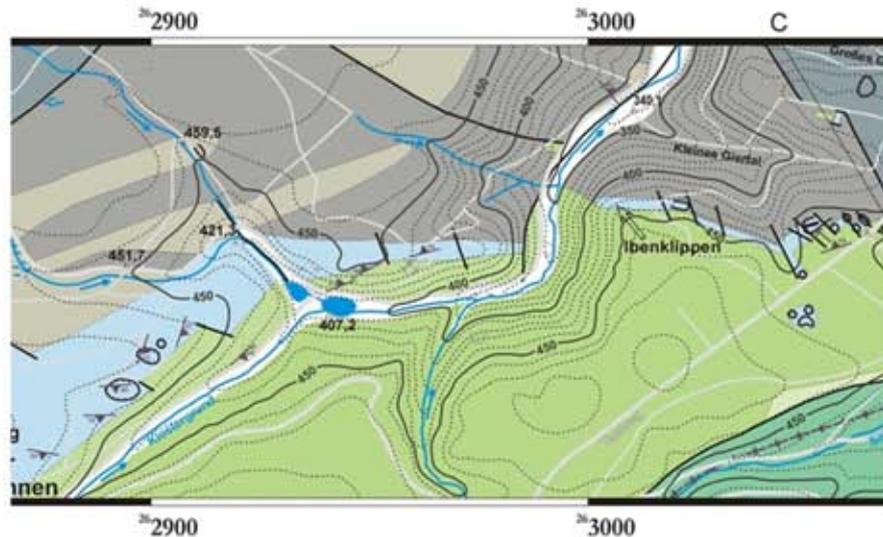


**Entwicklung der Kalke des devonischen
magmatischen Komplexes
des Braunesumpf-Sattels
östlich von Elbingerode (Harz)**



0 2 cm



M. LAPKE
und
T. STEIGER



Documenta naturae

Nr. 197

2015

ISBN: 978-3-86544-197-3 ISSN 0723-8428

**Herausgeber der Zeitschrift Documenta naturae im
Verlag (Publishing House) Documenta naturae - München (Munich)**
Dipl.-Geol. A. Heyng, Alramstr. 30, 81371 München, heyng@amh-geo.de

Berater:

Editor emeritus: Dr. Hans-Joachim Gregor, Daxerstr. 21, 82140 Olching
Editor emeritus: Dr. Heinz J. Unger, Nußbaumstraße 13, 85435 Altenerding

Vertrieb: Dipl.-Ing. Herbert Goslowsky, Joh.-Seb.-Bach-Weg 2, 85238 Petershausen,
e-mail: goslowsky@documenta-naturae.de

Die Zeitschrift erscheint in zwangloser Folge mit Themen aus den Gebieten
Geologie, Paläontologie (Lagerstättenkunde, Paläophytologie, Stratigraphie usw.),
Botanik, Zoologie, Anthropologie, Domestikationsforschung, u.a.

Die Sonderbände behandeln unterschiedliche Themen aus den Gebieten Natur-
Kunst, Natur-Reiseführer oder sind Neuauflagen alter wissenschaftlicher Werke oder
spezielle paläontologisch-biologische Bestimmungsbände für ausgewählte Regionen.

Für die einzelnen Beiträge zeichnen die Autoren verantwortlich,
für die Gesamtgestaltung die Herausgeber.

©copyright 2015 Documenta Verlag. Das Werk einschließlich aller seiner Teile ist
urheberrechtlich geschützt. Jede Verwendung außerhalb des Urheberrechtsgesetzes
bedarf der Zustimmung des Verlages. Das gilt insbesondere für Vervielfältigungen
jeder Art, Übersetzungen, Mikroverfilmungen und für Einspeicherungen in
elektronische Systeme.

Gestaltung und Layout: H.-J. GREGOR & A. HEYNG
Umschlagbild: Geologische Karte des Untersuchungsgebietes mit Schriffen von
Korallen und laminiertem Aschetuff

www. documenta-naturae.de
München 2015

Entwicklung der Kalke des devonischen magmatischen Komplexes des Braunesumpf-Sattels östlich von Elbingerode (Harz)

M. LAPKE¹ und T. STEIGER²

Kurzfassung

In der Arbeit wurde eine Geologische Karte um Volkmarskeller im Elbingeröder Komplex erstellt. Die Entwicklung der synsedimentären Eisenerzlager und der Karbonate an der Flanke des Riffgebietes wurden mithilfe eines feinstratigraphisch aufgenommenen Profils und Kathodolumineszenz untersucht. Dadurch konnten drei Phasen der Entwicklung rekonstruiert werden.

Schlüsselwörter: Harz, Elbingeröder Komplex, Devon, Karbonatsedimentologie, Eisenerze, Vulkanite

Summary

The aim of the project was to establish a geological map of the mining area around the „Volkmarskeller“, which is located in the „Elbingeröder Komplex“. The development of the synsedimentary iron ore deposits and the carbonates along the flank of the adjacent reef areas were investigated with the aid of a detailed lithostratigraphic profile and cathodoluminescence. Three phases of lithologic development could be reconstructed.

Key words: Harz, Elbingeröder Komplex, Devonian, Carbonate Sedimentology, Iron Ores, Volcanic Rocks

Anschrift der Autoren:

¹ Diplom-Geologin Marcella Lapke, Bürgermeister-Smidt-Straße 179, 27568 Bremerhaven

² PD Dr. Torsten Steiger, Silberbornstraße 4, 38889 Blankenburg/Harz

| | |
|---|----|
| Inhaltsverzeichnis | |
| 1 Einleitung und Danksagung | 4 |
| 1.1 Aufgabenstellung | 4 |
| 1.2 Danksagung | 4 |
| 1.3 Geographische Lage, Morphologie und Hydrologie | 5 |
| 1.4 Geologischer Überblick | 8 |
| 1.5 Bergbaugeschichte im Gebiet um Volkmarskeller | 11 |
| 1.6 Die Höhle ‚Volkmarskeller‘ | 16 |
| 2 Materialien und Methodik | 17 |
| 2.1 Übersichtskarten, Satellitenbild und Bohrprofile | 17 |
| 2.2 Geländearbeit und Dokumentation | 18 |
| 2.3 Probenpräparation für das Kathodoluminiszenz-Mikroskop | 18 |
| 3 Lithologie und Fazies | 19 |
| 3.1 Kartiereinheiten und Karbonatklassifizierung | 19 |
| 3.2 Das Devon | 20 |
| 3.2.1 Wissenbacher Schiefer-Formation | 22 |
| 3.2.1.1 Wissenbacher Schiefer (Tonschiefer) | 22 |
| Zeitabschnitt: Emsium bis Eifelium | |
| 3.2.1.2 Keratophyr | 22 |
| Zeitabschnitt: Emsium bis Eifelium | |
| 3.2.1.3 Interpretation der Wissenbacher Schiefer-Formation | 23 |
| 3.2.2 Elbingeröder Schalstein-Formation | 24 |
| 3.2.2.1 Spilite / Aschentuffe / Eisenerze | 24 |
| Zeitabschnitt: Emsium bis Eifelium | |
| 3.2.2.2 Interpretation der Elbingeröder Schalstein-Formation | 27 |
| 3.2.3 Elbingeröder Riffkalk-Formation | 28 |
| 3.2.3.1 Riffkalke | 28 |
| Zeitabschnitt: Givetium bis Frasnium | |
| 3.2.3.2 Interpretation der Elbingeröder Riffkalk-Formation | 32 |
| 3.2.3.3 Zementation und Vererzung an der Vulkanit- / Karbonat-Grenze im Bereich der Grube Volkmar | 47 |
| 3.2.4 Elbingeröder Buntschiefer-Formation und Cephalopodenkalke | 52 |
| Zeitabschnitt: Famennium bis Tournaisium | |
| 3.3 Das Karbon | 53 |
| 3.3.1 Elbingeröder Kulm-Formation | 54 |
| 3.3.1.1 Kieselschiefer | 54 |
| Zeitabschnitt: Tournaisium | |
| 3.3.1.2 Tonschiefer | 55 |
| Zeitabschnitt: Tournaisium | |
| 3.3.1.3 Grauwacke | 56 |
| Zeitabschnitt: Viséum | |
| 3.3.1.4 Interpretation der Elbingeröder Kulm-Formation | 57 |
| 3.3.2 Hüttenröder Olisthostrom-Formation | 59 |
| 3.3.2.1 Tonschiefer | 59 |
| Zeitabschnitt: Oberes Viséum | |
| 3.3.2.2 Interpretation der Hüttenröder Olisthostrom-Formation | 61 |
| 3.4 Das Perm | 62 |
| 3.4.1 Mittelharzer Gänge | 63 |
| 3.4.1.1 Dioritporphyrit | 63 |
| Zeitabschnitt: Autunium | |
| 3.4.1.2 Interpretation der Mittelharzer Gänge | 63 |
| 4 Tektonik | 64 |
| 4.1 Regionale Tektonik im Harz | 64 |
| 4.2 Tektonische Strukturen im Elbingeröder Komplex | 64 |
| 4.3 Tektonische Strukturen im Arbeitsgebiet | 65 |
| 5 Zusammenfassung | |
| Literaturverzeichnis | 69 |

1 Einleitung und Danksagung

1.1 Aufgabenstellung

Gegenstand der vorliegenden Arbeit ist ein 3 km² großes, tektonisch kompliziertes Gebiet, welches den nordöstlichen Teil des Elbingeröder Riffkomplexes einnimmt. Vornehmliches Ziel ist es, anhand von Geländeuntersuchungen, Säulenprofilen, Biostratigraphie und Tektonik die Entwicklung an der Flanke des Riffgebietes zu klären und eine Geologische Karte im Maßstab 1 : 10 000 zu erstellen.

Aus einem Profil und flächig entnommenen Proben wurden die Gesteine lithologisch und faziell untersucht, um sie später in einen regionalen, paläogeographischen und tektonischen Zusammenhang zu bringen. Mit Hilfe der im Gelände gewonnenen Erkenntnisse sollte dann der Versuch unternommen werden, die paläoökologische und faziell-tektonische Entwicklungsgeschichte zu interpretieren und unter Berücksichtigung früherer Arbeiten die Verbreitung der Karbonate im Verhältnis zu den submarinen Eruptivzentren zu rekonstruieren.

Die Riffkalke im Arbeitsgebiet können nur unter Vorbehalt in lithostratigraphischen Termini umschrieben werden. WELLER (1991a) unterschied 67 Faziestypen, die ein sehr genaues Bild der Verteilung der Mikrofazies-Typen ergeben. Im Gelände unterscheidbar sind grundsätzlich bildungsraumbezogene Faziestypen, wie Lagunenkalke, Relikte von Riffkernen, Außenriffschutt und Pelagite. Anhand von An- und Dünnschliffen wurde die Klassifizierung der marinen Kalke mit Hilfe der Einteilung von DUNHAM (1962) getroffen.

1.2 Danksagung

Unser Dank gilt Dr. Carl-Heinz Friedel vom Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (LAGB) in Halle für das große Interesse an dem bearbeiteten Gebiet, die prompte Zusendung seiner Dissertation, die anregenden Diskussionen bei der Auswertung der Kathodoluminiszenz-Fotos und die hilfreichen Tipps für den Umgang mit der Landesbohrdatenbank auf der Homepage des LAGB. Durch die Landesbohrdatenbank konnte ein sehr wertvoller Datensatz älterer Rohstoffbohrungen aus dem Arbeitsgebiet in die Arbeit eingebaut werden.

Besonderer Dank geht auch an den Privatdozenten Dr. Helmut Weller (Institut für Geographie und Geologie der Ernst-Moritz-Arndt-Universität in Greifswald) für die detaillierte Einführung in die Karbonate des Elbingeröder Komplexes sowie für die überlassene umfangreiche Fachliteratur zu diesem Spezialgebiet.

Natürlich dürfen auch die hilfsbereiten MitarbeiterInnen der Universität Freiburg nicht vergessen werden. Größter Dank geht an Frau PD Dr. Ursula Leppig (Geologisches Institut) für die Ansicht der im Gebiet gefundenen Fossilien, sowie an Frau Dr. Müller-Sigmund und Herrn Prof. Dr. Kurt Bucher (beide vom Mineralogisch Geochemischen Institut) für die Erlaubnis zur Nutzung des Kathodoluminiszenz-Mikroskops. Frau Wibke Kowalski (Mineralogisch-Geochemisches Institut) wies mich dankenswerterweise am Kathodoluminiszenzmikroskop ein und war stets da, wenn an dem Mikroskop Probleme auftraten. Zudem gab sie sehr hilfreiche Tipps für die Erstellung der Kathodoluminiszenzfotos.

Für die Herstellung der Dünnschliffe wird Herrn Ickler vom Geologischen Institut der Universität Freiburg und Herrn Dr. Michael Magnus von der TU Bergakademie Freiberg gedankt.

