ein, d. h. die Karbonatsedimentation erfolgte in stagnierendem Wasser unter Sauerstoffmangel. Hierfür sprechen neben der dunklen Farbe dieser Horizonte fehlende Merkmale einer stärkeren Strömung sowie die Abwesenheit epi- und endobenthonischer Faunenelemente. Die Lage der O_2/H_2S-Grenzfläche ist daher zu dieser Zeit innerhalb der Wassersäule anzunehmen. Bestimmende Faktoren und Ursachen des Kellwasser-Events, in dessen Verlauf es zum schrittweisen Aussterben diverser Faunengruppen der tropischen Meere kam sowie vergleichbarer „extinction events" sind vielfältiger Natur; diese werden

ausführlich von SCHINDLER (1990) und BUGGISCH (1991) diskutiert. Nach diesen Autoren existieren für plötzliche, kurzfristige Beeinflussungen der Umwelt durch z. B. ein Impakt-Ereignis bisher keinerlei Beweise. Vielmehr führten längerfristige Veränderungen durch aufeinanderfolgende und/oder sich überlagernde und unter Umständen verstärkende terrestrische Abläufe zu einer Verschlechterung des gesamten Ökosystems und schließlich zum Aussterben einzelner Organismengruppen.

Diagenetische Merkmale der oberdevonischen „Herzynkalke" (selektive Lösung primär aragonitischer Schalen spätestens unter geringer Sedimentbedeckung) lassen in Kombination mit paläontologischen, mikrofaziellen und sedimentologischen Kriterien vage Rückschlüsse zur Wassertiefe zu, in der diese Karbonate abgelagert wurden: Hiernach ist eine Karbonatakkumulation in einer Wassertiefe von ungefähr 100 m bis 400 m wahrscheinlich, also im Bereich höchstens geringer bis fehlender Durchlichtung.

Den Schwellenregionen stehen Beckenareale gegenüber, in denen neben Flinzkalk-Lagen, allodapischen Kalken zumeist siltitischer und feinarenitischer Zusammensetzung, im zeitlichen und räumlichen Wechsel kieselige Tonschiefer sowie Kieselschiefer (=Hintergrundsediment) dominieren. Zwischen diesen Faziesräumen vermitteln Schwellenrandlagen (lokale Paläohangneigung ca. 10–20°) mit Resedimenthorizonten (mud flow- und debris flow-Horizonten), deren Mikrofossilfaunen z. T. durch Mischfaunen (stratigraphic admixtures) gekennzeichnet sind. Neptunische Gänge markieren ebenfalls vorwiegend diese „Scharnierzone" zwischen Hochgebiet und Beckenareal.

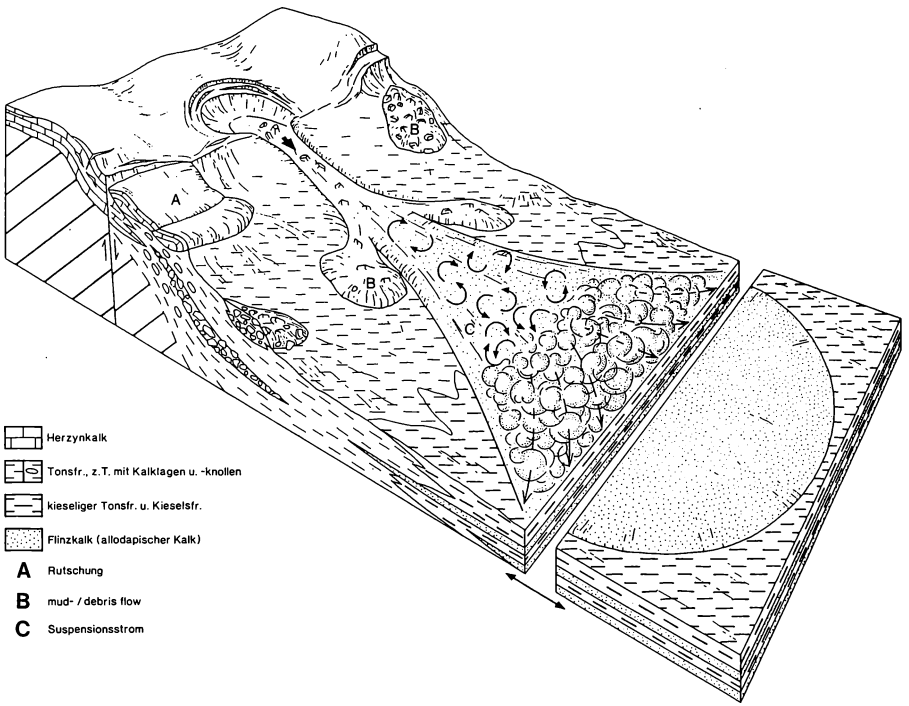


Abb. 2: Rekonstruktion des pelagischen Faziesraumes zur Zeit des mittleren Famennium (*marginifera*-Zone) in der Harzgeröder und der Blankenburger Zone (Unter- und Mittelharz). Strukturellen Hochzonen (Schwellen) mit einer kondensierten Karbonatabfolge („Herzynkalken") stehen Beckenareale mit einer autochthonen tonig-kieseligen Sedimentation und Einschaltungen von Kalkturbiditen (Flinzkalken) gegenüber.

Die Kalkturbidite (Flinzkalke) der Beckenregionen sind aufgrund biostratigraphischer und lithologischer Kriterien (BUCHHOLZ et al. 1991, TRAPP 1994) aus dem Bereich der „Herzynkalk"-Schwellen abzuleiten und entstanden entweder direkt aus Hangrutschen im Bereich der Schwellenränder, wobei die Sedimentströme sofort eine turbulente Wasser/Partikel-Suspension bildeten, oder sie lösten sich aus der turbulenten Wolke, die einen mass flow umgibt und bildeten nach dessen unmittelbarer Ablagerung eigenständige Ströme. Nach CAS & WRIGHT (1987) können sich Turbidite ferner aus der fortlaufenden Verdünnung eines mass flow durch Wasseraufnahme bilden.

Während grobklastische debris flows zumeist am Schwellenfuß abgelagert wurden, reichten die sandig-siltigen Suspensionsströme geringer Dichte bis in entfernte Beckenbereiche. Auslöser für die Rutschungen waren neben einer Sedimentüberlastung im Bereich der Schwellenränder eine synsedimentäre Zerblockung, epirogene Bewegungen und Seebeben.

Kennzeichnend für die Wassersäule war eine deutliche Zweiteilung. Lagen die Schwellenareale – außer während der Kellwasserkalk-Akkumulation – in O_2-reichem Wasser, wie häufige Bioturbationsmerkmale und verbreitete epibenthonische Organismen (z. B. Trilobiten) belegen, so waren die Beckenareale durch ein stagnierendes Milieu ohne Epi- und Endobenthos gekennzeichnet. Das durch Pyrit und Corg dunkel gefärbte Hintergrundsediment ohne autochthone Karbonatsedimentation in den Beckenregionen und frühe Verkieselungserscheinungen der zumeist dunklen allodapischen Karbonatlagen verweisen auf möglicherweise deutliche Höhenunterschiede zwischen den Schwellen und den Becken.

Zeigen die „Cephalopodenkalk"-Schwellen des Oberharzes hinsichtlich Lithologie, Biofazies und sedimentologischer Merkmale eine ähnliche Ausbildung wie die „Herzynkalk"-Sequenzen im Mittel- und Unterharz (Blankenburger und Harzgeröder Zone), so weist die oberdevonische Beckenentwicklung des Oberharzes deutliche Unterschiede zu derjenigen in der Blankenburger und der Harzgeröder Zone auf. Während die autochthonen tonig-kieseligen Ablagerungen der Beckenregionen im Mittel- und Unterharz typische „Hungerbecken"-Sedimente darstellen, weisen im Bereich des Oberharzes die Becken gegenüber den Schwellen eine ca. 30 fach höhere Sedimentmächtigkeit auf. Die Beckensedimentation ist hier durch die Ablagerung vorwiegend grüngrauer, zeitweise auch roter Tonschiefer geprägt, die häufig autochthone Einschaltungen von Kalkknollen und einzelnen geringmächtigen Karbonatlagen enthalten. Schwellen/Becken-Übergangsbereiche werden auch hier – allerdings in geringerem Umfang als im Bereich des Mittel- und Unterharzes – durch Umlagerungen gekennzeichnet und bilden entsprechend mehr oder weniger deutlich ein Paläorelief ab. Grundsätzlich verschieden zur Ausbildung der Beckenareale des Mittel- und Unterharzes ist jedoch das nahezu vollständige Fehlen von Kalkturbiditen in den Beckenabfolgen des Oberharzes.

3. Makroskopische Charakteristik der Tuffe und Tuffite

Die den Schwellenkarbonaten eingelagerten Tuffe bilden gewöhnlich konkordant eingeschaltete, dünne Lagen, selten Linsen, deren Mächtigkeiten in den untersuchten Lokalitäten des Oberharzes vom Bruchteil eines mm bis zu max. 3 mm reichen, während entsprechende Einschaltungen in den kondensierten „Herzynkalken" der Harzgeröder Zone mit 0,2 bis max. 2 cm (HÜNEKE 1994) vergleichsweise mächtiger ausgebildet sind. Sie weisen in der Regel h e l l e F a r b t ö n e auf: Grünlichgraue (5 GY 6/1), hellolivgraue (5 Y 6/1), hellbräunlichgraue (5 YR 6/1) sowie gelblichgraue (5 Y 8/1) Farben herrschen vor; dunkle Farbtöne infolge vermehrt eingelagerter opaker Substanz stellen dagegen die seltene Ausnahme dar (Farbangabe am angefeuchteten Probenstück mittels Rock-Color Chart; GODDARD 1984). Bereits aufgrund ihrer charakteristischen Färbung sind sie daher von den umgebenden, durch unterschiedliche Grautöne ausgezeichneten Sedimenten im allgemeinen deutlich zu unterscheiden.

Die liegenden Kontakte der pyroklastischen Lagen sind generell markant, die hangenden Kontakte sind zumeist ebenfalls ausgeprägt erhalten, können aber auch durch diffuse Übergänge

charakterisiert sein. Lagern die Tuffe einem pelitischen Horizont auf, so zeigen die liegenden Grenzflächen der Pyroklastika mitunter zusätzlich kleindimensionale Belastungsmarken.

Nicht selten markieren diese pyroklastischen Ablagerungen einen Sedimentationswechsel von vorwiegend karbonatischem zu dominierend tonigem Sediment bzw. seltener auch umgekehrt.

Normale Gradierung mit Kristallanreicherung an der Basis ist ein wiederholt beobachtetes typisches Interngefüge der Tufflagen. Strömungsanzeigende Sedimentstrukturen, wie z. B. Schrägschichtung oder Strömungsmarken an den Basisflächen der einzelnen Lagen und damit sichere Anzeichen für einen lateralen Transport waren in den untersuchten Proben dagegen nicht zu erkennen. Tellerstrukturen (dish structures), welche in Tuffablagerungen nicht selten vorkommen und auf das Entweichen von Wasser bei rascher Sedimentation zurückgeführt werden (FISHER & SCHMINCKE 1984: 167, 168), sind nicht ausgebildet und wohl auch wegen der geringen Lagendicken nicht zu erwarten. Ausgesprochen plastische Tuffe, wie sie in Unterkarbon-Vorkommen im Harz und im Rheinischen Schiefergebirge beschrieben werden, fehlen ebenfalls gänzlich.

Die Komponentengrößen der Tuffe variieren im allgemeinen von 20 bis 200 µm; Mineralkörner der Grobsandfraktion (0,6–2mm) stellen dabei sowohl in den Tufflagen des Oberharzes als auch in denen des Unterharzes die größten juvenilen Komponenten (d. h. direkt aus einem fragmentierten Magma entstandene magmatische Minerale) dar. Gradierte (zum Hangenden übergehend in Staubtuffe) sowie gut sortierte Feintuffe herrschen vor.

Diskrete Tufflagen sind insbesondere in den Faziesbereichen ehemaliger Schwellenareale erhalten, die durch die Einschaltung zahlreicher Hartgründe ausgezeichnet sind (Taf. 1, Fig. 2). Hier lagern sie häufig durch Hämatit mineralisierten und durch fixisessiles Benthos sowie Subsolutionsfragmenten (Subsolutionsfragmente = durch Karbonatlösung am Meeresboden gebildete Klasten) markierten, frühdiagenetisch verfestigten Diskontinuitätsflächen auf und zeichnen ein bestehendes Mikrorelief und geringe Oberflächenunregelmäßigkeiten nach. Auch in durch geringmächtige karbonatische Einlagerungen und Sedifluktionshorizonte gekennzeichnete Tonschieferabfolgen (wie z. B. ca. 70 m südlich Kilometerstein 40,3 nördlich von Wieda im Wieda-Bachbett), welche aufgrund der auftretenden Lithotypen und Sedimentstrukturen (Rutschfalten, Brekzienhorizonte) als Schwellenrandbildungen interpretiert werden, wurden geringmächtige Tuff- und Tuffiteinlagerungen nachgewiesen. Als Besonderheit ist weiterhin die Einschaltung einer gelblichgrauen (5 Y 8/1) Tufflage in dem unter anaeroben Bedingungen abgelagerten, feinlaminierten Oberen Kellwasser-Horizont des höchsten Frasnium (*linguiformis*-Zone) im Kellwasser-Tal (Oberharz) zu erwähnen.

In Karbonatabfolgen, die durch zahlreiche Bioturbationsspuren ausgezeichnet sind bzw. deren Sedimente deutliche Einflüsse einer Paläoströmung aufweisen, waren hingegen in keinem Fall Tuffzwischenlagen festzustellen.

Hieraus wird deutlich, daß das Überlieferungspotential von Tuffhorizonten in maßgeblicher Weise vom Faziesraum innerhalb der präexistenten Schwellenregion abhängig war, in der die Pyroklasten sedimentiert wurden.

Besonders in den Kernabschnitten, in denen Tufflagen in relativ dichter Abfolge vorkommen, wurden diese wiederholt zu tektonischen Bewegungsbahnen überprägt. Subvertikale Risse und Klüfte sind hier an den relativ weichen Fugen horizontal versetzt. In Übertageaufschlüssen stellen diese Bereiche bevorzugte Ansatzpunkte der Verwitterung dar. Tufflagen entziehen sich obertägig daher häufig der Beobachtung und sind vielfach nur noch als Schichtfugen erkennbar. Hierdurch und aufgrund ihrer geringen Mächtigkeiten wurden diese Einschaltungen von früheren Bearbeitern entweder übersehen, mißinterpretiert oder fanden – ohne nähere Beschreibung – nur beiläufige Erwähnung (z.B. BGR / NLfB 1982/84).

Tafel 1

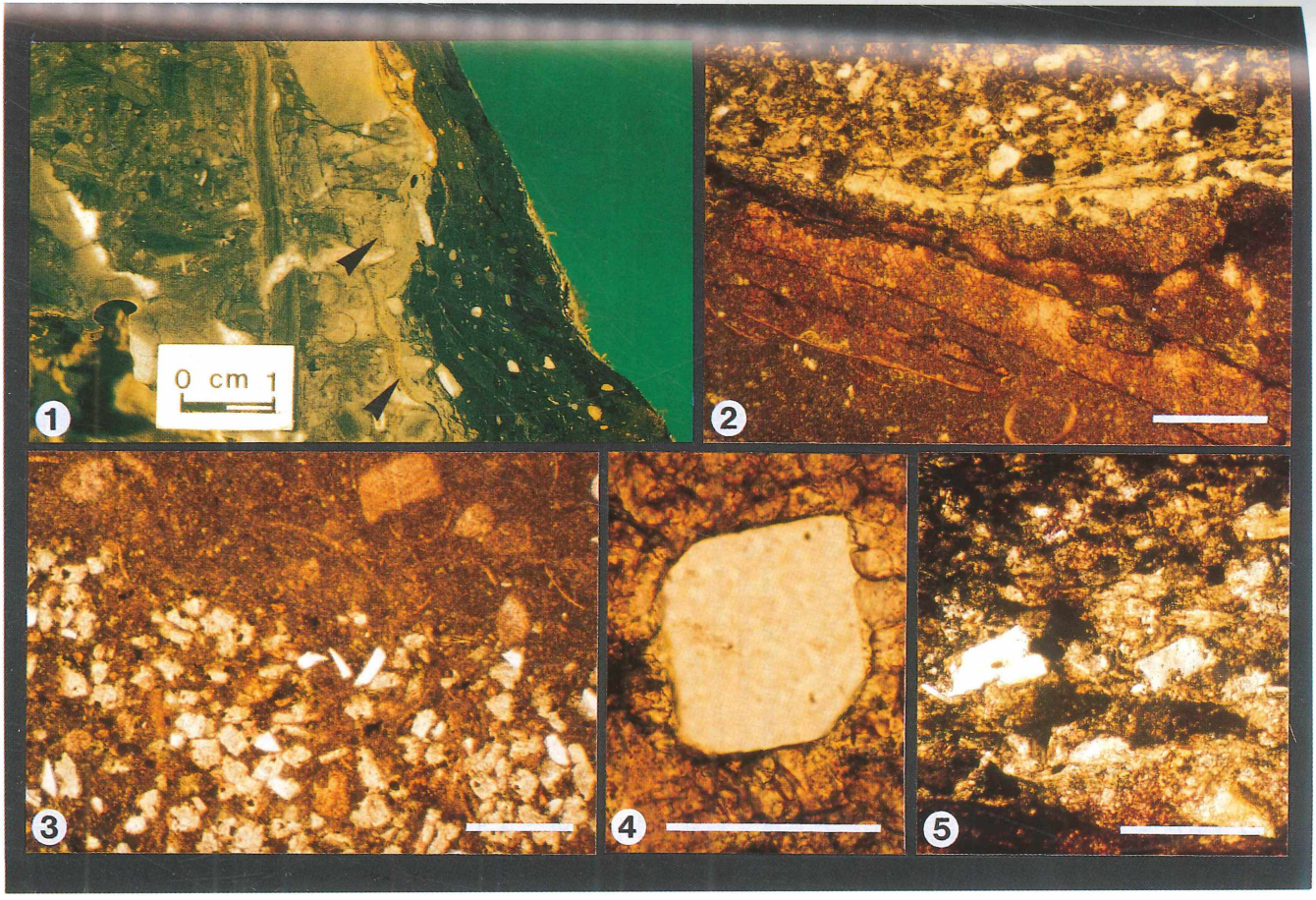
Fig. 1. Grünlichgelbe (10 Y 7/4), im Basisbereich normal gradierte Fein- bis Staubtufflage (Pfeile markieren die Unterkante des Tuffes), die von einer Intraklasten-reichen, Crinoidenstielglieder-führenden Schlammstrom-Ablagerung (debris flow-Horizont) unterlagert wird (linke Bildhälfte). Beachte die - durch initiale Rutschungsvorgänge verursachte - deutlich schwankende Mächtigkeit der Tufflage sowie den ebenfalls daraus resultierenden diffusen, unruhigen Hangendkontakt zum schwarzen Komponenten-führenden Tonschiefer (= Hintergrundsediment; rechte Bildhälfte). Wieda-Bachbett / Harzgeröder Zone (R: ^{44}01763, H: ^{57}25144), Probe 34. Datierung: Alter unbestimmt (verm. hohes Oberdevon oder tiefes Unterkarbon).

Fig. 2. Intensiv alterierte Tufflage, einer mineralisierten Hartgrundfläche auflagernd. Innerhalb des geringmächtigen Tuffhorizontes herrschen pyroklastische Komponenten, welche weitgehend vertont sind, vor (vgl. Fig. 5). Eine normale Gradierung ist nur bereichsweise deutlich ausgebildet; diese wird vom Liegend- zum Hangendkontakt durch eine Abnahme der maximalen Korngröße bei gleichzeitiger Zunahme des (sekundären) tonig-kieseligen Matrixanteiles abgebildet. Bhrg. Spiegeltal / Clausthaler Kulmfaltenzone (R: ^{35}90800, H: ^{55}45420), Probe S 4c (Teufe: 263,23 m). Datierung: Hohes Famennium (Späte *expansa*-Zone, mittl. Teil bis Mittlere *praesulcata*-Zone, mittl. Teil). Parallele Nicols. Maßstab = 0,2 mm.

Fig. 3. Tuffitische Einschaltung (untere Bildhälfte), bestehend aus tafeligen Feldspäten (dominierend), vulkanogenen Splitterquarzen, kalkschaligen Fossilfragmenten sowie feinkörniger Karbonatmatrix, in Bioklasten-führendem Schlammkalk (Bioklasten-führender Wackestone; obere Bildhälfte). Die Vermischung von pyroklastischem und epiklastischem Material resultiert aus dem Zusammenwirken von Bioturbations- und Resedimentationsprozessen (untergeordnet). Kalkanbruch am „Alten Stöberhai-Fahrweg" / Harzgeröder Zone (R: ^{44}01580, H: ^{57}24629), Probe 376. 10.1.2. Datierung: Hohes Frasnium (Frühe *rhenana*-Zone, mittlerer und oberer Teil bis Späte *rhenana*-Zone, untere Hälfte; stark kondensierte Bank). Parallele Nicols. Maßstab = 0,5 mm.