Ein großes Dankeschön geht an Dr. Oliver Sachs. Zusammen mit Sohn Marco half er zeitweise in sehr unwegsamem Gelände, unterstützte bei „heiklen“ Probennahmen in den

Pingen, sägte kistenweise Gesteinsproben und gab Ideen mit seinem Wissen über Bildbearbeitung.

Zu Dank verpflichtet sind wir auch gegenüber Leuten, denen wir erst im Laufe dieser Arbeit begegneten: Herr Hartmut Kemmer (Wernigerode) war so freundlich, eine spontane bergbaugeschichtliche Führung im Arbeitsgebiet zu geben. Dies lieferte viele neue geschichtliche Eindrücke, welche die Stollen sowie das ehemalige Sprengstofflager und das Zechenhaus fortan in völlig neuem Lichte erscheinen ließen!

Gedankt sei an dieser Stelle noch Frau Dr. Conwitha Lapke für die Durchsicht des Manuskriptes.

1.3 Geographische Lage, Morphologie und Hydrologie

Das im Bundesland Sachsen-Anhalt liegende Arbeitsgebiet befindet sich etwa 70 km SW der Landeshauptstadt Magdeburg. Für eine erste grobe Lagebestimmung im Harz kann etwa die Mitte des Städtedreiecks Wernigerode - Elbingerode - Blankenburg angenommen werden. Die nächste größere Ortschaft mit immerhin 1400 Einwohnern ist der etwa zwei km entfernte, südöstlich vom bearbeiteten Gebiet gelegene Ort Hüttenrode. Im SW des Arbeitsgebietes beginnt der nur über einen Kiesweg erreichbare und wenige Häuser zählende Ort Eggeröder Brunnen, welcher den Charakter einer kleinen Wochenend- oder Feriensiedlung hat (Abb. 2).

1946 wurde der Eggeröder Brunnen nach dem im KZ Bergen Belsen ermordeten Ministerpräsident des Freistaats Braunschweig, Dr. Heinrich Jasper, in Jasperode umgenannt. Nach der Wiedervereinigung wurde 1990 wieder der ursprüngliche Name Eggeröder Brunnen eingeführt. Die Eckpunkte des Arbeitsgebietes besitzen folgende Gauß-Krüger-Koordinaten (basierend auf dem Krassowski-Ellipsoid):

| | | |
|----------|----------------------|----------------------|
| NW-Ecke: | R ²⁶ 2818 | H ⁵⁷ 4205 |
| NE-Ecke: | R ²⁶ 3118 | H ⁵⁷ 4205 |
| SW-Ecke: | R ²⁶ 2818 | H ⁵⁷ 4199 |
| SE-Ecke: | R ²⁶ 3118 | H ⁵⁷ 4199 |

Die Satellitenaufnahme (Abb. 1) lässt bereits erkennen, dass es sich um ein dicht bewaldetes Gebiet handelt. In unzugänglicheren Bereichen, wie etwa in alten Pingen - im Arbeitsgebiet handelt es sich dabei um teilweise sehr steile trichterförmige Vertiefungen oder Einbrüche, welche durch Bergbauaktivitäten entstanden sind - sind die Aufschlüsse so zugewachsen, dass häufig länger nach einem geeigneten Einstieg gesucht werden muss. Lohn der Anstrengungen sind dann meist anstehende Gesteine, welche wiederum die Interpretation von Lesesteinen aus der Umgebung erheblich erleichtern.



Abb. 1. Satellitenaufnahme des Arbeitsgebietes (Google-Earth-JPG).

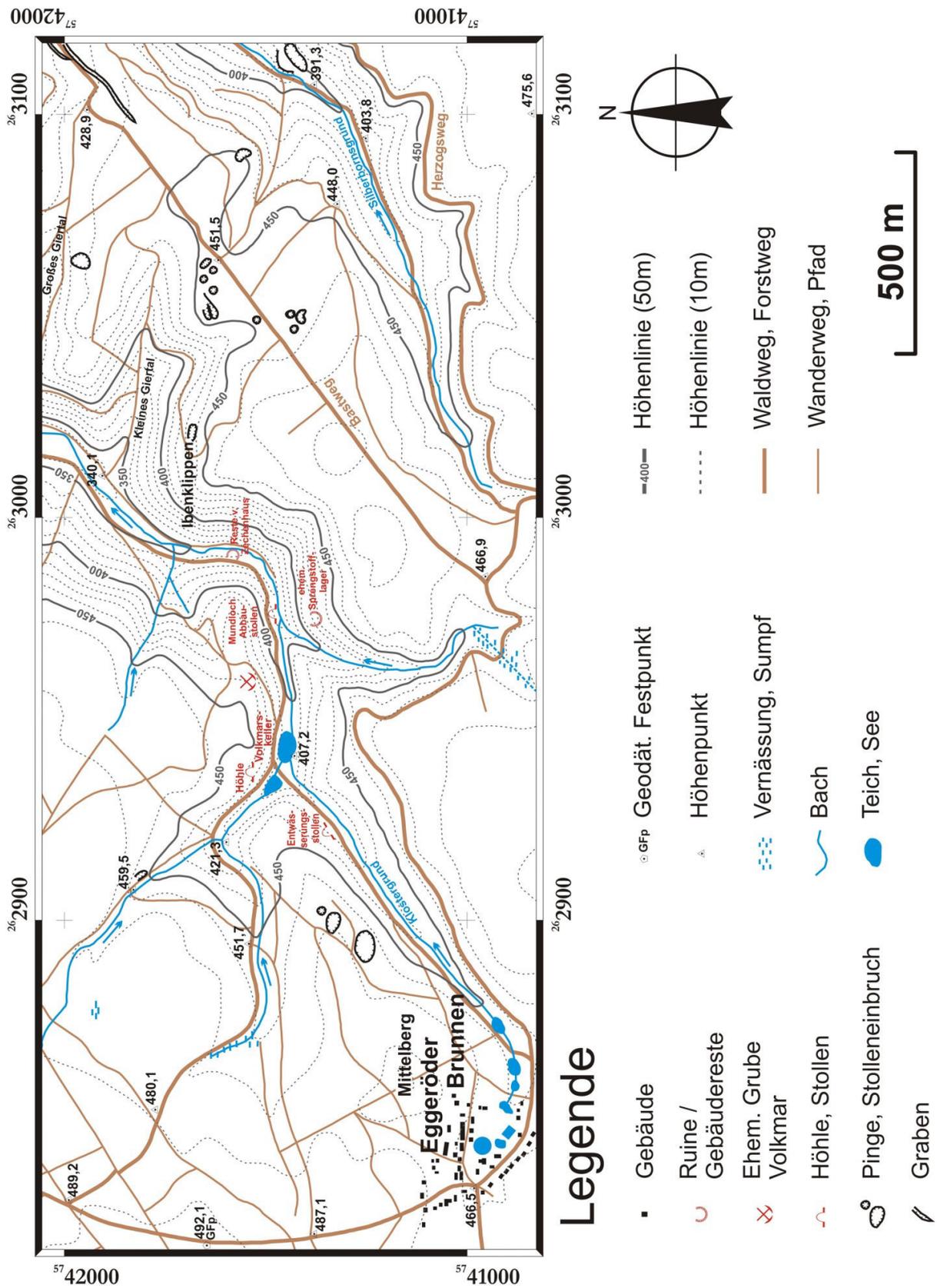


Abb. 2. Topographische Karte in der Umgebung der ehemaligen Grube Volkmar.

Das Arbeitsgebiet befindet sich am Rande einer Sattelstruktur. Dadurch weist das Areal einen nur relativ geringen Höhenunterschied von maximal 170 m auf. So ist der höchste Punkt mit 492,1 m ein unauffälliger Punkt neben einem etwas breiteren Forstweg nördlich vom Eggeröder Brunnen. Zu Zeiten der Deutschen Demokratischen Republik wurde diese Stelle als geodätischer Festpunkt gekennzeichnet (Abb. 3).



Abb. 3. Ein älterer Geodätischer Festpunkt der VEB für Geodäsie und Kartographie in Erfurt kennzeichnet den mit 492,1 m höchsten Punkt im Arbeitsgebiet (siehe Abb. 2).

Der Mittelberg, welcher NE vom Eggeröder Brunnen liegt, erreicht eine Höhe von 484,6 m. Der Höhenzug erniedrigt sich in Richtung E bis bei den Teichen von Volkmarskeller eine Geländehöhe von 407,2 m erreicht wird. Bei Volkmarskeller handelt es sich um eine kleine Höhle mit einer Karstquelle, welche direkt in die Teiche mündet.

In der Ortschaft Eggeröder Brunnen befindet sich auf einer Höhe von 466 m die Karstquelle des kleinen Baches im Klostergrund. Am Ortsende wurde der Bach immer wieder aufgestaut, so dass einige kleine Fischteiche entstanden. Nach den Fischteichen gabelt sich der Weg in den Herzogsweg nach Blankenburg und in den Klostergrund über Volkmarskeller zum Kloster Michaelstein.

Folgt man dem Bach im Klostergrund und dem damit verbundenen kleinen Waldweg weiter, so sinkt die Geländehöhe bis zum Nordrand des Kartiergebietes auf etwa 335 m. E des Klostergrundes stehen die sehr steilen Ibenklippen mit einer mittleren Höhe von 440 m an. Nördlich davon liegt mit einer Geländehöhe von etwa 340 m das Kleine Giertal. In NE Richtung folgt dann bei einer Geländehöhe von etwa 430 m das Große Giertal.

1.4 Geologischer Überblick

Der Harz gehört zu den nördlichsten deutschen Mittelgebirgen und liegt als eine isolierte Grundgebirgsscholle in der Rhenoharzynischen Zone (Abb. 4, linke Seite) (KOSSMAT, 1927). Die Form des Gebirges ist längsoval, wobei die Längsachse NW-SE streicht. Die Nordrandstörung trennt den Harz vom Harzvorland. Am NE-Rand hat diese Störung einen

mesozoischen Vertikal-Versatz von bis zu 4 km (FRANZKE et al., 1992), im Bereich der Südrandstörung wurde der Harz lediglich um wenige 100 m gehoben (THOMSON et al., 1997).

Der Harz wird morphologisch und geologisch in die Großbereiche Ober-, Mittel- und Unterharz gegliedert (Abb. 4, rechte Seite) (DAHLGRÜN, 1939). Diese werden wiederum in die lithologisch-stratigraphisch-strukturellen Harz-Einheiten unterteilt, die vom Ordovizium bis in das Karbon reichen (SCHWAN, 1954, Darstellung auch bei WACHENDORF, 1986).

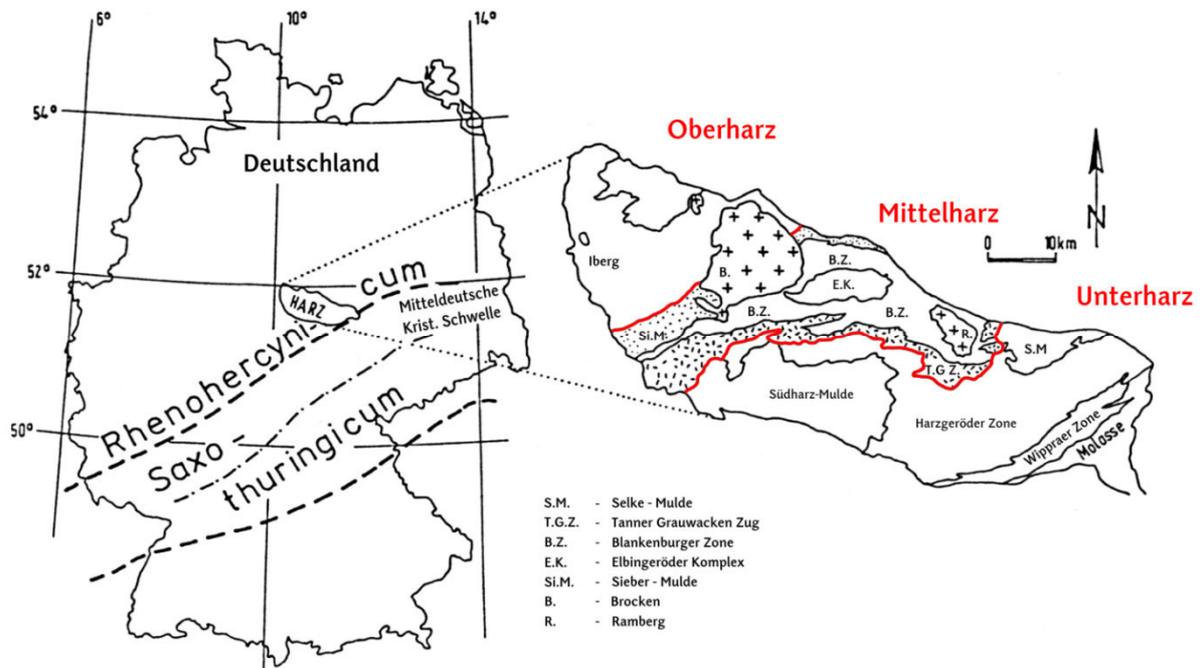


Abb. 4. Die Einheiten des Harzes und seine Position im Rhenohercynicum (verändert nach WELLER, 1991a).