Fig. 4. Paramorphose von Quarz nach Hochquarz. Der Detailausschnitt zeigt den typischen Längsschnitt einer hexagonalen Dipyramide, wobei die Flächen des Prismas stark verkürzt sind (vgl. FLICK & WEISSENBACH 1978: „Würfelquarze" in Quarzkeratophyr). Bereichsweise ist eine schwache randliche Verdrängung des idiomorphen Quarzkristalls durch die - infolge Sammelkristallisation - zu Mikro- und Neosparit vergröberte, karbonatische Matrix festzustellen. Die Hochquarz-Tracht belegt für den Zeitpunkt der Kristallgenese eine frühe Ausscheidung aus einem kieselsäurereichen Magma. Kalkanbruch am „Alten Stöberhai-Fahrweg" / Harzgeröder Zone (R: ^{44}01580, H: ^{57}24629), Probe 376. 10.1.2 (Detail). Datierung: Hohes Frasnium (Frühe *rhenana*-Zone, mittlerer und Späte Teil bis Späte *rhenana*-Zone, untere Hälfte; stark kondensierte Bank). Parallele Nicols. Maßstab = 0,1 mm.

Fig. 5. Dunkel gefärbte, z. T. eckig-längliche Tonpartikel unbestimmter Identität (wahrscheinlich vertonte Glasfragmente). Daneben kommen einzelne idiomorphe bis hypidiomorphe Feldspatkristalle in einer sekundären, vorherrschend tonig-kieseligen Tuffmatrix vor. Eine normale Gradierung innerhalb der Tufflage wird durch die Abnahme der maximalen Korngröße von der Basis zum Hangenden deutlich. Bhrg. Spiegeltal / Clausthaler Kulmfaltenzone (R: ^{35}90800, H: ^{55}45420), Probe S 4c (Detail; Teufe: 263,23 m). Datierung: Hohes Famennium (Späte *expansa*-Zone, mittl. Teil bis Mittlere *praesulcata*-Zone, mittl. Teil). Gekreuzte Nicols. Maßstab = 0,1 mm.



Tafel 1: Tuff- und Tuffithorizonte im Oberdevon des Harzes.

4. Mikroskopische Charakteristik der Tuffe und Tuffite

Auch im mikroskopischen Bereich stellt eine mehr oder weniger deutlich ausgebildete normale Gradierung ein häufig zu beobachtendes Interngefüge der Tufflagen dar. Die Lagenunterseiten der Tuffeinschaltungen sind markant begrenzt, bedingt durch das plötzliche Einsetzen der vulkanischen Ereignisse. Gradierte Lagen sind in ihrem unteren Teil reich an Kristall(-Fragmenten), Schwermineralen sowie teilweise auch an alterierten Glasscherben und gehen zum Top in einen vorwiegend aus Tonmineralen bestehenden Bereich über. Die Obergrenzen können sowohl deutlich ausgebildet sein als auch infolge des allmählichen Nachlassens des pyroklastischen Eintrags kontinuierlich in die Sedimente des Hangenden übergehen.

Anzeichen mechanischer Kompaktion, die zunächst zu einer schichtparallelen Einregelung der Körner und bei zunehmender Auflast zu einer deutlichen Deformation einzelner Partikel geführt hat, sind besonders in den reinen Tuffen teilweise in ausgeprägter Form vorhanden. Der Grad der Kompaktion ist dabei besonders an der Knickung und Zerbrechung von Biotitplättchen, Feldspatkörnern und Mikrofossilien gut abzuschätzen und hat im Anschluß an die Ablagerung zu einer deutlichen Reduktion der primären Lagenmächtigkeiten geführt. WATKINS & KRAFT (1978) weisen darauf hin, daß kompaktierte Tephra in Tiefseekernen nur halb so mächtig wie in äquivalenten trockenen Kernen an Land ausgebildet ist. Generell sind die Tuffe gut sortiert und vornehmlich pelitisch bis feinsandig, im Basisbereich gradierter Lagen häufig auch mittelsandig. Durchschnittliche Pyroklastengrößen liegen zwischen 50 und 160 µm.

Hinsichtlich der qualitativen Komponenten-Zusammensetzung der analysierten Tufflagen bestehen zwischen den pyroklastischen Einschaltungen in den Schwellensedimenten des Ober- und Unterharzes keine signifikanten Unterschiede. Ebenso sind in Abhängigkeit von der Zeit in beiden untersuchten Regionen keine Änderungen des Komponentenspektrums festzustellen. Das einer (sekundären) tonig-kieseligen Tuffmatrix eingelagerte vulkanogene Komponentenspektrum wird daher zusammenfassend dargestellt.

Mineralkörner kommen in den Tuffen als dominierende Partikel vor: Feldspäte (Alkalifeldspäte, albitisierte Plagioklase) überwiegen dabei deutlich gegenüber Quarz(-Fragmenten), Biotit und nur akzessorisch enthaltenen Schwermineralkörnern (Abb. 3). Eine oftmals längliche Kornform der Feldspäte, von Biotit und Quarz ist auffällig. Sicher zu bestimmende Lithoklasten wurden als seltene Komponenten nur in wenigen Proben des Ober- und Unterharzes identifiziert. Ehemalige Glasscherben sind in jedem Fall durchgreifend alteriert und nur noch an Reliktgefügen zu erkennen. Mit Ausnahme von Quarz und der meisten Schwerminerale wurden sämtliche Partikel im Verlauf der Diagenese mehr oder minder deutlich überprägt. Die Klassifikation der Tuffe als Kristall-, Glas- oder Lithoklasten-Tuff ist daher oft schwierig. Zumeist dürfte es sich jedoch primär um Kristalltuffe, in Lagen mit Glasrelikten auch um vitroklastische Kristalltuffe gehandelt haben.

Die Feldspäte liegen vorherrschend als hypidiomorphe bis idiomorphe Kristalle vor und sind dabei oftmals in Abhängigkeit von ihrem ursprünglichen Chemismus charakteristisch verzwillingt; eckige Kristallbruchstücke sind vergleichsweise selten (Taf. 1, Fig. 3).

Die tafeligen, oftmals auch gestreckten Leisten der Alkalifeldspäte weisen gelegentlich eine Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz auf und erreichen maximale Kristallgrößen von 360 µm. An der Ausbildung von „Schachbrettalbiten" läßt sich die Albitisierung von Kalifeldspäten erkennen. Eine partielle Umwandlung in Sekundärmineralphasen (Sericit, Kaolinit) ist die Regel, wobei nicht selten bevorzugt die Kernzonen einzelner Kristalle (primär K^+-reich) von der Alteration betroffen worden sind.

Die albitisierten Plagioklase liegen in Form tafeliger, isometrischer bis ausgelängter Kristalle vor und sind teilweise durch eine polysynthetische Verzwillingung nach dem Albit- und Periklingesetz gekennzeichnet. Ausgehend von Spaltrissen weisen auch die Plagioklaskristalle infolge Sericitisierung, Kaolinisierung sowie Calcitisierung oftmals deutliche Umwandlungen

in Sekundärmineralphasen auf, die im mikroskopischen Hellfeld an einer Trübung von Kristallbereichen zu erkennen sind. Bleiben die Umwandlungsprodukte auf die Kernzonen der Plagioklase beschränkt, so deutet dieses auf einen primären Zonarbau der Kristallindividuen hin.

Der Grad der Alteration von Feldspäten reicht infolge der Neubildungen von nur schwach getrübten Kristallen bis zu völlig umgewandelten Feldspatkörnern, die sich nur noch durch die schwache Pigmentierung und relativ bessere Transparenz von der eigentlichen tonig-kieseligen Matrix der pyroklastischen Ablagerungen abheben und die dann selbstverständlich keine Aussagen mehr über ihre primäre Natur gestatten. Vereinzelt führen die Feldspäte einzelne langprismatische Apatit-Mikrolithe (Mikrolithe = kleine Kristallindividuen in vulkanogenen Kristallen), selten auch Kristallaggregate dieser Mineralphase als Einschlüsse.

Die länglichen B i o t i t s c h u p p e n zeichnen sich in sämtlichen Proben durch eine charakteristische rötlichbraune Farbe aus und erreichen Korngrößen bis zu 900 µm. Typisch ist ihr deutlicher Pleochroismus, der von rötlichbraun nach gelbbraun reicht. In Einzelfällen sind diese Kristalle reich an Mineral-Einschlüssen (Rutil, Quarz, Apatit). Diagenetisch wurde Biotit in Chlorit umgewandelt, womit unter anderem auch die Abscheidung von Karbonat und Quarz verknüpft war. Infolge starker mechanischer Kompaktion sind die einzelnen Schuppen oftmals verbogen oder geknickt.

Q u a r z, das einzig unzersetzte Mineral unter den Hauptkomponenten, kommt im allgemeinen etwas häufiger als Biotit vor (Abb. 3: 5 Vol.-% in Pr. 319). Länglich-splittrige Körner („Splitterquarze") von Silt- bis Mittelsandgröße sind charakteristisch. Kennzeichnend für die vulkanogene Natur der Quarze sind vereinzelt zu beobachtende Korrosionsbuchten sowie –schläuche, „Löcher" und andere Resorptionserscheinungen. Diese Resorptionen spiegeln rasche Druckänderungen in der Schmelze und damit Ungleichgewichte zwischen Schmelze und

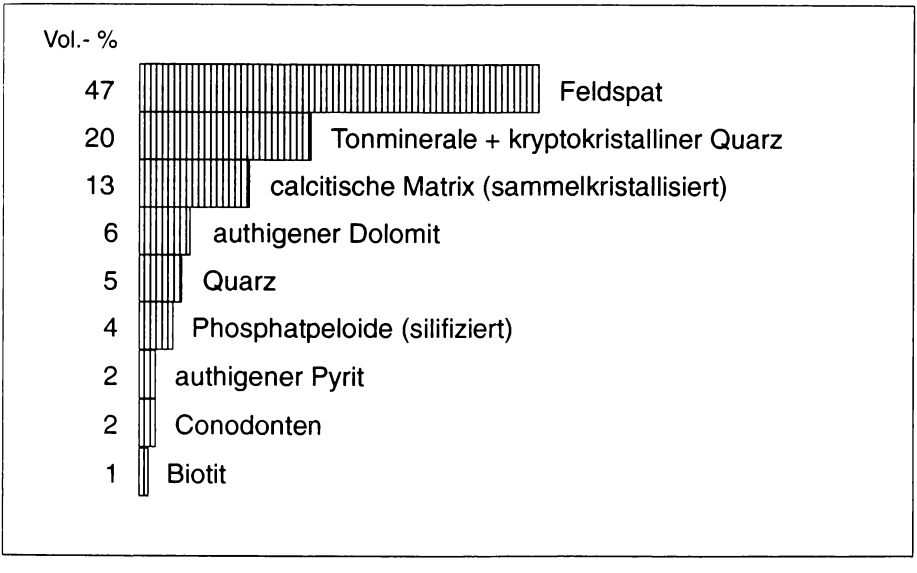


Abb. 3: Modalbestand einer pyroklastischen Tufflage in Vol.-% (Pr. 319), bereichsweise in Tuffitlage übergehend; R: ^{44}01747; H: ^{57}25030 (nördlich Wieda, ca. 70 m südlich Kilometerstein 40,3 im Wieda-Bachbett). Diagramm anhand von Vergleichsbildern für Häufigkeitsschätzungen erstellt (FLÜGEL 1978).

den Einzelkristallen wider. Flüssigkeitseinschlüsse sind in ihnen im allgemeinen auffallend selten vorhanden, häufiger dagegen wenige µm-große Mikrolithen (Apatit, selten Rutil oder Zirkon). Eine undulöse Auslöschung der Körner ist höchstens undeutlich entwickelt. Vereinzelt ist Quarz idiomorph ausgebildet (Taf. 1, Fig. 4) und weist eine Hochquarz-Tracht (sog. „Würfelquarz") auf, wie er z. B. aus Quarz-Keratophyren des Lahn-Dill-Gebietes (FLICK & WEISSENBACH 1978) bekannt ist. Nur in Einzelfällen werden die Quarzpartikel durch Tonminerale oder sammelkristallisierten Calcit der Matrix randlich schwach korrodiert.

Eine mechanische Zurundung der Quarze und auch der übrigen Hauptgemengteile in den Tufflagen war in keinem Fall zu erkennen.

Mafische Minerale wie Pyroxene oder Amphibole bzw. Pseudomorphosen nach diesen Mineralen wurden nicht beobachtet.

An transparenten Schwermineralen kommen neben Zirkon und Apatit in unterschiedlicher Häufigkeit umgewandelte Titanminerale (Leukoxen) sowie selten Turmalin, Rutil und eventuell Monazit vor. Häufig sind diese juvenilen Mineralphasen aufgrund ihrer vergleichsweise hohen Dichte an der Basis der einzelnen Lagen in Form zahlreicher Einzelkörner angereichert, ohne daß es in diesen Bereichen jedoch zur Ausbildung regelrechter Schwermineralkonzentrate kam. Zirkon, Apatit, Turmalin und Rutil sind gewöhnlich 20–50 µm groß und liegen zumeist in Form idiomorpher Kristalle vor. Dem guten Erhaltungszustand dieser Mineralkörner steht die Umwandlung der primären Titanminerale gegenüber.

Zirkon stellt das anteilsmäßig häufigste juvenile Schwermineral dar und kommt in der Regel in Gestalt idiomorpher, kurzsäuliger, doppelt terminierter Prismen von 10 bis 60 µm Länge vor. Teilweise zeigt Zirkon innerhalb einer Lage eine deutliche Größenvariation (bis zu 100 µm). Nur vereinzelt sind die Kristalle auch fragmentarisch erhalten oder kantengerundet. Da allerdings allen anderen pyroklastischen Komponenten innerhalb der betreffenden Lagen Anzeichen einer mechanischen Zurundung fehlen, ist die gleichmäßige Abrundung der Kristallkanten nicht als das Ergebnis intensiver Transportprozesse unmittelbar vor der Ablagerung zu werten. Die Erklärung für dieses Phänomen liegt vielmehr in der hohen Temperatur-Stabilität der Zirkone begründet: So sind gerundete Zirkone als detritische Komponenten ehemaliger Sedimentgesteine zu interpretieren, die wegen ihres hohen Schmelzpunktes die Wiederaufschmelzung des Wirtsgesteins überstanden haben (POLDERVAART 1950, PILLER 1951 in: FÜCHTBAUER 1988). Die Zirkone zeigen unterschiedliche Längen-Breiten-Verhältnisse, Einschlüsse (Flüssigkeits- und/oder Gaseinschlüsse) und Färbungen. Außer zumeist farblosen Zirkonen wurden seltener auch blaßbräunliche, grünliche und gelbliche Kristallindividuen beobachtet. Eventuell handelt es sich bei einzelnen gelblich gefärbten Zirkonen auch um Monazitkörner, die sich aber aufgrund der verhältnismäßig geringen Korngrößen und ähnlicher optischer Eigenschaften im Dünnschliff nicht sicher bestimmen lassen.

Einzelkörner von Apatit sind 40–60 µm groß, selten kleiner und liegen als farblose, idiomorphe, kurz- bis schmal-langsäulige Prismen sowie im untergeordneten Umfang auch fragmentarisch erhalten vor. Apatit ist nach Zirkon das häufigste Schwermineral. Im allgemeinen sind die Apatitkristalle gut erhalten und zeigen keine stärkeren Korrosionsformen.

Rutil und Turmalin treten anteilsmäßig gegenüber Zirkon und Apatit deutlich zurück. Primärmagmatischer, rotbrauner bis dunkelbrauner Rutil kommt in wenigen Proben in Form nadelig gestreckter Kristalle vor; sein Pleochroismus wird durch die intensive Eigenfarbe überdeckt und ist daher nur schlecht sichtbar. Maximal 100 µm lange Kristalle von idiomorphem, dünnstengelig-prismatischem Turmalin mit einer grünen Eigenfarbe („grüner Schörl") und einem ausgeprägten Pleochroismus wurden ebenfalls nur selten beobachtet.

Diese einfach zusammengesetzte Schwermineral-Assoziation mit der eindeutigen Vormacht überwiegend idiomorpher Kristalle von Zirkon, Apatit und Spuren anderer Schwerminerale sowie von Leukoxen ist auch als ein Kriterium für den reinen Charakter der Tuffe ohne wesentliche Beimengungen von sedimentärem Detritus zu werten.

Die Schwermineralneubildungen, wie z. B. Pyrit sowie weitere authigen gebildete Mineralphasen werden im Kapitel 6 diskutiert.

Sicher zu bestimmende Lithoklasten konnten in den untersuchten pyroklastischen Horizonten des Ober- und Unterharzes nur als sehr vereinzelt eingestreute Körner (< 1 Vol.-%) beobachtet werden. Neben seltenen Granit-Fragmenten wurden mittelsandige Metaquarzitpartikel mit z. T. straff eingeregelten Glimmerpaketen sowie sehr selten Feinsandsteinklasten nachgewiesen; diese Partikel stellen bei dem vulkanischen Ereignis geförderte Nebengesteinsrelikte (Xenolithe) dar.

Infolge mechanischer Kompaktion deutlich deformierte, teilweise flaserartig parallel zur sedimentären Schichtung orientierte und durch Leukoxen-Imprägnation bräunlich gefärbte Tonsteinkörner sind aufgrund fehlender Reliktstrukturen nicht näher zu klassifizieren. Der diffus in den Partikeln verteilte Leukoxen deutet jedoch auf vollständig alterierte vulkanische Gläser oder auch auf umgewandelte Lithoklasten hin.

Sicher als ehemalige Glasscherben saurer Zusammensetzung zu bestimmende Komponenten sind durch ein signifikantes diagenetisches Reliktgefüge gekennzeichnet, das aus Lösungs- und Wiederabscheidungsprozessen resultiert (s. Kapitel 6). Derartige Glasrelikte sind durch eine aus Tonmineralen bestehende, dunkel gefärbte Randzone und eine durch farblose Tonminerale mit gelblichen Interferenzfarben (verm. Illit) bestehende Kernzone charakterisiert. Als Folge der Kompaktion wurden derartige Tonmineral-Pseudomorphosen offenbar teilweise in die Tuffmatrix inkorporiert, so daß der primäre Anteil der Glasscherben an der Gesamtzusammensetzung der einzelnen Tufflagen nicht mehr zu bestimmen ist. Gleichfalls als Pseudomorphosen nach ehemaligen Glaspartikeln sind desweiteren nur sehr selten vorkommende, ekkige bis gerundete Mineralaggregate zu interpretieren, die von pflasterartigen Verwachsungen aus Quarz und Feldspat gebildet werden.

Einzelminerale wie die vielfach euhedralen Feldspäte, vulkanogener Quarz, Biotit und Glasrelikte ehemals saurer Zusammensetzung sowie akzessorisch Zirkon, Rutil und Turmalin sind ebenso wie das Durchläufermineral Apatit der magmatischen Primärparagenese zuzurechnen und belegen zusammen mit den sekundären Titanmineralen eine primär saure Zusammensetzung der Tuffe. Vitroklastische und insbesondere lithoklastische Komponenten waren am Aufbau der Tufflagen in der Regel höchstens untergeordnet beteiligt.

Tuffitlagen weisen grundsätzlich das gleiche vulkanogene Komponentenspektrum wie die Tuffe auf; durch die Beimischung von karbonatischer und / oder toniger Matrix und von diversen Komponenten (Mikrofossilien, Phosphatpeloiden, Mineral- und Lithoklasten) liegt dieses allerdings bei größerer Lagendicke in „verdünnter" Form vor (Taf. 1, Fig. 3).

Einschaltungen von Conodonten kommen in reinen Tufflagen nur vereinzelt vor; in Tuffitlagen sind diese Mikrofossilien neben Ostracoden und Homocteniden (letztere nur bis Frasnium/ Famennium-Grenze) dagegen häufiger zu beobachten.

5. Genese-Interpretation und Altersstellung

Folgende Kennzeichen der analysierten Tufflagen sprechen in ihrer Gesamtheit für eine Deutung als Aschenfall-Ablagerungen:

- Dünne, annähernd planparallele Lagen verhüllen eine kleindimensionale Topographie und geringe Oberflächen-Unregelmäßigkeiten; Färbung, Komponentenspektrum und oftmals auch die Sedimentstrukturen unterscheiden die Tuffe in der Regel deutlich von den umgebenden karbonatischen und / oder tonigen Sedimenten.
- Das sedimentäre Gefüge der Tufflagen:

  Wesentlich sind eine markante Basis, wiederholt beobachtete diffuse obere Kontakte sowie eine häufig ausgebildete normale Korngrößen- und Dichte-Gradierung (Konzentration von

juvenilen Mineralphasen und Glasscherben an der Basis sowie Anreicherung von Tonmineralen – ehemaligem Aschenstaub – im oberen Teil); der unscharfe obere Kontakt der Lagen resultiert aus der Vermischung mit nicht-vulkanogenem Material während der Sedimentation.