Der Mittelharz wird in die vier Zonen Sieber-Mulde, Blankenburger Zone, Tanner Zone und Elbingeröder Komplex unterteilt. Von diesen vier Bereichen besitzt die Blankenburger Zone räumlich die größte Verbreitung. Die fazielle Sonderentwicklung (REICHSTEIN, 1959) des 18,0 x 4,5 km großen Elbingeröder Komplexes innerhalb der Blankenburger Zone beruht auf der Entstehung von vier Vulkanen innerhalb eines Meeresbeckens und der darüber liegenden Riffstruktur im Devon.

Die vier WSW-ENE streichenden Vulkanitrücken Neuwerker-, Braunesumpf-, Büchenberg- und Elbingeröder Sattel, welcher in der älteren geologischen Literatur noch als Königshütter Sattel bezeichnet wird, gehören zu den wichtigen tektonischen Elementen (RUCHHOLZ & WELLER, 1991)

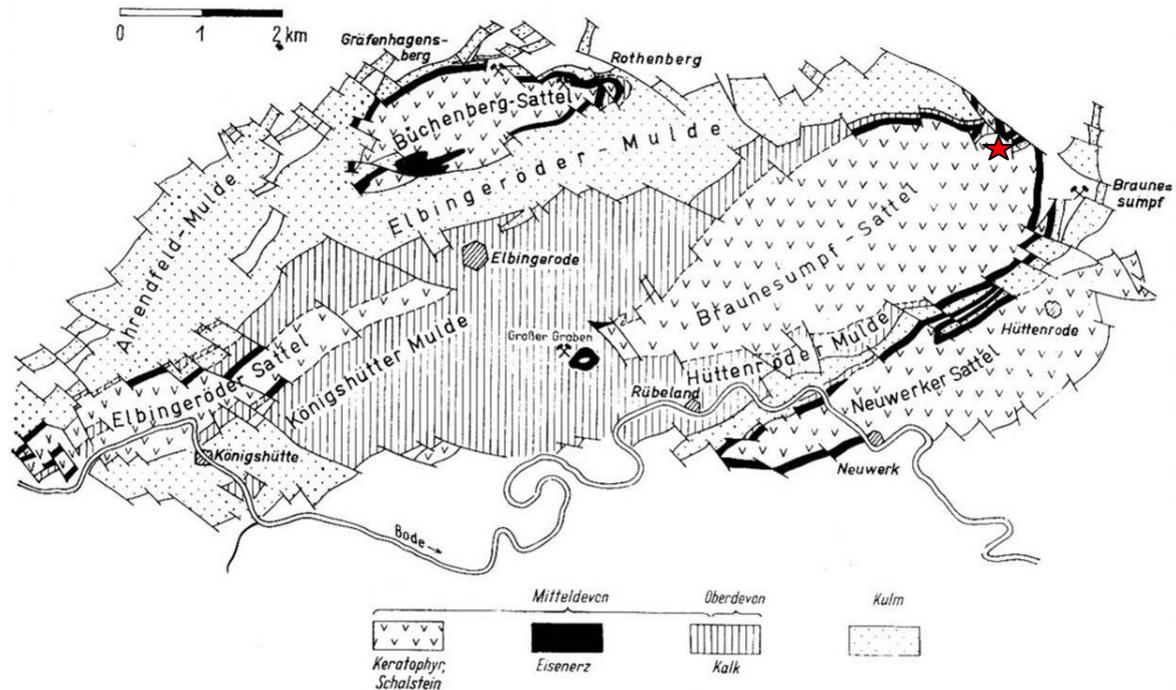


Abb. 5. Geologische Übersichtskarte des Elbingeröder Komplexes (nach ZÖLLICH, 1939; aus MÖBUS, 1966) mit der Lage des bearbeiteten Gebietes (Rechteck) und dem kleinen Vorkommen der Wissenbacher-Schiefer Formation (Stern).

Abb. 6 zeigt eine stratigraphische und lithologische Übersicht der Gesteine des Elbingeröder Komplexes vom Mitteldevon bis zum Unterkarbon (FRIEDEL, 1996).

Unter Berücksichtigung der Empfehlungen der Stratigraphischen Kommission (STEINIGER & PILLER 1999) wurden die Gesteine des Elbingeröder Raumes von WELLER (2003) in die folgenden sechs Formationen gegliedert:

- Wissenbacher Schiefer-Formation
- Elbingeröder Schalstein-Formation
- Elbingeröder Riffkalk-Formation
- Elbingeröder Buntschiefer-Formation & Cephalopodenkalke
- Elbingeröder Kulm-Formation
- Hüttenröder Olisthostrom-Formation

Die stratigraphisch ältesten Gesteine haben devonisches Alter und beginnen mit der Wissenbacher Schiefer-Formation, welche im gesamten Elbingeröder Komplex nur am Braunesumpf-Sattel in wenigen Aufschlüssen oberflächlich anstehen (Abb. 5). Die darauffolgenden auflagernden Gesteine der Elbingeröder Schalstein-Formation stehen auf den Rücken aller vier ehemaligen Vulkane an. Auf diese schließen die schwerpunktmäßig in dieser Arbeit untersuchten Karbonate der Elbingeröder Riffkalk-Formation an. Dafür wurde u. a. ein neu aufgenommenes Profil an der Grube Volkmar (STEIGER & LAPKE, 2005), welches im Liegenden mit verzerrten Vulkaniten beginnt und mit den älteren Einheiten der Außenriff-Sedimente endet, im Detail untersucht. Das Devon endet mit der Elbingeröder

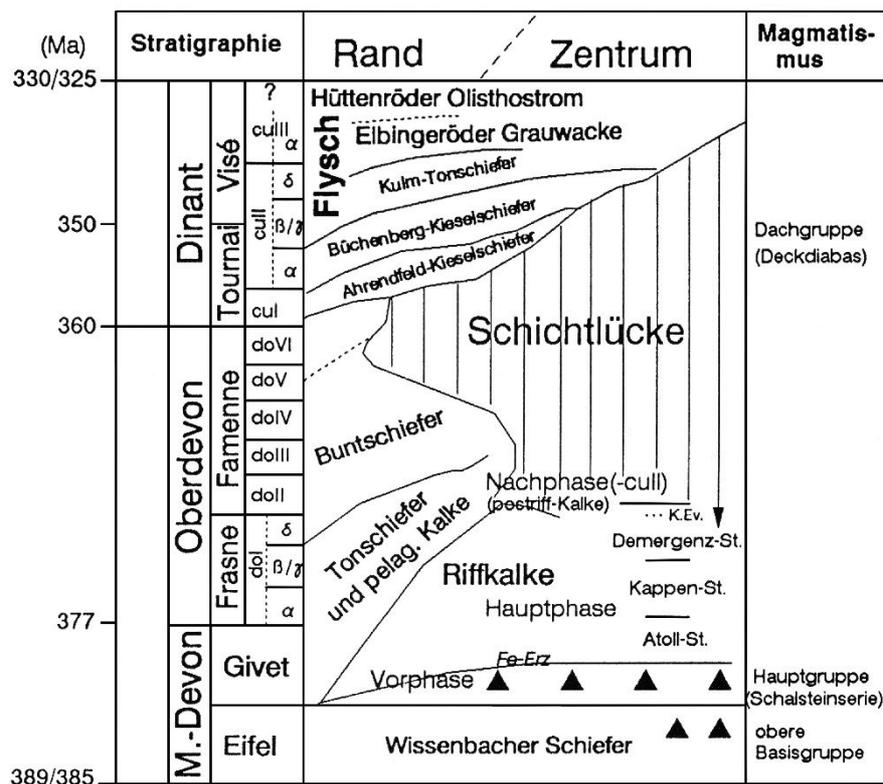


Abb. 6. Stratigraphisches Alter und lithologische Abfolge des Elbingeröder Raumes bis zum Unterkarbon (FRIEDEL, 1996).

Buntschiefer-Formation, die wahrscheinlich im Arbeitsgebiet nicht oberflächlich ansteht, wurde aber in mehreren Bohrungen nachgewiesen (vgl. Abb. 52 & 53).

Das Karbon ist durch die Elbingeröder Kulm-Formation vertreten. Ebenfalls karbonisches Alter haben die im NE-Bereich des Arbeitsgebietes zutage tretenden Sedimente der Hüttenröder Olisthstrom-Formation, die der Blankenburger Zone zugeordnet wird.

Im Perm schließlich führte eine W-E gerichtete großräumige Dehnung zu magmatischen Gangintrusionen, welche teilweise mehrere 10er Meter mächtig werden können. Diese als Mittelharzer Gänge bezeichneten Gangscharen durchziehen sowohl den Elbingeröder Komplex als auch die Blankenburger Zone (Übersicht in der Geologischen Karte 1:100 000, Landesamt für Geologie und Bergwesen, Halle, 1998).

1.5 Bergbaugeschichte im Gebiet um Volkmarskeller

Im gesamten Arbeitsgebiet sind vielerorts Relikte eines kleinräumigen Bergbaus auf Eisenerze sowie eines oberflächennahen Abbaus von Kalken, seltener von Grauwacken und Tonschiefern zu finden. Kleinere Abbaue der letzten Jahrhunderte sind heute meist weitgehend von Büschen und Bäumen überwachsen. Ab dem Mittelalter entstanden durch den technischen Fortschritt im Bergbau größere Pingen (mehrere 10er Meter im Durchmesser und bis maximal etwa 25 m Tiefe), welche trotz Wald bis heute noch deutlich zu erkennen sind. Im Arbeitsgebiet sind die Mittelbergpingen (Abb. 2 & Abb. 7) und die Grube Volkmar die größten ehemaligen Bergwerksbetriebe.



Abb. 7. Große Mittelbergpinge. Hier wurde vermutlich schon im frühen Mittelalter Erz und Marmor abgebaut. Die Gewinnung ist im 19. Jhdt. eingestellt worden (*Lage:* siehe Abb. 2).

Daneben existieren zahlreiche kleinere Abbaugruben aus verschiedenen Jahrhunderten, in welchen Eisenerz, aber auch Baumaterial gewonnen wurde. Häufig sind die sehr kleinen, nur wenige Meter tiefen und breiten Schürf- oder Abbaustellen der sog. Eigenlehnerbetriebe des 19. Jahrhunderts noch gut zu erkennen. Hierbei handelt es sich um einzelne Parzellen, welche eine Person oder eine Familie zugewiesen bekamen, um dort auf eigene Verantwortung nach Eisenerz zu suchen. Charakteristisch für diesen Abbautyp sind Stellen, an denen man eine Mulde und unmittelbar daneben eine kleine Abraumhalde findet (Abb. 8).



Abb. 8. Eigenlehner Hügel mit Schürfgrube und dazugehöriger kleiner Abraumhalde (*Lage:* eine von vielen Schürfgruben am Ibenrücken).

Die Abbaugelände des Altbergbaus konzentrierten sich auf den Raum Mandelholz / Büchenberg und das Gebiet um Volkmarskeller. Der Eggeröder Brunnen, welcher im Mittelalter noch als Egininkisrod bezeichnet wurde, wird schon im 9. / 10. Jahrhundert als Verhüttungsplatz erwähnt. Der nachgewiesene intensive Bergbau und umfangreiche Rodungen, welche in Verbindung mit der Verhüttung des Eisenerzes zu sehen sind, lassen auf ein mittelalterliches „Industriezentrum“ schließen. Dafür sprechen die bergbaulichen Relikte sowie die Schlacken- und Rennfeuerofenreste, die bei Volkmarskeller ausgegraben wurden (Internetseite des Fremdenverkehrsvereins Bodfeld / Harz e.V. (2007): <http://www.harzinfo.com>).

Eine zeitliche Zuordnung der Pingel am Mittelberg ist schwierig. Verschiedene Autoren vermuten, dass im 10. / 11. Jahrhundert ein Mann namens Volkmars mit seinen Brüdern Marmor bzw. Eisenerz abgebaut hat (Internetseite des Fremdenverkehrsvereins Bodfeld/Harz e.V. (2007): <http://www.harzinfo.com>). In dieser Zeit wurden ausschließlich die zu Tage ausstreichenden Erzlager mit einem durchschnittlichen Eisengehalt von 32-43% (MOHR, 1993) aufgeschürft. Der Verlauf der Erzlagerstätte von der Oberfläche bis zur Teufe hin bestimmte dabei den Fortgang der bergmännischen Gewinnungstätigkeit.

Geht man vom Eggeröder Brunnen etwa 1 km in nordöstliche Richtung in den Wald, so trifft man auf das Gebiet der Mittelbergpingel (Abb. 2). Die erste Pingel, welche sich nach einigen Warnschildern unvermittelt neben einem kleinen Forstweg eröffnet, ist zugleich auch die größte (Abb. 7). Es handelt sich um einen großen, offenliegenden Tagebau mit vier sichtbaren Sohlen. Diese Pingel ist zwischen dem 15. und 19. Jahrhundert entstanden.

Geht man in die gleiche Richtung weiter, so folgt eine etwas kleinere, versteckt zwischen Bäumen und Sträuchern, liegende Pingel. Hier sind noch größere Anlagen untertage erhalten geblieben. Im Südostteil dieser Pingel ist ein relativ geräumiger, untertägiger Weitungsbaubau vorhanden. Bewusst oder unbewusst wurden beim Herausarbeiten und Abbau der Eisenerze natürliche Schlotten und Hohlräume im Kalk angeschnitten, welche die Ableitung des Grubenwassers zusätzlich gewährleisteten. Ein bis zum Hauptweg vorgetriebener Entwässerungstollen endet unterhalb der Mittelbergpingel und mündet in den Klostergrund als Vorfluter (Abb. 2 & Abb. 9).



Abb. 9. Mundloch des Entwässerungstollens der ehemaligen Eisenerzgrube Mittelberg in Schalstein gehauen, direkt neben dem Klostergrund gelegen (die Höhe der Bergmannshacken entspricht 90 cm).

Im bearbeiteten Gebiet fand in der ehemaligen Grube Volkmar der zweite umfangreichere Erzabbau statt (Abb. 2). Erst Ende des 19. Jahrhunderts kam der bergmännische Betrieb abrupt zum Stillstand. Das Besondere an diesem Bergwerk ist der sehr steile, teilweise auch gefährliche Einstieg und Abstieg, welcher durch das steil einfallende Eisenerz bedingt wird.



Abb. 10. Stützpfeiler in der Grube Volkmar. Deutlich ist das ziegelrote, mit etwa 50° einfallende Eisenerzlager erkennbar.

Der Abbau in der Grube Volkmar folgte der mit 340° / 50° einfallenden Schicht des Eisenerzes. Um einen sicheren Abbau zu gewährleisten, wurden sog. Erzpfeiler stehen gelassen, die heute noch ein ungefähres Bild von den Schwierigkeiten des Schrägabbaus vermitteln (Abb. 10). Die

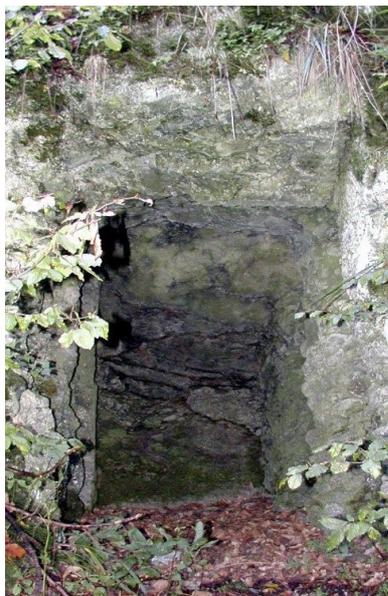


Abb. 11. In den Fels gehauenes Sprengstofflager (siehe Abb.2).

bis zu 4 m dicken, massigen Erzpfeiler stützen die Decke ab und bestehen vollständig aus dem ehemals abgebauten Erz. Das Bergwerk ist etwa 30 bis 40 m tief. Der Schrägabbau endet in einem tiefer führenden kleinen Mundloch, einem sog. Rolloch. Dabei handelt es sich um einen engen, geneigten Grubenbau, der zur Abförderung des gewonnenen Erzes durch seine eigene Schwerkraft diente. Das Rolloch mündet in den tiefer gelegenen Abbaustollen des kleinen Bergwerks. Direkt neben dem Hauptweg am Klostergrund endet der heute zugeschüttete Abbaustollen der Grube Volkmar (Abb. 2). Auffälligstes Merkmal des ehemaligen Mundlochbereiches ist eine kleine Karstquelle, welche dort heute entspringt. Auf der Höhe des Abbaustollens auf der gegenüberliegenden Seite des Klostergrundes befindet sich eine rechteckige, ausgearbeitete Vertiefung im anstehenden Fels (Abb. 11). Es handelt sich hierbei um die Reste des ehemaligen Sprengstofflagers, welches kurz vor der Schließung der Grube Volkmar errichtet

wurde. An solchen, auch im Sommer halbwegs kühlen Orten, sollte das 1866 von Alfred Nobel entwickelte Dynamit gelagert werden. Dieser neuartige Sprengstoff war ein gefährlicher und schwierig zu handhabender Sprengstoff, bei dessen Umgang immer wieder schwere Unglücke geschahen. Insbesondere konnte es bei unsachgemäßer Handhabung leicht zur ungewollten Zündung kommen.

Das abrupte Aus für die Grube Volkmar kam am 16. März 1893. An jenem denkwürdigen Tag explodierte aus zunächst ungeklärter Ursache insgesamt 5 kg Dynamit im weiter nordwestlich gelegenen Zechenhaus (Abb. 2). Vom Zechenhaus und dem kleineren angrenzenden Gebäude blieben nur die Grundmauern übrig (Abb. 12). Alle acht Bergarbeiter, die sich vor Arbeitsbeginn dort aufgehalten hatten, fanden dabei den Tod. Von der kleinen Belegschaft überlebten nur drei. Der damals ebenfalls zu Tode gekommene Aufseher und Sprengstoffverwalter wurde nach nur kurzen Ermittlungen seitens der Untersuchungsbeamten als Verbrecher und Mörder verurteilt und, wie damals für verurteilte Mörder üblich, außerhalb des Friedhofs in ungeweihter Erde bestattet (freundl. pers. Mitt. von Herrn Kämmer).



Abb. 12. Bereich des ehemaligen Zechenhauses. Da die Mauerreste stark überwachsen und kaum mehr zu erkennen sind, wurde zur besseren Orientierung eine helle, schraffierte Fläche über den Grundriss des Zechenhauses und des kleineren Nebengebäudes gezeichnet (siehe Abb. 2).

Erst über hundert Jahre später kam die Wahrheit ans Licht. Am 16.03.2006 gab es eine vom Bergverein Hüttenrode ausgerichtete Gedenkveranstaltung in der Naturhöhle Volkmarkeller (siehe folgender Abschnitt 1.5). Im Rahmen dieser Veranstaltung erläuterte der Referent Herr Lothar Thomaszewski die Ergebnisse seiner umfangreichen Nachforschungen der letzten Jahre. So hatte die Grube Volkmar zum Zeitpunkt des Unglücks kein Sprengstofflager bzw. keinen Sprengstoffkeller, in welchem das Dynamit sicher gelagert werden konnte. Das in den Fels gehauene Sprengstofflager (Abb. 11) wurde erst nach der verheerenden Explosion errichtet. Zu diesem Zeitpunkt wurde der Sprengstoff entgegen den Vorschriften im Zechenhaus gelagert. In langwieriger Arbeit konnte Lothar Thomaszewski den in kleinste Teile

zerborstenen Kanonenofen rekonstruieren, auf welchem das Dynamit unmittelbar vor dem Einsatz in der Grube erwärmt wurde. Thomaszewski kam aufgrund des Schadensbildes des Kanonenofens in Verbindung mit der damaligen Außentemperatur von $+8^{\circ}\text{C}$ zu der Feststellung, dass es sich nicht um ein Verbrechen, sondern um einen Unglücksfall als Folge des fahrlässigen Umgangs mit Dynamit gehandelt hat. Bald nach dem Unfall wurde das Bergwerk im Jahre 1894 geschlossen.

1.6 Die Höhle ‚Volkmarskeller‘

Volkmarskeller ist eine natürliche Karsthöhle, die künstlich erweitert wurde. Die Höhle liegt in einer Kalkklippe 20 m über dem Talboden des Klostergrundes. Die erste nachweisbare Nutzung erfolgte in der Mitte des 9. Jahrhunderts durch die Klausnerin Liutbirg. Im Jahre 950 wird urkundlich die Besiedelung der Höhle durch einen Einsiedler namens Volkmar erwähnt. Damit handelt es sich um die älteste schriftlich erwähnte Höhle des Harzes. Es wird erwähnt, dass die Gemeinschaft der Volkmarsbrüder durch Bearbeitung des Harzer Marmors in unmittelbarer Umgebung so viel Geld erwirtschaftete, dass sie eine kleine Kirche über der Höhle Volkmarskeller bauen konnte. Der Bischof v. Halberstadt weihte diese dem Erzengel Michael, und König Otto I. schenkte sie 956 dem Stift von Quedlinburg. Die Volkmarsbrüder arbeiteten mit den 1098 vom Benediktinerorden abgespaltenen Zisterziensern eng zusammen. Aus dem Quedlinburger Gut entstand ab 1146 / 47 das Zisterzienser-Kloster Michaelstein über der Höhle Volkmarskeller (Abb. 13).

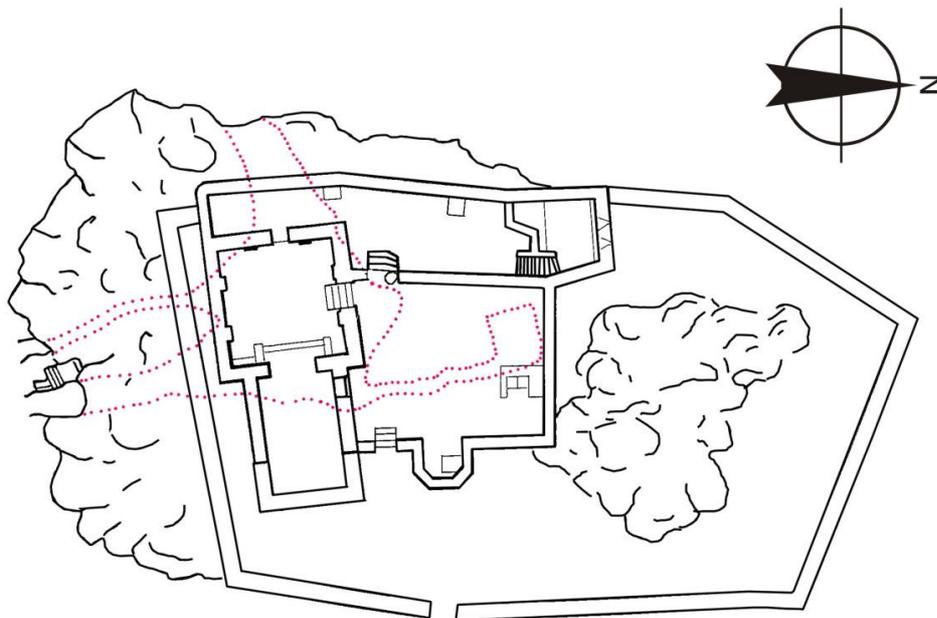


Abb. 13. Grundriss der Höhle (rote punktierte Linie) und des darüber liegenden Klosters nach der Schautafel am Wegesrand bei der Höhle. Der Hauptraum der Höhle ist in N-S Erstreckung etwa 5 m lang.

Die im Laufe der Jahrhunderte verfallene Höhle Volkmarskeller wurde in den Jahren 1884-1887 von Baurat Brinkmann wieder ausgegraben und zugänglich gemacht. Die Höhle war inzwischen schon so weit aufgefüllt, dass sie nur noch kriechend begangen werden konnte. 1927 wurde sie von Stolberg vermessen und 1933 von W. Biese beschrieben.

Am Südeingang erinnern noch zwei eingehauene Weihekreuze und eine in den Felsen gehauene Nische an die einstige sakrale Funktion. Durch einen begehbaren Deckenspalt in der

Haupthalle existiert eine direkte Verbindung zwischen Kloster und Höhle, welche allerdings heute durch ein Eisengitter verschlossen ist.



Abb. 14. Die beiden Südeingänge der Höhle mit einer in den Fels gehauenen Nische. Das Foto entstand am 3.10.2004, als die STEIGER Geomedia im Rahmen einer geologischen Wanderung zu einer Informationsveranstaltung in den Volkmarkskeller geladen hatte (Abb. 2).

2 Materialien und Methodik

2.1 Übersichtskarten, Satellitenbild und Bohrprofile

Für die Geländearbeit und als topographische Grundlage dienten vier Karten des Landesamtes für Landesvermessung und Datenverarbeitung Sachsen-Anhalt in Halle im Maßstab 1 : 10 000 aus dem Jahr 1997 (Blätter Wernigerode SO (M-32-10-D-a-2), Heimbürg (M-32-10-D-b-1), Rübeland (M-32-10-D-a-4) und Hüttenrode (M-32-10-D-b-3)).