- Signifikante Sedimentstrukturen, die ausschließlich auf einen lateralen Transport zurückzuführen sind, fehlen gänzlich.
- Grünliche vulkanische Aschenlagen wechsellagern zum Teil mit dunkelgrauen Tonschiefern, wobei die verschiedenen Ablagerungen sich ausschließlich durch das Material, nicht jedoch durch die Sedimentstrukturen unterscheiden. Die Sedimentation erfolgte somit durch langsames Absinken der Partikel im Wasser, in deren Verlauf sich pelagische Tonsedimentation mit vulkanischen Fallablagerungen abwechselte.
- Eine gute Sortierung in den einzelnen Sedimentationseinheiten, sofern keine sekundäre Überprägung der geringmächtigen Lagen stattfand.
- Isochron gebildete Tuffhorizonte verschiedener Fundpunkte weisen eine mineralogisch-chemisch ähnliche Zusammensetzung auf.
- Phasen relativ verstärkter vulkanischer Aktivität sind in verschiedenen Harzeinheiten im Bereich ehemaliger struktureller Hochzonen (Schwellen) miteinander zu korrelieren.

Submarine Aschenfall-Ablagerungen sind entweder das Ergebnis subaerischer Eruptionen auf Vulkaninseln oder stammen aus dem die Meeresoberfläche durchbrechenden, subaerischen Anteil der Eruptionssäule bzw. den zeitgleich im Wasser dispergierten Aschenpartikeln. Eine weitere Genese-Möglichkeit subaquatischer Fallablagerungen beruht auf der Entstehung von weitflächig verbreiteten, dicht gepackten Bimsflößen (Bims = hochblasiges vulkanisches Gesteinsglas) nach Vulkanausbrüchen, die erst nach einiger Zeit absinken bzw. aus denen während des Schwimmtransports durch Abrieb feinkörniges Tephramaterial (Tephra = unverfestigte pyroklastische Ablagerungen) sedimentiert wird. Reliktgefüge, die auf ehemaligen Bims hindeuten würden, konnten allerdings in keiner der analysierten Proben nachgewiesen werden. Deutliche Hinweise auf eine Schockgranulierung bei der Abschreckung eines Magmas, z. B. ein hoher Anteil an juvenilen Kristallfragmenten in den Tufflagen und somit Anzeichen für hydroklastische Eruptions- und Fragmentierungsmechanismen, sind ebenfalls nicht vorhanden. Da mögliche Liefergebiete für die pyroklastischen Ablagerungen sauren Charakters während des Oberdevons im Bereich des Harzes zudem fehlen bzw. nicht bekannt sind, ist die weiträumige Verbreitung der Tuffe am besten als Folge subaerischer Transportprozesse infolge pyroklastischer Eruptionen zu deuten. Aufgrund ihrer sehr geringen Mächtigkeiten sind die beschriebenen Tufflagen der distalen Vulkanfazies zuzuordnen.

Da die Mächtigkeiten dieser pyroklastischen Horizonte im Harz tendenziell in südöstlicher Richtung zunehmen (Abb. 4), waren die vulkanischen Förderzentren dieser Ablagerungen möglicherweise im Bereich der Mitteldeutschen Kristallinschwelle (MKS) und/oder südöstlich anschließender Gebiete gelegen.

Aus diesen Beobachtungen ist folgendes Genesemodell abzuleiten: Pyroklastische Eruptionen entstanden dann, wenn Bildung, Wachstum und Expansion von Gasblasen zur Fragmentierung einer sauren Silikatschmelze in einzelne Partikel führte; im Falle von Wasserbedeckung also dann, wenn der interne Gasdruck der Schmelze den äußeren Wasserdruck übertraf. Bei (geringer) Wasserbedeckung wurden pyroklastische Fragmentierungsmechanismen möglicherweise durch Dampfexplosionen verstärkt und überlagert, wenn das heiße Magma mit Wasser in Kontakt kam oder dieses einschloß. Solche Eruptionen waren sehr explosiv und erzeugten hohe konvektive Eruptionssäulen, bestehend aus Pyroklasten, expandierten Gasen und angesaugter atmosphärischer Luft, die von vorherrschenden Luftströmungen – vor allem in der Tropopause – sehr weiträumig (eventuell mehrere 100 Kilometer) verdriftet wurden (SCHMINCKE in: FÜCHTBAUER 1988: 740). Übertraf schließlich in distalen Bereichen die Sinkgeschwindigkeit der Aschenpartikel die Windgeschwindigkeit, so wurden diese aus der

lateral verdrifteten Tephrawolke aussedimentiert. Beim Absinken der Partikel in der im Vergleich zu Luft wesentlich dichteren Wassersäule fand im Idealfall eine sehr gute Sortierung nach der Dichte und der Korngröße statt, welche durch die häufig zu beobachtende normale Korngrößen-Gradierung und die Anreicherung der Schwerminerale an der Basis der pyroklastischen Ablagerungen dokumentiert wird.

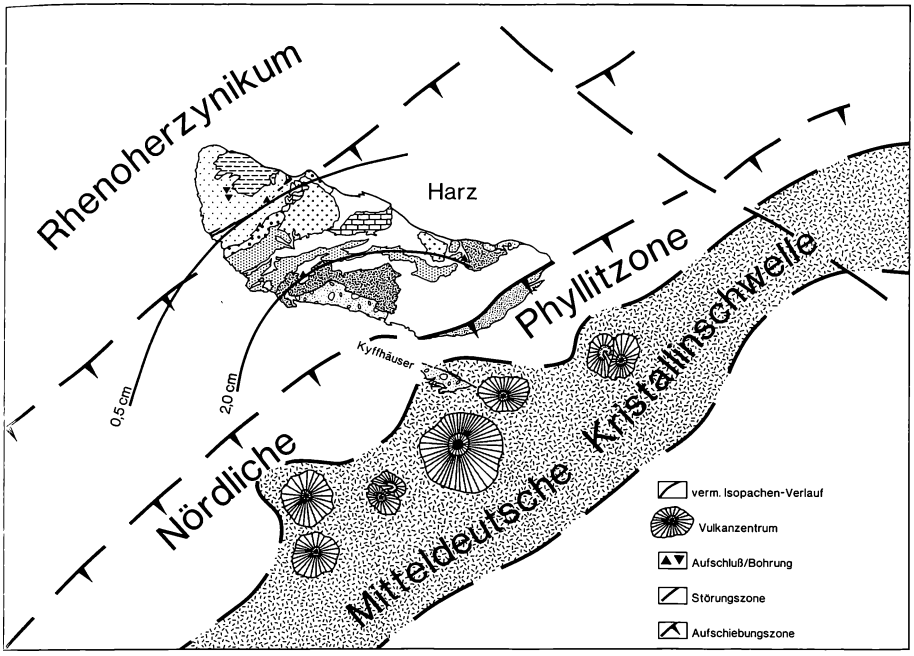


Abb. 4: Aktive Vulkanzentren im Bereich der Mitteldeutschen Kristallinschwelle (MKS) und/ oder südöstlich anschließender Gebiete waren eventuell die Liefergebiete für die submarinen Aschenfall-Horizonte. Der dargestellte Isopachen-Verlauf (vermutet) basiert auf den maximalen Tuffmächtigkeiten (in cm) der untersuchten oberdevonischen Schichtabfolgen und gibt nicht – wie allgemein üblich – die Mächtigkeitsverteilung eines einzelnen, definierten fallout-Ereignisses wieder.

Die primäre Verteilung der submarinen Aschenlagen erfuhr im Anschluß an ihre Ablagerung im Bereich kondensierter Schwellenareale in Abhängigkeit vom Faziesraum durch b o d e n n a h e S t r ö m u n g e n und Resedimentationsvorgänge (Schwellenhang) sowie durch die Wühltätigkeit endobenthonischer Organismen eine mehr oder minder deutliche Modifizierung. Die Lagen reichen demzufolge von nahezu reinen Aschen zu solchen, deren Pyroklastenspektrum intensiv mit dem umgebenden Sediment vermischt ist. Aber auch in derartig überprägten Schichtabschnitten sind die vulkanogenen Mineralphasen teilweise noch nachzuweisen und aufgrund ihrer Zusammensetzung und Morphologie von der detritischen Mineral-Suite zu unterscheiden.

Eine Beeinflussung durch R e s e d i m e n t a t i o n s v o r g ä n g e ist insbesondere im Bereich des Mittel- und Unterharzes häufiger zu beobachten und reicht von kleindimensionalen Rutschungsprozessen (Taf. 1, Fig. 1) bis hin zur vollständigen Auflösung der dünnen Lagen und Resedimentation als allochthone Komponenten in Flinzkalken ehemaliger Beckenbereiche (freundliche mündliche Mitteilung von Dr. H. ZELLMER).

Die Ausbildung diskreter Aschenlagen wurde im Bereich der Schwellenareale von vornherein weitgehend verhindert, wenn infolge zeitweilig verstärkter hydraulischer Aktivität sowie unter dem Einfluß einer erhöhten Sedimentationsrate das in der Wassersäule absinkende Aschenmaterial unmittelbar im nichtvulkanogenen Sediment (Karbonat, Tonschiefer) dispers verteilt wurde.

An diesen Ausführungen wird deutlich, daß in vielen Fällen eine direkte Korrelation einzelner Tufflagen zwischen den untersuchten Profilen nicht möglich ist; es konnten allerdings Perioden zeitweilig verstärkter vulkanischer Aktivität erkannt werden.

Voraussetzung zur Identifizierung dieser zeitlich begrenzten Phasen ist außer einer exakten Conodonten-chronologischen Untergliederung der Profile ein enges Probenraster insbesondere von Dünnschliffen, da nur auf diesem Wege der Nachweis dispergierten vulkanischen Materials in der sedimentären Matrix möglich ist. Begründet auf einer detaillierten Bearbeitung der oberdevonischen Kernabschnitte der Bohrungen Eselsberg und Spiegeltal sowie der Übertageprofile und zahlreicher Einzelproben ließen sich drei Phasen im Verlauf des Oberdevons unterscheiden, in denen dünne individuelle Aschenlagen bzw. in der Sedimentmatrix fein verteilte vulkanogene Partikel besonders häufig vorkommen:

Phase I: Zeitraum:

Tiefstes Frasnium (*falsiovalis*- bis *transitans*-Zone) und Frühe *hassi*- bis *linguiformis*-Zone.
Charakterisierung der pyroklastischen Einschaltungen:
In der Regel dispergierte Tuffpartikel, untergeordnet auch dünne Tuffeinschaltungen.

Phase II: Zeitraum:

? Späteste *crepida*- bis (Frühe) *marginifera*-Zone.
Charakterisierung der pyroklastischen Einschaltungen:
Infolge Bioturbation zumeist dispers verteilte Tuffkomponenten in toniger oder karbonatischer Matrix. Ausschließlich in der Bohrung Eselsberg waren im Teufenbereich 780,5–785,5 m geringmächtige Tufflagen nachzuweisen.

Phase III: Zeitraum:

expansa- und *praesulcata*-Zone (bisher nur im Oberharz belegt).
Charakterisierung der pyroklastischen Einschaltungen:
Im cm-Bereich dicht aufeinanderfolgende Tufflagen als Auflager über mineralisierten Hartgründen (Bhrg. Spiegeltal). In Abhängigkeit von der Biofazies sind Tufflagen zum Teil durch die endobenthonische Wühltätigkeit diverser Organismen überprägt.