Die Gauß-Krüger-Koordinaten der topographischen Karten haben noch das Krassowski-Ellipsoid mit dem 6° Meridian-Streifen-System als Grundlage, welches in den ehemaligen Ostblockländern einschließlich der DDR verwendet wurde. Nach der Wiedervereinigung beider deutscher Staaten 1990 hatte die Arbeitsgemeinschaft der Vermessungsverwaltung der Länder der Bundesrepublik Deutschland (AdV) 1991 empfohlen, bis zur Einführung des neuen, europaweit einheitlichen Bezugssystems ETRS 89 in den neuen Bundesländern das bisherige System weiterzuführen. Dennoch fand und findet allmählich die Umstellung auf das im damaligen Westdeutschland gültige Bessel-Ellipsoid statt.

Die Höhenangaben dieser Arbeit beziehen sich gemäß der Kartengrundlage auf den Kronstädter Pegel (HN), der 10 cm tiefer liegt, als das sonst übliche Bezugsniveau des Amsterdamer Pegels (NN).

Auf der Geologischen Karte von Blatt Blankenburg (1 : 25 000) befindet sich das Untersuchungsgebiet, welches zuletzt von O. H. Erdmannsdörffer, G. Fliegel, H. Schroeder, F. Herrmann und G. Beck 1905 / 1920 bearbeitet worden ist.

Die Geologische Karte 1 : 100 000 vom Harz des Geologischen Landesamtes Sachsen-Anhalt gibt einen guten Überblick.

Ferner wurde im Sommer 2015 ein Satellitenbild von der Internetseite Google-Earth heruntergeladen und in Corel Draw bearbeitet.

Die Bohrprofile, die in den Jahren 1962 bis 1967 hauptsächlich im östlichen Bereich des Kartiergebietes abgeteuft wurden, konnten von der Internetseite des Landesamtes für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (LAGB) heruntergeladen werden und flossen bei der Karte und den Profilschnitten mit ein. Im Gegensatz zur topographischen Karte sind diese bereits als Gauß-Krüger-Koordinaten unter Verwendung des Bessel-Ellipsoids mit 3° breiten Meridianstreifen archiviert.

2.2 Geländearbeit und Dokumentation

Bei der Geländeaufnahme sind die geologisch relevanten Werte mit einem Freiburger Gefügekompass aufgenommen und die Geländehöhen mit einem elektronischen Höhenmesser von Pretel (Alti plus S1) bestimmt worden. Zur besseren Erkennung der Kalke wurde 10 %ige Salzsäure verwendet. Die Gesteine und die darin enthaltenen Mikrofossilien sind im Gelände unter 10 und 20-facher Vergrößerung einer Taschenlupe angesehen worden.

Die Kartierung der geologischen Grenzen erfolgte anhand lithologischer und fazieller Merkmale. Fehlten Aufschlüsse, wie dies in den Kartiereinheiten Hüttenröder Olisthostrom, Tonschiefer und Grauwacke öfters der Fall war, wurde mit Hilfe von Lesesteinen sowie nach morphologischen Kriterien kartiert und die unter 2.1 erwähnten Bohrprofile verwendet.

Die Probennahme erfolgte an Aufschlüssen und durch Lesesteine. Durch Eigenlehner erfolgte kleinere Grabungen (siehe Kap. 1.4) waren hilfreiche zusätzliche Aufschlusspunkte und erleichterten die Interpretation von Lesesteinen. Außerdem konnte ein Säulenprofil in unmittelbarer Nähe der Grube Volkmar aufgenommen werden.

Im Gelände wurde die geologische Aufnahme im Maßstab 1 : 7500 durchgeführt. Aus den vier, unter Punkt 2.1 erwähnten topographischen Blattausschnitten entstand so von Hand eine neue, zusammenhängende Karte. Im Gelände erkennbare alte Wege und Pingen wurden mit Hilfe der Karte von Erdmannsdörfer (1920) ergänzt. Die eingescannte topographische Kartengrundlage wurde zusammen mit der im Gelände erarbeiteten Geologischen Karte mit dem Programm Corel-Draw 12 digitalisiert.

Aufschlussfotos und Abbildungen wurden mit Corel Photo-Paint 12 überarbeitet. Als Textverarbeitungsprogramm wurde Word 2002 und 2013 verwendet.

2.3 Probenpräparation für das Kathodolumineszenz-Mikroskop

Um die Genese der Zemente innerhalb der Erzbreccien zu untersuchen, wurde aus dem Profil ‚Grube Volkmar‘ eine repräsentative Gesteinsprobe vom Profilmeter 14,4 m und 14,6 m entnommen. Aus den Gesteinsproben wurden zwei polierte, nicht abgedeckte Dünnschliffe an der Technischen Universität Bergakademie Freiberg und an der Albert-Ludwigs-Universität Freiburg hergestellt.

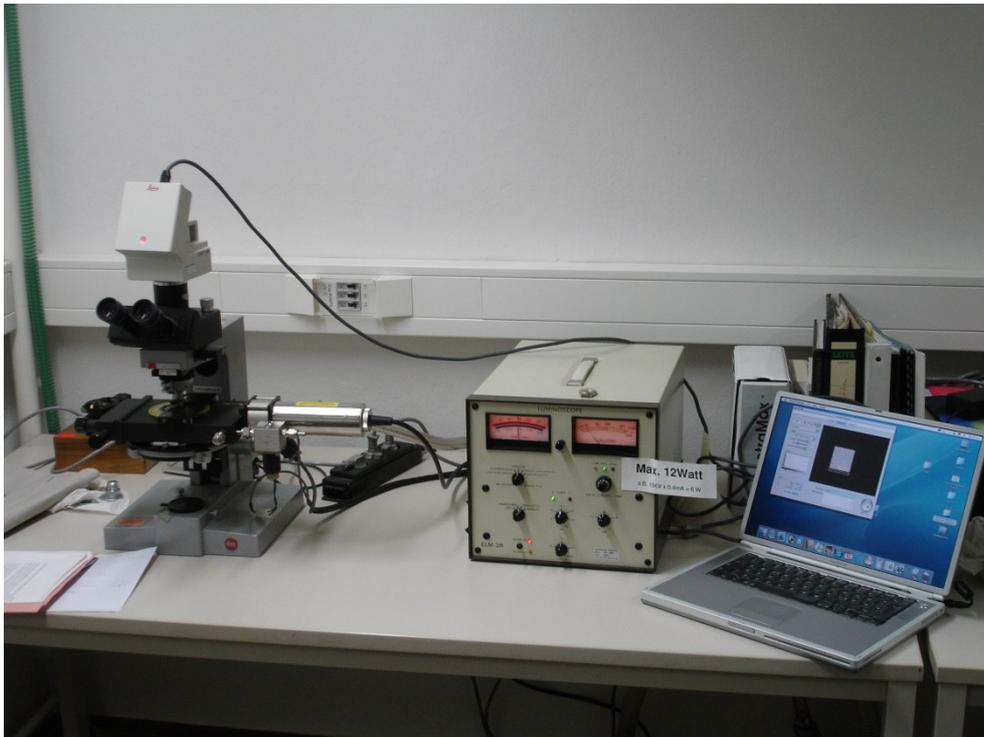


Abb. 15. Kathodolumineszenz-Mikroskop des mineralogisch-geochemischen Instituts der Universität Freiburg.

Die eigentliche Auswertung der Dünnschliffe erfolgte am mineralogischen-geochemischen Institut der Universität Freiburg an einem Heißkathodolumineszenz-Mikroskop der Firma Leitz mit der Bezeichnung ORTHOLUX II POL MK (Abb. 15). Zur Dokumentation stand eine Leica Kamera (DC 500) zur Verfügung. Die Aufnahmen wurden als Bilddateien im tif-Format abgespeichert.

3 Lithologie und Fazies

3.1 Kartiereinheiten und Karbonatklassifizierung

Die Zuordnung in Kartiereinheiten erfolgte nach lithologischen und paläontologischen Gesichtspunkten. Die Kartiereinheit wird zuerst beschrieben, um dann auf die Lithofazies einzugehen und die Gesteine zu interpretieren. Ferner wurde versucht, anhand der Fossilassoziation einen allgemeinen Überblick über die fossile Lebensgemeinschaft zu geben. Neben den eigenen Beobachtungen werden Vergleiche mit Beschreibungen aus der Literatur angestellt, um auf paläoökologische und -geographische Verhältnisse schließen zu können.

Die Elbingeröder Riffkalke des Arbeitsgebietes wurden anhand der mikrofaziellen Gliederung von WELLER (1991) unterteilt. Die Einteilung basiert auf unterschiedlichen Gefügemerkmalen wie Komponenten, Zemente oder Matrix sowie stratigraphischen Gesichtspunkten. Die Wellersche Einteilung stützt sich auf die klassische Karbonatklassifikation von FOLK (1959, 1974), DUNHAM (1962) und EMBRY & KLOVAN (1971).

3.2 Das Devon

Die im Devon auftretenden verschiedenen Stadien der vulkanischen Phasen sind mit der Bildung des Elbingeröder Riffkomplexes eng verzahnt. Aufgrund der komplexen Ablagerungsgeschichte soll an dieser Stelle erst kurz auf die geologische Entwicklung mit den verschiedenen Phasen und der verwendeten Nomenklatur nach AEHNELT & WELLER (2004) eingegangen werden:

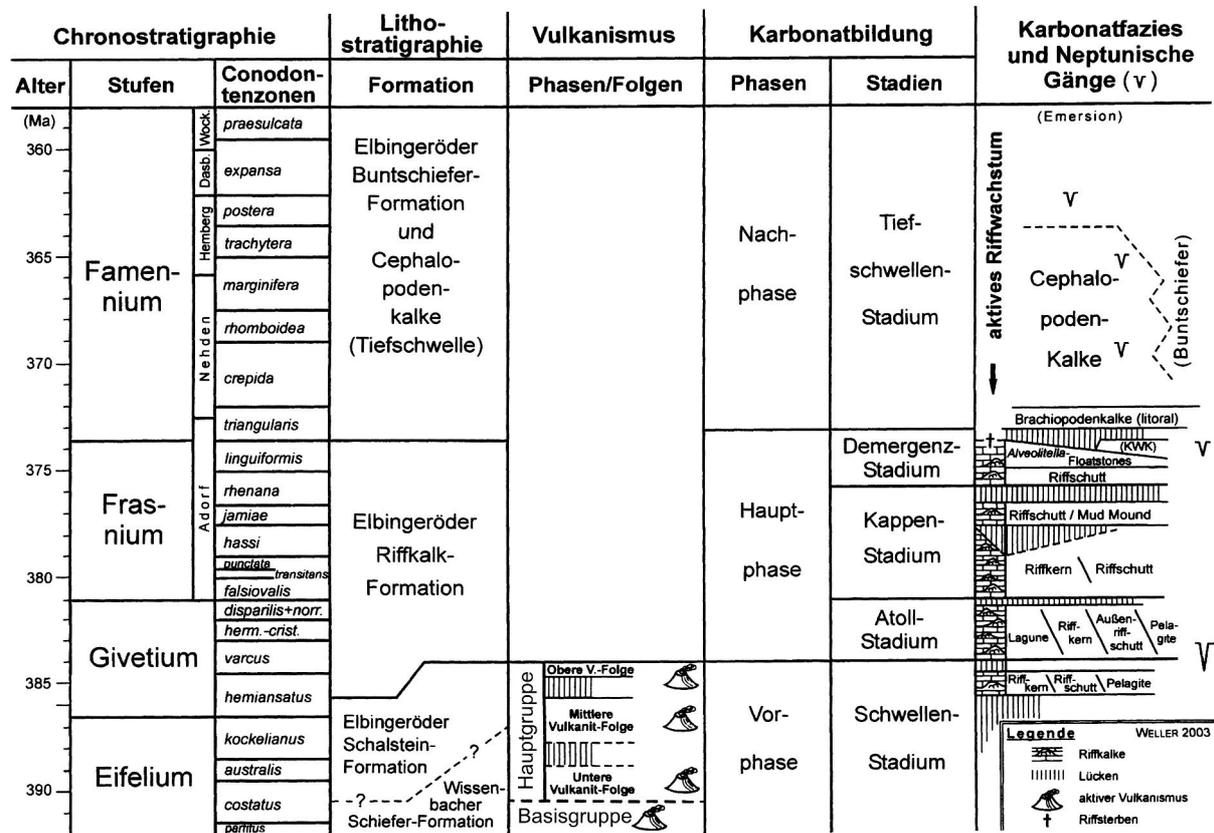


Abb. 16. Chrono-, Bio- und Lithostratigraphie, Vulkanismus und Riffkalkphasen im Elbingeröder Komplex, verändert nach AEHNELT & WELLER (2004).

Im Devon entstand bei den zwischen Laurentia und Gondwana gelegenen Terranen Armorica und Avalonia ein Ozeanbecken (TAIT et al., 1997), in dem sich an Kreuzungsbereichen von erzgebirgisch (NE-SW) streichenden Zerrspalten der kontinentalen Kruste und rheinisch (NNE-SSW) bis eggisch (NNW-SSE) streichenden Tiefenbrüchen ein submariner Spaltenvulkanismus entwickelte. Damit einher geht eine Änderung des Sedimentationsraumes im Elbingeröder Komplex: Auf die Sedimente der Wissenbacher Schiefer-Formation folgen vulkanische Ablagerungen. Nach KRAMER & WERNER (1994) und WERNER (1995) fallen die vulkanischen Gesteine in das Feld der Intraplattenbasalte, die hier eine komplette alkaline Gesteinsserie ausbilden (Basalt-Keratophyr-Assoziation).