Eine weitere Präzisierung bzw. differenziertere Untergliederung der vulkanogenen Tätigkeitsmaxima ist vorerst nicht möglich und bedarf der eingehenden Analyse weiterer Karbonatprofile der Schwellenfazies.

Erst in jüngerer Vergangenheit wurde von GANSSLOSER (1991, 1996) auf das Auftreten vulkanoklastischer Sandsteine im Oberdevon des Harzes aufmerksam gemacht, deren Reliktmineralogie sie ebenso wie die untersuchten Tuff- und Tuffithorizonte als Derivate eines sauren Vulkanismus kennzeichnet. GANSSLOSER (1991:7, 1996:56) beschreibt derartige Sedimente als Einlagerung in eine als Beckenfazies zu interpretierende Kieselschieferabfolge (do IIβ, unt. Teil) der Blankenburger Zone sowie als Bestandteil der Südharz-Grauwacke (do IIβ–? do VI). Da die vulkanogenen Komponenten in aufgearbeiteter Form, also auf sekundärer Lagerstätte vorliegen, ist eine unmittelbare zeitliche Korrelation zwischen diesen und den autochthonen Tufflagen der Schwellengebiete nicht möglich. Der Nachweis zahlreicher instabiler Partikel in diesen pyroklastisch-epiklastischen Mischgesteinen, wie z.B. von alterierten Glasfragmenten, deutet jedoch auf eine nur geringe zeitliche Differenz zwischen Ablagerung der Pyroklastika und deren Aufarbeitung bzw. Wiederablagerung hin.

6. Diagenese der Tuff- und Tuffitlagen

Chemismus der Porenlösungen, pH, Eh und Temperaturbedingungen sowie die ursprüngliche Zusammensetzung der miteinander sedimentierten Mineralphasen waren die kontrollierenden Faktoren bei der Diagenese der pyroklastischen Ablagerungen. Die diagenetischen Veränderungen umfaßten dabei sowohl physikalische als auch chemische Prozesse: (1) Reduktion der Porosität infolge Kompaktion, (2) Lösung von Komponenten, (3) Zementation durch Wiederabscheidung von Mineralen und (4) Rekristallisation als Reaktion auf Druck- und Temperaturänderungen (P/T-Änderungen). Die Diagenese verursachte folglich sowohl mineralogische als auch texturelle Veränderungen in den untersuchten Gesteinen.

Aufgrund der geringen, oftmals submikroskopischen Korngrößen sind die diagenetischen Veränderungen der Tuffe in vielen Fällen jedoch nur schwer zu erfassen. Teilweise scheinen diagenetische Umwandlungen in diesen sogar unbedeutend zu sein. Tatsächlich ist aber die ursprüngliche Zusammensetzung der Tuffe und damit ihr primärer Mineralchemismus häufig nur noch anhand von Reliktgefügen – und dann auch nur lückenhaft – zu rekonstruieren.

Ziel der nachfolgenden Betrachtungen zur Diagenese ist es, die vorliegenden Mineralphasen hinsichtlich ihrer Entstehung zu interpretieren. Ansatzpunkt aller diagenetischen Prozesse in den pyroklastischen Ablagerungen waren dabei die angelieferten Pyroklasten. Die Silt- bis Grobsandfraktion bestand primär aus:

- Feldspäten (Alkalifeldspäte, Plagioklase),
- Quarz („Splitterquarze", vulkanogene Quarze mit Hoch-Quarz-Tracht),
- Biotit,
- sauren Glasfragmenten,
- Lithoklasten (u. a. granitische Gesteinsfragmente),
- Schwermineralen, v. a. Zirkon und Apatit.

Folgende Endprodukte der diagenetischen Überprägung sind – geordnet nach ihrer mineralisch-chemischen Zusammensetzung - mikroskopisch nachzuweisen: Oxide (vorw. kryptokristalliner Quarz, Feldspat, Leukoxen, Rutil), Sulfide (Pyrit), Karbonate (Dolomit, Calcit, Siderit) und Tonminerale.

Insbesondere die vulkanischen Gläser waren unter submarinen Bedingungen thermodynamisch instabil und zerfielen leichter als die assoziierten Mineralphasen. Ehemalige Glasscherben sind daher nur noch anhand ihrer charakteristischen Reliktgefüge zu erkennen (Abb. 5). Nach der Art der Entglasungsprodukte läßt sich in den Tuffen eine Umwandlung der Glasscherben in Quarz-Feldspataggregate mit einem ausgeprägten Pflastergefüge von einer Umwandlung in Tonminerale unterscheiden. Die Alteration der Glaspartikel unter Ausbildung von Tonmineral-Pseudomorphosen stellt die Regel dar:

Die Randzonen von vergleichsweise gut erhaltenen Tonmineral-Pseudomorphosen nach ehemaligen Glaspartikeln zeichnen sich dabei durch einen dunklen Tonmineral-Saum aus, während die Kernzonen der entglasten Partikel vorwiegend durch farblose Tonminerale mit gelblichen Interferenzfarben (verm. Illit) eingenommen werden. Die Genese dieses charakteristischen Gefüges ist umstritten. Während HAY (1963) den dunklen Randsaum als den äußeren alterierten Rand einer Glasscherbe deutet, der nachfolgend durch neugebildete Mineralphasen (primär bereits Tonminerale ?) ersetzt wurde, interpretieren JEZEK & NOBLE (1978) diesen Bereich als intensiver alterierte Brüche. Ab einem pH > ca. 9 der Porenlösungen konnte das Glas vollständig aufgelöst werden. In dem durch den Tonsaum schwach stabilisierten Hohlraum kristallisierten Sekundärminerale, die heute in Form farbloser Tonminerale mit gelblichen Interferenzfarben vorliegen. Alternativ zu dieser Erklärungsmöglichkeit gestattet nach FISHER & SCHMINCKE (1984: 333) das beobachtete Reliktgefüge auch folgende Interpretation:

(a) Vollständige Lösung der Glasscherben, (b) entlang der inneren Grenzflächen Abscheidung eines dünnen Saumes (coating) aus Sekundärmineralen, (c) Verfüllung des Resthohlraums der neugebildeten Porenräume durch Präzipitation weiterer authigener Mineralphasen.

Diese Art der Alteration mit der Ausbildung eines Hohlraumstadiums verweist auf die ehemals saure Natur der vulkanischen Glasscherben und unterscheidet sich hierdurch signifikant von der Umwandlung basaltischer Gläser (FISHER & SCHMINCKE 1984: 327).

Bedingt durch die vollständige Alteration der ehemals glasigen Partikel lassen diese keine unmittelbaren Aussagen über ihren Blasengehalt und somit über den Eruptionsmechanismus zu. Da die umgewandelten Glasscherben allerdings zusammen mit den Mineral-Einzelkörnern und den Schwermineralen zumeist im Basisbereich gradierter Lagen angereichert sind, war deren ursprünglicher Blasenanteil wahrscheinlich höchstens gering; im umgekehrten Fall wären die Fragmente infolge ihrer geringeren Sinkgeschwindigkeit bevorzugt am Top der Lagen – möglicherweise unter Ausbildung inverser Gradierung – abgelagert worden.

Die durchgreifende Umwandlung der Glasscherben in diagenetisch gebildete Tonminerale, verbunden mit einer intensiven Überprägung durch mechanische Kompaktion, welche im Extremfall zu einer Inkorporation vertonter Partikel in die tonig-kieselige Tuffmatrix geführt hat, läßt die ursprüngliche Form der Glasscherben in der Regel nicht mehr erkennen und verhinderte außerdem auch eine Bestimmung ihres ursprünglichen Anteils an der Gesamtzusammensetzung der Tufflagen. Mit der Alteration von vulkanischem Glas war eine signifikante Änderung des Porenwasserchemismus der marinen Sedimente verknüpft.

Quarz kommt in den Tuffen bzw. Tuffiten als diagenetische Neubildung außer in Form seltener, pflasterartiger Verwachsungen von Quarz und Feldspat (ehemalige Glasscherben, s. o.) zumeist in submikroskopischen Dimensionen und diffus verteilt in der Matrix vor und entstammt der Lösung instabiler silikatischer Mineralphasen, insbesondere in den frühen Phasen der Diagenese. Das wiederabgeschiedene SiO_2 führte anschließend in unterschiedlichem Ausmaß zu einer Einkieselung der pyroklastischen Einschaltungen. Bei mächtigeren Lagen reichen diese Silifizierungsphänomene bis in das unterlagernde Sediment hinein.

Nicht selten sind ferner in den Tuffithorizonten dünne Quarz-Anwachssäume um Conodonten und gleichzeitig eine deutliche randliche Korrosion von karbonatischen Fossilfragmenten, wie z. B. Ostracoden, durch diagenetisch gebildeten Quarz zu beobachten.

Feldspäte weisen nach den Glasscherben die stärkste Tendenz zur Umwandlung in Sekundärminerale auf. Generell reichen die Zersetzungsphänomene von einer schwachen Trübung infolge Mineralneubildung bis zur vollständigen Umwandlung der Feldspäte, die dann nur noch durch ihre bessere Transparenz von der einbettenden, kieselig-tonigen Matrix zu unterscheiden sind. Auffällig ist die bevorzugte Alteration der Kernbereiche zonierter Plagioklase (Folge chemischer Ungleichgewichte): Diese ehemals An-reicheren Bereiche sind ganz oder teilweise von Umwandlungsprodukten (Calcit, Serizit, Kaolinit) erfüllt und werden von frischeren Randpartien aus stabileren Feldspatphasen (verm. nahezu reiner Na-Feldspat) umgeben. Ein Zonarbau bei Alkalifeldspäten mit ehemals K^+-reicheren Kernen und vergleichbaren Umwandlungserscheinungen wurde vergleichsweise seltener beobachtet.

Wurden Tufflagen z. B. durch intensive bioturbate Prozesse mit der karbonatischen bzw. pelitischen Grundmasse der umgebenden Sedimente vermischt und die vulkanogenen Partikel dispers verteilt, dann war dieser Vorgang in der Regel mit der weitgehenden diagenetischen „Auslöschung" instabiler Mineralphasen verknüpft; entweder wurden die alterierten (vertonten) Pyroklasten schließlich in die pelitische Matrix inkorporiert oder durch die karbonatische Grundmasse im Verlauf der Sammelkristallisation bis auf Relikte verdrängt. Gleichzeitig resultiert hieraus eine Betonung der stabileren Mineralphasen, insbesondere von vulkanogenem Quarz und den resistenten Schwermineralen.

Neubildungen von idiomorphen Titanoxiden kommen sehr selten in Form winziger, nur wenige µm-langer Rutil-Mikrolithe vor. Sie entstanden bei der Verwitterung und dem Abbau von

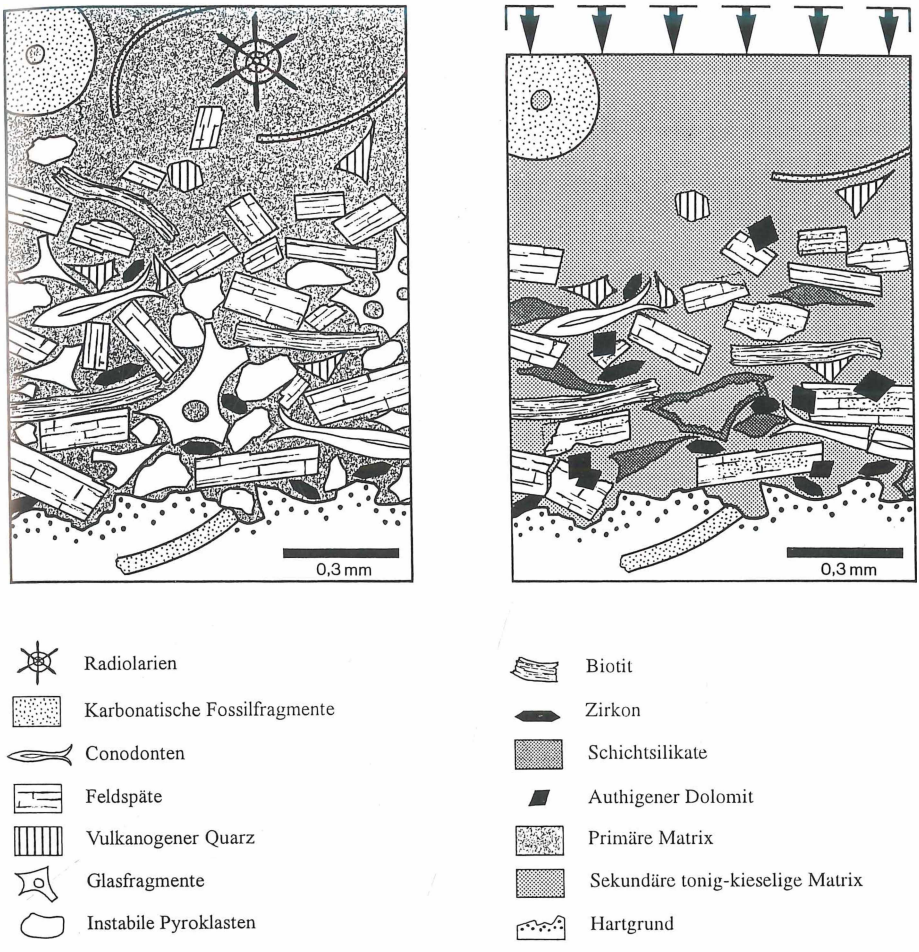


Abb. 5: Schematische Gegenüberstellung von primärem und vornehmlich frühdiagenetischem Gefüge der pyroklastischen Aschenfall-Ablagerungen.

Biotit zu Sagenit, sowohl allothigen als auch authigen. Häufiger konnte als Umwandlungsprodukt von Biotit Chlorit beobachtet werden, der die Biotitschuppen pseudomorph verdrängt hat. Darüber hinaus liegt letzterer teilweise auch in Form unregelmäßig begrenzter Aggregate vor. „Lederbraune" und „entenblaue" Interferenzfarben weisen die Chlorite als Fe-Mg-Chlorite aus.

Kryptokristalline Aggregate von Leukoxen oder Leukoxenpigment sind in wechselndem Umfang in die Tuffe eingestreut.

Da die Partikelgröße der Tonminerale meist unter 5 µm liegt, ist eine sichere Deutung von deren Genese und Diagenese ohne röntgendiffraktometrische Untersuchungen nicht möglich. Veränderungen in der Zusammensetzung der Porenlösungen und eine Erhöhung der Temperatur wäh-

rend der Versenkung bewirkten sicherlich eine schnelle Veränderung der Tonmineralparagenese infolge der eingeschränkten P/T-Stabilitäten einiger Alterationsprodukte.

Authigene Neubildungen von Dolomit, Siderit und Pyrit sind mehr oder weniger häufig in sämtlichen Dünnschliffen zu beobachten; diese Minerale verdrängen sowohl Matrix als auch (alterierte) Partikel und sind daher als spätdiagenetische Bildungen anzusehen.

Dolomit liegt vorwiegend in Form idiomorpher bis hypidiomorpher Rhomben vor; es lassen sich in einzelnen Proben zwei in ihrer Größe deutlich differierende Generationen unterscheiden (durchschnittliche Kristallgrößen: 10 bzw. 40 µm). Eine bevorzugte Verdrängung von Feldspäten durch Dolomit ist auffällig. Infolge der Einkieselung der pyroklastischen Lagen wurde – im Gegensatz zu authigenen Dolomitkristallen in den assoziierten Karbonaten – eine Calcitisierung der Dolomite vollständig verhindert.

Gelegentlich wurden kryptokristalline Siderit – Aggregate beobachtet. Die würfelförmigen und pyritoedrischen Pyritkristalle sind statistisch in den Tufflagen zumeist als Einzelkristalle, seltener auch unter Ausbildung kleiner Aggregate verteilt.

Sämtliche diagenetischen Umwandlungen vollzogen sich in einem zumeist neutralen bis basischen Milieu, denn Apatit, der nur vereinzelt randlich korrodiert ist, blieb erhalten.

Die untersuchten pyroklastischen Horizonte sind Beispiele von alterierten sauren Tuffen, deren Komponentenspektrum ursprünglich vorwiegend aus pyroklastischen Kristallen, seltener auch aus sauren Glasfragmenten bestand. Nebengesteinsrelikte (Xenolithe) sind dagegen nur sehr untergeordnet in wenigen Proben beobachtet worden; entweder weil diese primär fehlten oder weil sie bis zur Unkenntlichkeit überprägt und anschließend in die Matrix integriert wurden. Insbesondere die frühen Diagenesestadien waren durch intensive Lösungs- und Fällungsreaktionen gekennzeichnet, so daß wesentliche mineralogische und texturelle Veränderungen bereits nach dieser Phase abgeschlossen waren.

7. Ergebnisse

Anzeichen eines phasenhaften Vulkanismus zur Zeit des Oberdevons sind in den durch kondensierte Karbonatsequenzen charakterisierten ehemaligen Schwellengebieten des Ober- und Unterharzes durch geringmächtige Tufflagen (meist wenige mm bis max. 2 cm dick) dokumentiert. Tendenziell nehmen die Mächtigkeiten dieser pyroklastischen Einschaltungen im Bereich des Harzes in südöstlicher Richtung zu.

Weiträumige Verbreitung, Gradierung, eine in den einzelnen Sedimentationseinheiten gute Sortierung sowie das Fehlen strömungsanzeigender Sedimentstrukturen charakterisieren diese Lagen als Aschenfälle der distalen Vulkanfazies; diese werden aus hohen subaerischen Eruptionssäulen abgeleitet, die entweder die Wasseroberfläche durchbrechen konnten oder unmittelbar aus subaerischen Eruptionen hervorgingen. Als Liefergebiete der vulkanischen Aschen kommen möglicherweise ehemals im Bereich der Mitteldeutschen Kristallinschwelle (MKS) gelegene aktive Vulkanzentren und/oder Vulkane südöstlich anschließender Gebiete in Frage.

Das Komponentenspektrum sämtlicher untersuchter Tuffe ist weitgehend ident und setzt sich im allgemeinen aus zumeist euhedralen bis subhedralen Kristallen von Feldspäten, Quarz („Splitterquarz", vulkanogener Quarz mit Hoch-Quarz-Tracht), Biotit sowie akzessorisch diversen Schwermineralen (vorw. Zirkon, Apatit) zusammen. Mafische Minerale wie Pyroxene oder Amphibole bzw. Pseudomorphosen nach diesen Mineralphasen wurden nicht beobachtet. Glasscherben können in wechselnden Anteilen hinzutreten, Lithoklasten fehlen dagegen vielfach. Hieraus resultiert für die nachgewiesenen Pyroklastika eine Klassifikation als Kristall- oder vitroklastische Kristalltuffe, welche die Produkte eines sauren hochexplosiven Vulkanismus repräsentieren. In Abhängigkeit vom Faziesraum wurden diskrete Aschenlagen teilweise durch bodennahe Strömungen, Rutschungsprozesse und/oder bodenwühlende Organismen modifiziert und mit nichtvulkanogenem Sediment vermischt. Die Lagen reichen demzufolge

von nahezu reinen Aschen zu solchen, die einen kleinen, aber erkennbaren Anteil an vulkanischem Material enthalten. Im Bereich des Mittel- und Unterharzes (Blankenburger und Harzgeröder Zone) wurden aufgearbeitete Tuffpartikel nicht selten zusammen mit dem umgebenden Karbonatschlamm durch Suspensionsströme (turbidity currents) in angrenzende Beckenareale verfrachtet und hier als Flinzkalk resedimentiert.

Mit der intensiven diagenetischen Überprägung der Tufflagen in einem zumeist neutralen bis basischen Milieu waren neben deutlichen Zerbrechungserscheinungen von Pyroklasten als Reaktion auf eine intensive mechanische Kompaktion insbesondere eine Vertonung der Glasscherben und Feldspäte sowie Silifizierungsphänomene verknüpft.

Danksagung: Grundlage für den vorliegenden Beitrag bildeten Untersuchungen zur Sedimentologie und Mikrofazies oberdevonischer „Herzynkalke" der westlichen Harzgeröder Zone (Unterharz), die im Rahmen einer Diplomarbeit unter der engagierten Anleitung von Herrn Prof. Dr. H. WACHENDORF am Institut für Geowissenschaften der TU Braunschweig durchgeführt wurden. Anregend und förderlich war die Diskussion über Fragen zur Tuffgenese und -diagenese mit meinen Kommilitonen Herrn Dr. H. ZELLMER sowie Herrn Dr. M. GANSSLOSER, beide Institut für Geowissenschaften. Letzterem danke ich darüber hinaus für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

3. Literaturverzeichnis

BEYRICH, H. E. (1867): Über das Vorkommen und Alter der Kalksteine, welche im Grauwackengebirge des Harzes in der Gegend von Zorge und Wieda auftreten. – Z. deutsch. geol. Ges. **19**, 247–250.

BGR/NLfB (1982/84): Bundesbohrprogramm – Teilprojekt West-Harz: Petrofazielle Erkundung der devonischen Schichten und ihres geochemischen Stoffbestandes sowie parallel laufende Erprobung neuentwickelter Bohrtechnologien. (NTS 3006 5), Abschlußbericht Teil I: Dokumentation. – Ber. Arch. BGR-NLfB Hannover (1982) **91070**, 412 S. Abschlußbericht Teil II: Bewertung und Ergebnisse. – Ber. Arch. BGR-NLfB Hannover (1984) **91070**, 81+27 S.