Dieser ‚initiale Magmatismus‘ (Abb. 16), der die vier Elbingeröder Vulkane aufbaute, wurde von MUCKE (1973) in drei Einheiten aufgliedert. Die initialmagmatische Frühphase begann bereits im Silur (=untere Basisgruppe, im Elbingeröder Komplex nicht ausgebildet) und setzte sich im Unterdevon (= mittlere Basisgruppe, im Elbingeröder Komplex ebenfalls nicht ausgebildet) und im oberen Emsium bis frühen Eifelium (= obere Basisgruppe mit Spiliten und Keratophyren) mit immer kürzeren Abständen und größeren Fördermengen fort.

Die darauffolgende magmatische Hauptphase bildet die Schalstein-Formation (Abb. 16), welche Mächtigkeiten von 400 m bis 1000 m (ZÖLLICH, 1939) erreicht. Die Hauptgruppe wird nochmals in eine Untere, Mittlere und Obere Vulkanit-Folge unterteilt. Ihr Charakteristikum ist die absolute Unterdrückung der detritischen Beckensedimentation durch Vulkanite. Anhand von Conodontenfunden haben AEHNELT & WELLER (2004) die Vorphasenkalke, die Hauptphase und die Nachphase der Riffkalke datiert und konnten dadurch indirekt den Vulkanismus zeitlich einschränken (Abb. 16). AEHNELT & WELLER (2004) vermuten für die untere Vulkanit-Folge, die aus Spiliten und Keratophyren besteht, die hohe *costatus*- bis *australis*-Zone (*Polygnathus costatus* und *Tortodus kockelianus australis*; mittleres Eifelium).

Die mittlere Vulkanit-Folge ist am weitesten im Elbingeröder Raum verbreitet und erreicht innerhalb der Hauptgruppe die größten Mächtigkeiten. AEHNELT & WELLER (2004) nehmen an, dass sie bereits in der hohen *kockelianus*-Zone (*Tortodus kockelianus kockelianus*; oberes Eifelium) beginnt und bis in die tiefen Bereiche der *hemiansatus*-Zone (*Polygnathus hemiansatus*) dauert. Die mittlere Vulkanit-Folge besteht ausschließlich aus basischen Effusiva / Subeffusiva (Spilite und deren Vulkanoklastite). Im Hangenden dieser Folge entstand ein erstes, relativ geringmächtiges Erzlager, das sog. ‚Schalsteinlager‘ (KOCH, 1895). Diese frühen Erze werden zu den Roteisenerzen des Lahn-Dill Typs gezählt. Da die Vulkane zum Ende der mittleren Vulkanit-Folge nahe an der Wasseroberfläche waren (< 30 m), eventuell sogar partiell aufgetaucht waren (AEHNELT & WELLER, 2004), bildeten sich manchmal über dem Schalsteinlager erste crinoidenreiche, stromatoporen- und korallenführende Kalke der Vorphase.

Die obere Vulkanit-Folge setzt in der unteren *varcus*-Zone (*Polygnathus varcus*) nach einer Ruhephase mit vier kurzzeitig aufeinander folgenden Keratophyr-Ergüssen ein. Das ‚Haupterzlager‘ vom Lahn-Dill-Typ entstand nach der Bildung der Oberen Vulkanit-Folge, kann aber über den Gesteinen der oberen, mittleren oder unteren Vulkanit-Folge liegen. Zeitgleich mit der Bildung des Haupterzlagers begann die Hauptphase der Riffentwicklung.

Die Hauptphase wird in ein Atollstadium, ein Kappenstadium und ein Demergenzstadium unterteilt und reicht bis zum Ende des Frasnium (Abb. 16). Im Atollstadium (mittlere *varcus*-Zone bis Ende Givetium) entstehen die Lagunenkalke, die mit 600 m die mächtigste Einheit der Riffkalke bilden. Ferner werden Riffkernkarbonate und Außenriffschutt abgelagert. In distalen Bereichen um den Elbingeröder Riffkomplex sedimentieren parallel dazu Pelagite.

Während des Kappenstadiums (unteres bis mittleres Frasnium) dominieren vor allem Riffschuttkalke seltener auch Mud Mounds (WELLER, 1991a; WELLER, 2003). In dieser Phase lagerten sich während eines ersten stärkeren Meeresspiegelanstieges die Kellwasserkalke im Harz ab. Zeitgleich ‚ertrank‘ das Riff und blühte erst in der *rhenana*- bis *linguiformis*-Zone (*Palmatolepis rhenana* und *P. linguiformis*) des oberen Frasniums im Demergenzstadium nochmals auf. Während des weltweiten Meeresspiegelanstiegs an der Frasnium / Famennium-Grenze kam es zum ‚Kellwasser-Event‘ und das Riffwachstum im Elbingeröder Komplex endete schließlich vollständig.

Im unteren Famennium wurden während der Nachphase der Karbonatbildung geringmächtige Flach- und Tiefwasserkalke der Elbingeröder Buntschiefer-Formation und Cephalopodenkalk abgelagert (Abb. 16). Ab dem höheren Famennium bis zum Ende des Tournaisium lagern sich die Kalke nicht mehr als zusammenhängendes Sedimentpaket ab, sondern nur noch in Form von karbonatischen Spaltenfüllungen (= neptunische Gänge), welche in den ehemaligen Riffkörper eingeschnitten sind. Auf den Schwellenflanken und im

umgebenden Becken lagern sich während des gesamten Famennium grün und rot gefärbte Buntschiefer ab, die einen ruhigen bathyalen Ablagerungsraum darstellen (MOHR, 1993).

3.2.1 Wissenbacher Schiefer-Formation

3.2.1.1 Wissenbacher Schiefer (Tonschiefer)

Zeitabschnitt: Emsium bis Eifelium

Lithofazies:

Im Bereich der als Wissenbacher Schiefer kartierten Bereiche finden sich fast keine Aufschlüsse. Allerdings ist der Wald in diesem Bereich häufig vernässt. Kleinere Vorkommen, die durch entwurzelte Bäume entstanden sind, zeigten einen bindigen, meist entkalkten, tonigen Waldboden, welcher auf einen tiefgründig verwitterten Tonstein schließen lässt. Beim Wissenbacher Schiefer selbst handelt es sich um einen kalkigen Tonstein. Aufgrund seiner leichten Verwitterbarkeit findet man diesen nur in Wegeinschnitten anstehend und selten als Lesestein. Die beobachteten Tonschiefer sind dunkelgrau-schwarz und verwittern hellgrau-bräunlich. Schichtflächen sind allenfalls durch undeutliche, verwischte Farbänderungen zu erkennen.

Die Wissenbacher Schiefer stellen die ältesten Sedimente des Elbingeröder Raumes dar und streichen im Silberborntal in der SE-Ecke des Arbeitsgebietes aus. Nach NAGEL (1991) setzt sich der Wissenbacher Schiefer aus Quarz, Calcit, Muskovit (Serizit) und Plagioklas zusammen. Er kann Pyrit oder organisch-bituminöse Substanz eingelagert haben. Aufgrund des Karbonatgehaltes von etwa 19% ist das Gestein nach FÜCHTBAUER (1970) als karbonatischer Tonstein anzusprechen.

3.2.1.2 Keratophyr (Vulkanite)

Zeitabschnitt: Emsium bis Eifelium

Lithofazies:

In der SE-Ecke des untersuchten Gebietes konnten zwei Vorkommen von Keratophyr auskartiert werden. Beim Anschlag brechen sie splittrig. Die frischen Bruchflächen zeigen eine helle- bis mittelgraue Grundfarbe, welche auch ins grünliche bzw. bräunliche gehen kann.

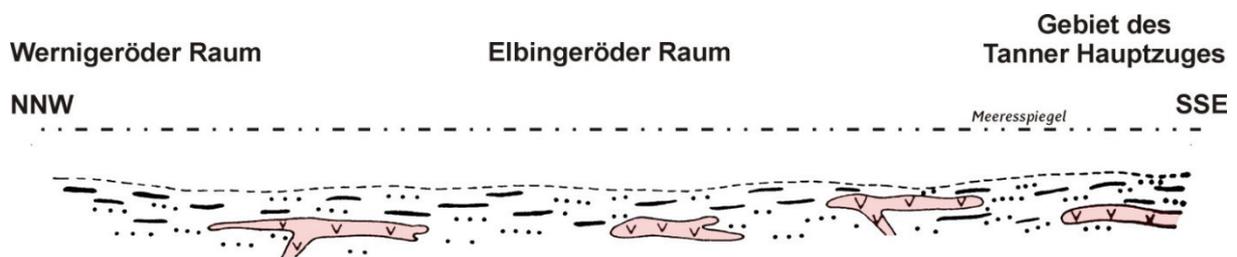


Abb. 17 Verwitterter Keratophyr-Lesestein mit frischen Bruchflächen (*Fundort: N vom Silberbornsgrund*).

Die grünlichen bzw. bräunlichen Farbvarianten werden auf unterschiedliche Anteile von Chlorit bzw. Hämatit zurückgeführt. Da auch unter starker Vergrößerung keine mineralischen Komponenten erkannt werden können, kann die Matrix als aphanitisch bezeichnet werden. Der Keratophyr hat eine limonitische, gelblich braune Verwitterungsfarbe (Abb. 17). Das Gestein steht nur an wenigen Stellen an, meist wurden nur Lesesteine gefunden.

3.2.1.3 Interpretation der Wissenbacher Schiefer-Formation

Die Wissenbacher Schiefer-Fazies bildet nach allgemeiner Ansicht das Unterlager der mächtigen vulkanogenen Serie des Givetium. BORSDORF (1978) sieht die Tonschiefer nach einer geochemisch sedimentologischen Analyse als Stillwasserbildungen in küstenfernen Senkungstrogteilen des rhenoherynisch-variszischen Beckens an, die insgesamt der Gyttja-Fazies zuzuordnen sind. AEHNELT & WELLER (2004) nehmen eine Wassertiefe von mehreren hundert Metern an. NAGEL (1991) konnte anhand von Tentakulitenfunden die Vorkommen im Silberborntal, für die bisher Eifelalter angenommen wurden (BORSDORF 1971), in das oberste Emsium bis tiefe Eifelium einordnen. Die Mächtigkeit der Wissenbacher Schiefer-Formation wird nach Durchsicht einiger Bohrprofile aus dem bearbeiteten Gebiet bzw. östlich davon auf mindestens 250 m geschätzt.



Wissenbacher Schiefer-Formation (Eifelium)

Abb. 18. Faziesentwicklung zur Zeit der Wissenbacher Schiefer-Formation im untersten Eifelium (nach REICHSTEIN, 1964). Die Vulkanite der oberen Basisgruppe (rot eingefärbt) drangen in die Tonschiefer der Wissenbacher Schiefer-Fazies ein, bzw. flossen effusiv aus.

Während in der unteren und mittleren Basisgruppe die vulkanischen Aktivitäten noch gering sind, entfällt die Hauptmasse der Förderprodukte auf die obere Basisgruppe (Abb. 16) im Eifelium in einer Zeitspanne von ca. 2 Millionen Jahren und unterbrach zeitweise die Sedimentation der Wissenbacher Schiefer (MUCKE, 1973). Mit zunächst noch vereinzelt Keratophyr-Ergüssen innerhalb der oberen Basisgruppe (Abb. 18) setzte im höheren Untereifel der Aufbau eines vulkanischen Reliefs ein. Bei der Auswertung der Bohrung Silberborn 58 (BORSDORF, 1971 & 1978; zur Lage siehe auch Geologische Karte des ehem. Bergbaugebietes um Volkmarskeller im Anhang) konnte BORSDORF (1971) zwei verschieden alte submarine Vulkanergüsse feststellen. Der ältere besitzt eine Mächtigkeit von ca. 50 m, während der jüngere Erguss ungefähr 22 m mächtig ist. Oberflächlich aufgeschlossen ist nur der jüngere Vulkanit (Abb. 17). Nach MUCKE (1973) stellen die Wissenbacher Schiefer am Braunesumpf-Sattel nicht den normalen Sattelkern, sondern eine durch Aufschiebungen emporgehobene Teilschuppe dar. Dies würde das einzige Vorkommen der ältesten Gesteine im Elbingeröder Komplex erklären.

3.2.2 Elbingeröder Schalstein-Formation

3.2.2.1 Spilite / Aschentuffe / Eisenerze (Vulkanite & Vulkanochemite)

Zeitabschnitt: Eifelium bis Givetium

Die Bergleute führten für die uneben schiefrigen, grünlichen Gesteine im Liegenden der mitteldevonischen Eisenerzlager aufgrund ihrer schaligen Absonderung nach der Schieferungsebene den rein beschreibenden Begriff Schalstein ein. Nach MUCKE (1973) umfasst die Schalstein-Formation als lithostratigraphische Einheit eine Wechsellagerung von sauren Keratophyren (die Keratophyre der Schalstein-Formation wurden im bearbeiteten Gebiet nicht angetroffen), basischen Spiliten (früher: Diabasmandelstein) und den dazugehörigen vulkanoklastischen Komponenten. Die Vulkanite wurden durch hydrothermale Wässer diagenetisch verändert und so von einer leichten Regionalmetamorphose überprägt.

Lithofazies:

Die Schalsteine sind fast im ganzen südlichen Bereich des Arbeitsgebietes aufgeschlossen. Es konnten die Spilite sowie deren Vulkaniklastite, hierbei handelt es sich u. a. um Aschentuffe und Breccien, unterschieden werden. Bei den Spiliten handelt es sich um dunkelrote oder graugrüne dichte Gesteine mit weißen, mit Calcit, seltener mit Quarz ausgefüllten Blasen Hohlräumen. Bei stärker angewitterten Lesesteinen ist der Calcit meist herausgewittert und die Blasen Hohlräume sind wieder deutlich zu erkennen. Die dunkelrotviolette Farbe wird auf Hämatiteinlagerungen zurückgeführt (Abb. 19), während eine grünliche Grundfärbung für Chlorit spricht.

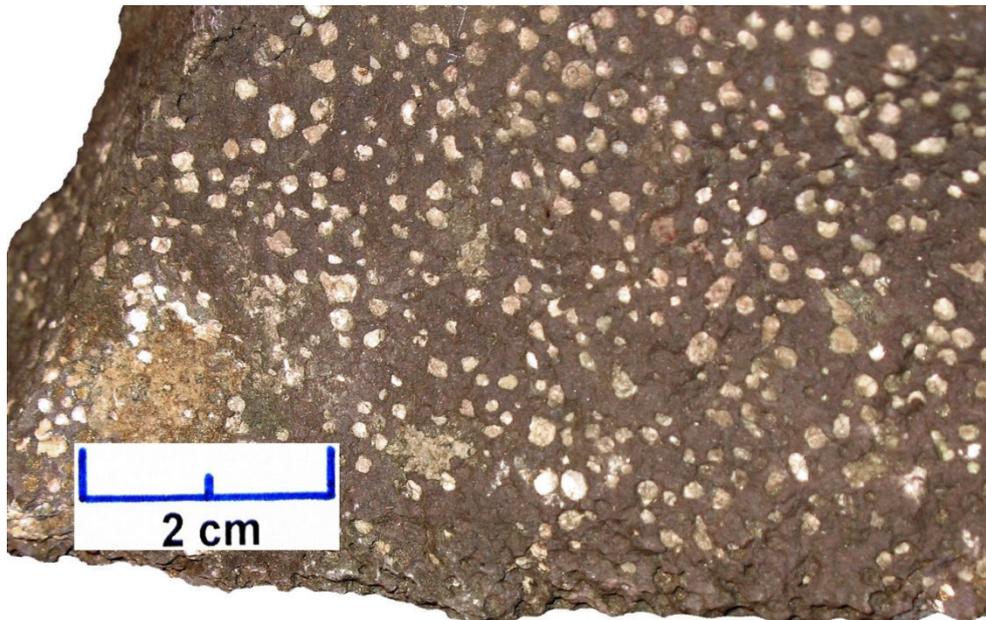


Abb. 19. Spilit mit dunkelrotvioletter Matrix und hellen, calcitischen Blasenfüllungen (*Fundort:* Südlich des Klostergrundes, in der Nähe der Ibenklippen).

Seltener konnten dunkelgraue bis hellgraue Breccien gefunden werden, welche häufig ein diamiktisches Gefüge haben (Komponenten: mm bis mehrere cm Ø). Stellenweise kommen, wie im Liegenden vom Profil ‚Grube Volkmar‘ (Abb. 31a) auch feinschichtig eingeregelter, kantige, hellgraue bis weißliche Komponenten vor. Neben diesen gröberen Vulkaniklastiten gibt es den laminierten bis feingeschichteten Aschentuff zwischen der Höhle Volkmarkeller und der Grube Volkmar (Abb. 20). Dieses ungewöhnliche Gestein stellt eine Besonderheit im

Elbingeröder Komplex dar und kommt nur etwas oberhalb des Klostergrundes in einem wenige 10er Meter mächtigen Aufschluss vor. Der sehr harte Aschentuff zeigt einen deutlichen Farbwechsel von grün nach hellgrau bis graugrün im mm bis cm Bereich. In diesen Schichten sind kugelförmige, diffuse Knollen eingeschaltet. Teilweise lassen sich die einzelnen Laminae durch die Knollen weiterverfolgen, häufiger löst sich aber die Schichtung im Inneren der Knollen auf. Laminae und Feinschichtung sind im näheren Umfeld der Knollen stark nach oben bzw. unten deformiert. Meist ist die Unterseite einer einzelnen Knolle mehr diffus und die Oberseite scharf vom Umgebungsgestein abgegrenzt. Die Kontakte einzelner Lagen sind teilweise sehr scharf, teils sind die Übergänge diffus und wellig. Stellenweise kann eine leicht wellige Schichtung beobachtet werden.



Abb. 20. Laminiertes bis feingeschichtetes Aschentuff mit Calcitknollen aus dem Bereich des Klostergrundes (*Fundort*: oberhalb des großen Teiches von Volkmarkeller).

Die basalen Teile des Roteisenstein-Lagers gehören ebenso zu dieser Kartiereinheit. Normalerweise befinden sie sich an der Grenze zu den nächst jüngeren Kartiereinheiten, den Riffkalken (siehe Kap. 3.2.3 und liegender Teil des Profils ‚Grube Volkmar‘, Abb. 31a). Bei diesem Gestein handelt es sich um die bergmännisch abgebauten Eisenerze. Sie sind nor-

malerweise dunkelrot, rostrot bis schwarzbraun. Häufig eingelagerter Quarz lässt sie sehr hart und spröde werden (Abb. 21 & 22). Die Mächtigkeit der Gesamtmineralisation beträgt in der Regel vom hangenden Kalkdach bis zum \pm unvererzten Liegenden 15 bis 20 m. In seltenen Fällen wurden Mächtigkeiten bis zu 45 m erreicht (STEDINGK, 2002). In der Grube Volkmar ist die Schicht 3 bis 4 m mächtig. Heute sind die Eisenerze weitgehend abgebaut. In der Grube Volkmar existieren noch Erzvorkommen (z. B. in Form von Stützfeilern, welche vollständig aus Erz bestehen, Abb. 10). In den größeren Pingen können häufiger noch einzelne Erzbrocken oder mit Hämatit und Magnetit vererzte Bereiche im anstehenden Gestein gefunden werden. In den kleineren Pingen der Eigenlehnerbetriebe ist das Eisenerz häufig nahezu vollständig abgebaut.

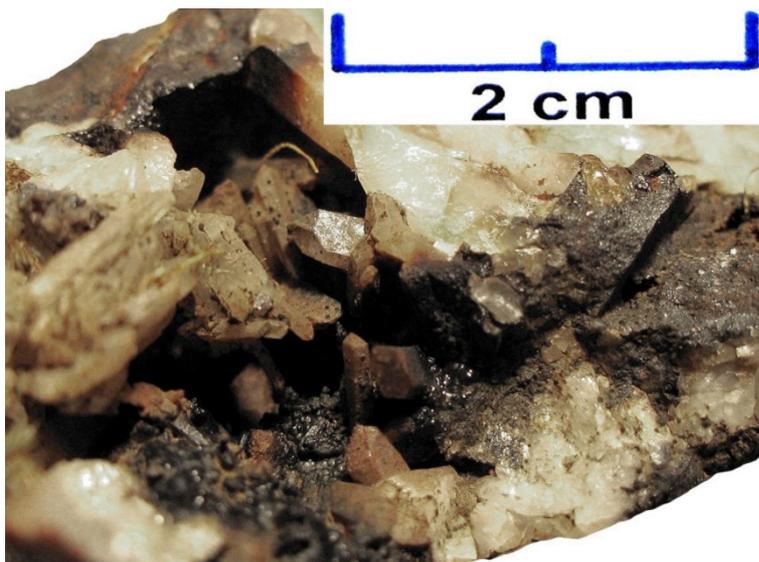


Abb. 21. Dunkelbraunes Eisenerz mit Magnetit und Quarzkristallen. Der Erzbrocken stammt von der kleinen Mittelbergpinge aus dem Unterlager der Riffkalke.

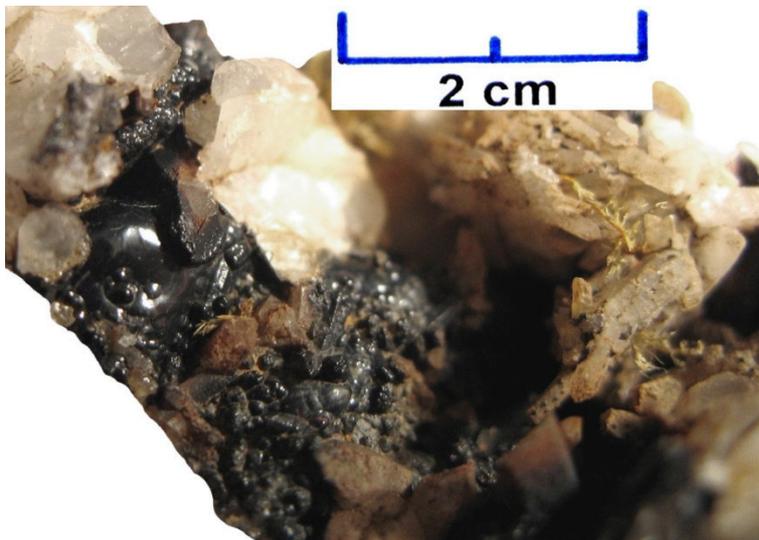


Abb. 22. Schwarzer Glaskopf mit Magnetit und hellem Quarz. Der Erzbrocken stammt von der kleinen Mittelbergpinge aus dem Unterlager der Riffkalke.

Spilite, Vulkaniklastite (Breccien und Aschentuffe) sowie die Eisenerze ließen sich zwar im Gelände gut unterscheiden, werden aber im Rahmen dieser Arbeit unter der Elbingeröder Schalstein-Formation als ‚Spilite / Aschentuffe / Eisenerze‘ zusammengefasst und kartiert.

diese Lösungen in engem Zusammenhang mit der räumlichen Nähe der Vorphasenkalken. Während der frühen Diagenese und Kompaktion waren die Kalkkonkretionen widerstandsfähiger und wurden nicht so stark zusammengedrückt. In der Folgezeit fand durch diagenetische Prozesse eine Verkieselung dieser Ablagerungen statt, was eine Konservierung des Ablagerungsgefüges bedingte.

Die Alterationsprozesse haben besonders die vulkaniklastischen Gesteine betroffen, die primär zu einem hohen Anteil aus vulkanischem Glas bestanden. Dieses war sehr reaktionsfreudig und wurde bei basaltischen Vulkaniklastiten zu einem Gemenge aus Chlorit und Leukoxen umgewandelt (FLICK et al., 1990). Die basaltischen Vulkaniklastite sind aus diesem Grund in verschiedenen Grüntönen gefärbt. In der Umgebung von Roteisensteinvererzungen ist darüber hinaus eine Hämatitisierung der Abfolgen zu beobachten.

Die Eisenerze der Elbingeröder Schalstein-Formation gehören zu den Vulkanichemiten. Es handelt sich dabei um Vulkanite, welche mittels hydrothormaler, eisenreicher Lösungen (KNAUER, 1960; DAVE, 1963) bzw. durch Exhalationen (MÜLLER, 1978) beeinflusst wurden. Nach MÜLLER (1978) bilden die hämatitischen Eisenerzlager mit den kieseligen Ausfällungsprodukten der Exhalationen den sog. ‚roten Stein‘ (vgl. Stützpfiler aus Erz, Abb. 10). Immer weitere Bereiche des Elbingeröder Vulkangebietes erreichten die Meeresspiegelhöhe. In Verbindung mit dem einsetzenden Riffwachstum und den eisenreichen Lösungen bildete Rotcalcit ein charakteristisches Mineral vieler Laven und Vulkaniklastite im Grenzbereich zu den Riffkalken. Nach MUCKE (1973) ist Calcit in den Vulkanichemiten als auch in der Matrix der Vulkaniklastiten der dominierende Bestandteil. Bei den Erzen handelt es sich um Vorkommen von hämatitischem Eisen. Offenbar besteht ein Zusammenhang zwischen Mächtigkeit der Vererzung und den überlagernden Gesteinen. Nach REICHSTEIN (1959) ist die Mächtigkeit des Eisenerzes geringer, wenn die mittlere Vulkanit-Folge von der oberen überlagert wird. Die sedimentären Eisenerze des Lahn-Dill-Typs werden im folgenden Kapitel erläutert.