BRINCKMANN, J., BRÜNING, U., HINZE, C. & STOPPEL, D. (1986): Das Bundesbohrprogramm im West-Harz – Paläogeographische Ergebnisse. – Geol. Jb. **D 78**, 5–57.

BUCHHOLZ, P., TRAPP, E. & WACHENDORF, H. (1996): Das Devon des nordwestlichen Oberharzes. – Ber. Naturhist. Ges. Hannover, dieser Band.

BUCHHOLZ, P., WACHENDORF, H. & ZELLMER, H. (1991): Die Flinzfazies im Harz – eine Charakteristik mitteldevonisch-unterkarbonischer Hungerbecken-Sedimente. – Geol. Jb. Hessen **119**, 5–44.

BULLARD, F. M. (1973): Volcanoes in history, in theory, in eruption; 6. Aufl. – University of Texas Press. Austin

DEHMER, J., HENTSCHEL, G., HORN, M., KUBANEK, F., NÖLTNER, T., RIEKEN, R., WOLF, M. & ZIMMERLE, W. (1989): Die vulkanisch-kieselige Gesteinsassoziation am Beispiel der unterkarbonischen Kieselschiefer am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. Geologie – Petrographie – Geochemie. – Geol. Jb. Hessen **117**, 79–138.

FISHER, R. V. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): Pyroclastic rocks. – Springer. Berlin/Heidelberg/New York/Tokyo

FLICK, H. (1977): Geologie und Petrographie der Keratophyre des Lahn-Dill-Gebietes (südliches Rheinisches Schiefergebirge). – Clausthaler geol. Abh. **26**, 231 S.

FLICK, H. & WEISSENBACH, N. (1978): Magmatische Würfelquarze in Rhyolithen (Quarzkeratophyren) des Rheinischen Schiefergebirges. – Tschermaks miner. petrogr. Mitt. **25**, 117–129.

FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – Springer. Berlin/Heidelberg/New York

FLÜGEL, E. (1982): Microfacies Analysis of Limestones. – Springer. Berlin/Heidelberg/New York

FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine – Sediment-Petrologie, Teil II; 4. Aufl. – Schweizerbart. Stuttgart

GANSSLOSER, M. (1991): Stratigraphie, Grauwackenfazies und Tektonik im Bereich der Tanner Zone nordöstlich von Bad Lauterberg (Harz). – Unveröff. Dipl.-Arb. TU Braunschweig. Braunschweig

GANSSLOSER, M. (1996): Stoffbestand, Fazies und geodynamische Interpretation der Stieger Schichten (Ostharz-Decke). – Braunschweiger geol.-paläont. Diss. **18**, 162 S.

GANSSLOSER, M., VIBRANS, E. & WACHENDORF, H. (1995): Die Metabasalte des Harzes. – Zbl. Geol. Paläont., Teil I **1993** (9/10), 1103–1115.

GODDARD, E. N. (1984): Rock-Color Chart. – Geol. Soc. America. Boulder

HAY, R. L. (1963): Stratigraphy and zeolitic diagenesis of the John Day Formation of Oregon. – Univ. Calif. Publ. Geol. Sci. **42**, 199–262.

HÜNEKE, H. (1994): Stratigraphie (Conodonten), Fazies und Diagenese devonischer Herzynkalke des Unterharzes in der Umrandung der Selkeeinheit. – Unveröff. Diss. Univ. Greifswald. Greifswald

JEZEK, P. A. & NOBLE, D. C. (1978): Natural hydration and ion exchange of obsidian: an electron microprobe study. – Amer. Mineral. **63**, 266–273.

KIRNBAUER, T. (1991): Geologie, Petrographie und Geochemie der Pyroklastika des Unteren Ems/Unter-Devon (Porphyroide) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Geol. Abh. Hessen **92**, 228 S.

KUBANEK, F. & ZIMMERLE, W. (1986): Tuffe und kieselige Tonschiefer aus dem tieferen Unterkarbon der Bohrung Adlersberg (West-Harz). – Geol. Jb. **D 78**, 207–268.

LÜTKE, F. (1973): Sedimentation und Resedimentation im Unterharz. – Z. deutsch. geol. Ges. **124**, 355–362.

LÜTKE, F. (1978): Grundzüge der faziellen und pälogeographischen Entwicklung im südlichen Unter- und Mittelharz. – Senckenbergiana lethaea **58** (6), 473–514.

MEISCHNER, D. & SCHNEIDER, J. (1970): Ober-Devon und älteres Unter-Karbon zwischen Acker und Diabas-Zug im Oberharz. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **135** (1), 42–81.

MUCKE, D. (1973): Initialer Magmatismus im Elbingeröder Komplex des Harzes. – Freiberger Forschungshefte **C 279**, 221 S.

NIEM, A. R. (1977): Mississippian pyroclastic flow and ash-fall deposits in the deep-marine Quachita flysch basin, Oklahoma and Arkansas. – Geol. Soc. America Bull. **88** (1), 49–61.

PILLER, H. (1951): Über den Schwermineralgehalt von anstehendem und verwittertem Brokkengranit nördlich St. Andreasberg. – Heidelb. Beitr. Miner. Petrogr. **2**, 523–537.

POLDERVAART, A. (1950): Statistical studies of zircon as a criterion in granitization. – Nature **165**, 574–575.

RÖSLER, H. J. & WERNER, C.-D. (1978): Petrologie und Geochemie der variszischen Geosynklinalmagmatite Mitteleuropas, Teil I. – Freiberger Forschungshefte **C 336**, 265 S.

RÖSLER, H. J. & WERNER, C.-D. (1979): Petrologie und Geochemie der variszischen Geosynklinalmagmatite Mitteleuropas, Teil II: Analysenergebnisse. – Freiberger Forschungshefte **C 344**, 283 S.

RUCHHOLZ, K. (1964): Stratigraphie und Fazies des Devons der mittleren Harzgeröder Faltenzone im Unterharz und westlich Wernigerode. – Geologie Beih. **41**, 119 S.

SCHINDLER, E. (1990): Die Kellwasser-Krise (hohe Frasne-Stufe, Ober-Devon). – Göttinger Arb. Geol. Paläont. **46**, 115 S.

SCHRIEL, W. & STOPPEL, D. (1961): Fazies, Paläogeographie und Tektonik im Mittel- und Oberdevon des Harzes. – Geol. Jb. **78**, 719–760.

STOPPEL, D. & ZSCHEKED, J. G. (1971): Zur Biostratigraphie und Fazies des höheren Mitteldevons und Oberdevons im Westharz mit Hilfe der Conodonten- und Ostracodenchronologie. – Beih. Geol. Jb. **108**, 84 S.

TRAPP, E. (1994): Sedimentologie und Mikrofazies oberdevonischer Herzynkalke der westlichen Harzgeröder Zone (Harz). – Unveröff. Dipl.-Arb. TU Braunschweig. Braunschweig

TUCKER, M. E. (1973): Sedimentology and diagenesis of Devonian pelagic limestones (Cephalopodenkalk) and associated sediments of the Rhenohercynian Geosynkline, West Germany. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **142**, 320–350.

WACHENDORF, H. (1986): Der Harz – variszischer Bau und geodynamische Entwicklung. – Geol. Jb. **A 91**, 67 S.

WATKINS, D. J. & KRAFT, L. M. (1978): Stability of continental shelf and slope off Louisiana and Texas: geotechnical aspects. – In: BOUMA, A. H., MOORE, G. T. & COLEMAN, J. M. (Hrsg.): Framework, Facies and Oil-trapping Characteristics of the Upper Continental Margin. AAPG Studies in Geology **7**, 267–286.

WEAVER, CH. E. (1963): Interpretative value of heavy minerals from bentonites. – J. Sed. Petrol. **33** (2), 343–349.

WEDEPOHL, K. H., MEYER, K. & MUECKE, G. K. (1983): Chemical composition and genetic relations of meta-volcanic rocks from the Rhenohercynian Belt of northwest Germany. – In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (Hrsg.): Intracontinental Fold Belts. Case studies in the Variscan Belt of Europe and the Damara Belt of Namibia, 231–253.

ZELLMER, H. (1989): Stratigraphie und Sedimentologie der Flinzfazies südlich St. Andreasberg (Harz). – Unveröff. Dipl.-Arb. TU Braunschweig. Braunschweig

ZELLMER, H. (1996): Stratigraphie und Petrographie der Kieselschiefer-Fazies im Harz (Mitteldevon bis Unterkarbon). – Braunschweiger geowiss. Arb. **19**, 72 S.

ZIMMERLE, W. (1986): Gesteinstypen und kleindimensionale Sedimentstrukturen im tieferen Unterkarbon der Bohrungen Adlersberg, Bullars, Eselsberg und Spiegeltal im West-Harz. – Geol. Jb. **D 78**, 95–205.

Manuskript eingegangen: 5. August 1996

Anschrift des Verfassers:
Dipl.-Geol. E. Trapp
Institut für Geowissenschaften der TU Braunschweig
Pockelsstr. 4 (Hochhaus)
D–38023 Braunschweig.

Anhang

Rechts- und Hochwerte der in Abb. 1 dargestellten Aufschlüsse und Bohrungen im Bereich der Clausthaler Kulmfaltenzone (Oberharz) und der Harzgeröder Zone (Unterharz)

1. Bohrung Eselsberg / Clausthaler Kulmfaltenzone (R: ^{35}90180, H: ^{57}46200, NN +562m);

2. Bohrung Spiegeltal / Clausthaler Kulmfaltenzone (R: ^{35}90800, H: ^{55}45420, NN +530m);

3. Oberdevon-Aufbruch im Kellwasser-Tal bei Altenau / Clausthaler Kulmfaltenzone (R: ^{35}99960, H: ^{57}43880);

4. Aufgelassener Oberdevon-Kalkanbruch westlich des „Alten Stöberhai-Fahrweges" / Harzgeröder Zone (R: ^{44}01580, H: ^{57}24629);

5. Aufschluß im Wieda-Bachbett / Harzgeröder Zone (R: ^{44}01747, H: ^{57}25030);

6. Herzynkalklinse im Wieda-Bachbett / Harzgeröder Zone (R: ^{44}01763, H: ^{57}25144);

7. Aufschluß am Antoinettenweg (Osthang des Meiseberges) / Harzgeröder Zone (R: ^{44}43750, H: ^{57}27400).

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Berichte der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover

Jahr/Year: 1996

Band/Volume: 138

Autor(en)/Author(s): Trapp Endres

Artikel/Article: Pyroklastische Horizonte (Tuffe, Tuffite) im Oberdevon des Harzes - Spuren eines sauren explosiven Vulkanismus 57-80