3.2.3 Elbingeröder Riffkalk-Formation

3.2.3.1 Riffkalke

Zeitabschnitt: Givetium bis Frasnium

AEHNELT & WELLER (2004) gliedern die Riffkarbonate in eine Vorphase mit Schwellenstadium, eine Hauptphase mit Atollstadium, Kappenstadium und Demergenzstadium, und eine Nachphase mit Tiefschwellenstadium (Abb. 16). Die einzelnen Phasen werden durch charakteristische Sedimente in den jeweiligen Faziesräumen gekennzeichnet.

Lithofazies:

Styliolinenwackestone

Dieses karbonatische Gestein hat im frischen Anschlag eine gleichförmig dunkelgraue Farbe. Im angewitterten Zustand sieht es hellbraun bis beige aus. Der Bruch ist splittig. Bis auf etwa 1 bis 2 mm große Styliolinen ist der Kalkstein fossilfrei. Nach der Dunham-Klassifikation handelt es sich um einen Wackestone.

Karbonaterz

Das Karbonaterz hat auf frischen Flächen eine ziegelrote bis violettrote Grundfärbung, welche auf die Einlagerung von feindispers verteiltem Hämatit zurückgeführt wird. Die Verwitterungsfarbe ist dunkelrotbraun bis rotbraun. Der Karbonatgehalt kann stark schwanken. Selten kann man noch die ursprüngliche Schichtung in verschiedenen Rottönen zu erkennen, manchmal variieren die Rottöne wolzig. In tektonisch stärker beanspruchten Bereichen kommen 1 bis 2 mm breite weiße und gelbliche Calcitadern vor.

Hämatitschüssiger Riffschutt

Das Gestein verwittert hellbraun bis hellgrau (Komponenten wie Korallenbruchstücke) bzw. hell- bis dunkelbraun, limonitfarben, rotbraun oder grau (hängt vom Hämatitgehalt der Matrix ab). Eine rein karbonatische mikritische Matrix ist selten; meist ist sie vollkommen ausgewaschen und durch Fe-haltigen calcitischen Zement ersetzt. Abb. 24 zeigt einen Riffschutt, dessen Matrix nahezu vollständig durch Hämatit ersetzt wurde; es gibt silbrig glänzende Bereiche, welche aus Magnetit bestehen. Charakteristischerweise kommt das Gestein zusammen mit dem Erzhorizont (Lagerhorizont) vor.



Abb. 24. Die Matrix dieses Riffschutts besteht zum überwiegenden Teil aus Hämatit; silbrig glänzende Bereiche bestehen überwiegend aus Magnetit (ein kleiner Magnet bleibt bereits hängen). Die Komponenten werden aus Bruchstücken von Bivalven, Stromatoporen, Korallen und Crinoidenresten gebildet (*Fundort:* Große Mittelbergpinge).

An Fossilien wurden riffbildende Organismen wie Stromatoporen und Korallen (*Heliolites*, *Battersbyia declarata*) und Crinoidenreste häufig beobachtet. WELLER (1991a) beschreibt ferner Bryozoen, Brachiopoden und selten vorkommende Trilobitenreste. Bei dem wenig sortierten Riffdetritus-Kalkstein handelt es sich nach der Dunham-Klassifikation um bioklastische Float- und Rudstones.

Arenit

Dieses Karbonatgestein verwittert grau bis braungrau. Frische Bruch- und Schnittflächen sind eher hellgrau bis mittelgrau gefärbt. Die Matrix ist sparitisch bis schwach mikritisch. Hauptbestandteil des Gesteins sind mikritische Lithoklasten. Größere Komponenten wie Fossilien wurden nicht gefunden. Eine Schichtung bzw. Wechsellagerung von feineren und

etwas größeren Lagen kann häufiger beobachtet werden. Der Arenit ist als einzelne cm bis dm mächtige Lagen in den Riffkalk eingeschaltet und bildet manchmal wellige, lokal begrenzte Lagen, die als Ablagerungen aus Untiefen oder als Tempestitlagen gedeutet werden können. Nach der Dunham-Klassifikation wird das Gestein als lithoklastischer Grainstone angesprochen.

Crinoidenkalk

Der Crinoidenkalk hat auf frischen Bruchflächen eine hellbeige, schwach rötliche Färbung. Die Verwitterungsfarbe ist braun. Die Komponenten bestehen zum überwiegenden Teil aus grauen bis schwach rötlich gefärbten Trochiten (wenige mm bis cm Größe), die bioarenitische Matrix ist hellbeige gefärbt. Der Crinoidenkalk ist gelegentlich in Riffschuttkalken ohne scharfe Grenzen eingelagert. Nach der Dunham-Klassifikation handelt es sich um bioklastische bzw. crinoidenreiche Wackestones, Packstones oder Floatstones.

Biodetrituskalk

Hierbei handelt es sich um einen häufig weißlich bis hellgrau, seltener gelblich-bräunlich verwitterten Kalkstein. Frische Bruch- und Schnittflächen sind von der Grundfarbe her grau (Abb. 25). Die mm bis mehrere cm großen Komponenten bestehen aus wenig gerundeten Bruchstücken von rugosen und tabulaten Korallen, Stromatoporen und Crinoiden. Seltener werden Bivalven- oder Brachiopodenbruchstücke gefunden. Die Komponenten sind überwiegend weißlich-grau oder können seltener schwach rötlich sein. Die Matrix ist arenitisch, kann aber auch größtenteils ausgewaschen und durch Sparit ersetzt worden sein. Selten zeigen die Bioklasten eine Orientierung, es handelt sich vielmehr um eine zufällige Verteilung, also um unsortierten, unregelmäßigen Biodetritus. Dieser Riffkalktyp war im Arbeitsgebiet am weitesten verbreitet. Nach der Dunham-Klassifikation handelt es sich um Float- bis Rudstones.

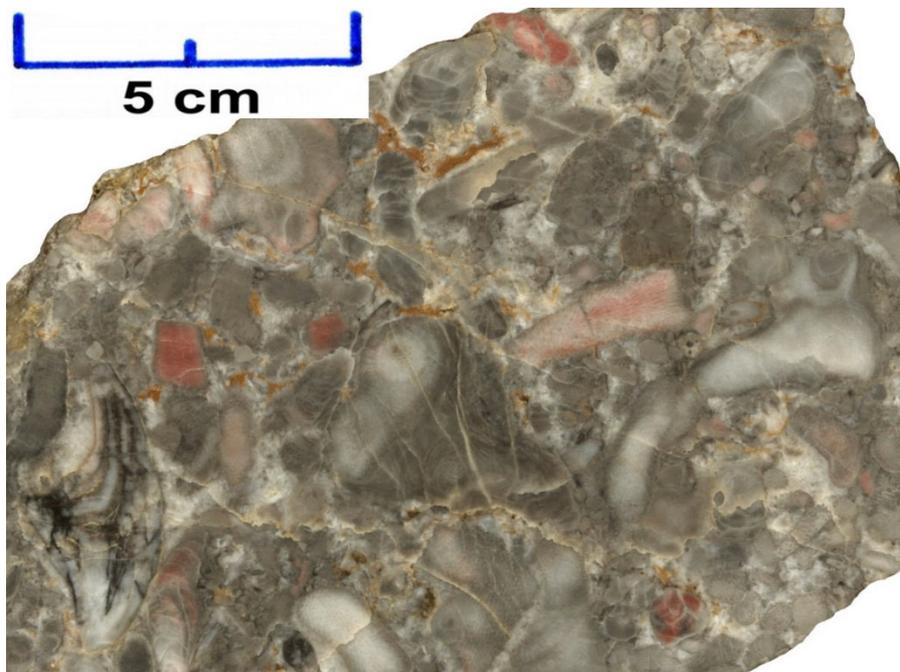


Abb. 25. Biodetrituskalk mit vielen Riffkomponenten im Anschnitt. Hauptkomponenten im schlecht sortierten Gefüge stellen Stromatoporen und rugose Korallen dar. Einige Fossilshalen könnten von Brachiopoden stammen. Einige Bioklasten sind rötlich vererzt.

Blockriffschutt

Von der lithologischen Beschreibung her entspricht dieses Gestein dem Biodetrituskalk. Allerdings sind die Komponenten größer (\varnothing von 20 bis 70 cm). Der Blockriffschutt ist häufig als isolierter Schuttfächer in den Biodetrituskalk eingeschaltet, wodurch die räumliche Ausbreitung eher begrenzt ist. Es kommen große Komponenten von Stromatoporen (Abb. 26) und verschiedenen tabulaten und kolonialen Korallen (*Battersbyia declarata*, *Spongophyllum*) vor. Im Kappenstadium kommen grobkörnige tabulate Korallenbioklasten von rugosen Korallen (Phillipsastreidea) im Riffschutt vor. Eine Schichtung ist, wenn überhaupt, nur schwach ausgebildet. Nach der Dunham-Klassifikation handelt es sich um einen bioklastischen Float- bis Rudstone.

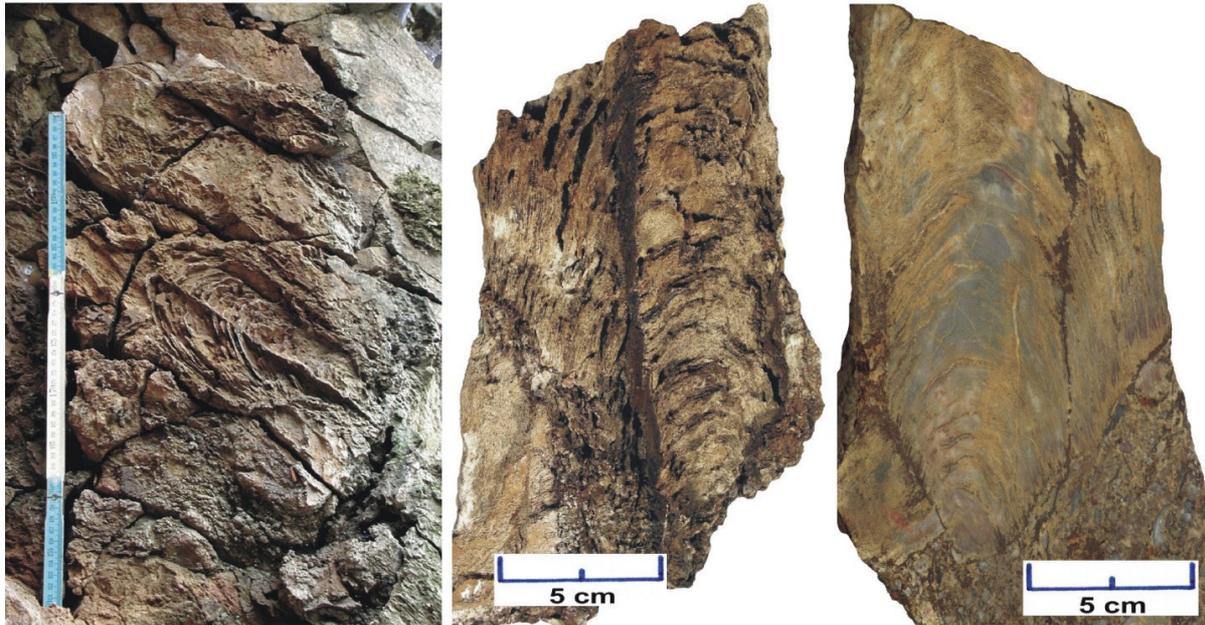


Abb. 26. Blockriffschutt mit großen Komponenten von Stromatoporen als Aufschlussfoto in der kleinen Mittelbergpinge (links), als verwittertes Handstück (mittig) und als geätzte Schnittfläche (rechts).

Algenlaminit

Der Algenlaminit verwittert braun bis beige in eng laminierten Bereichen (0,5 bis 1 mm) und grau in Bereichen mit breiteren Laminae (1 bis 10 mm). Im frischen Anschlag zeigt das Gestein eine hellgraubräunliche bis graue Färbung (Abb. 27). Häufig ist das Gestein wellig geschichtet. Der Algenlaminit wurde nur im Profil ‚Grube Volkmar‘ (Abb. 31a) als zwei 13 und 14 cm mächtige Bänke beobachtet. Vereinzelt kommen auch dünne Algenlaminitlagen (0,3 bis 7 mm) in den hangenden Biodetrituskalken vor.



Abb. 27. Algenlaminit mit welliger Schichtung. Das Handstück stammt vom Profil ‚Grube Volkmar‘ (Abb. 31a).

3.2.3.2 Interpretation der Elbingeröder Riffkalk-Formation

Im mittleren Devon waren die Vulkane im Elbingeröder Gebiet bereits so weit entwickelt, dass die Kuppen der bis dahin submarinen Vulkane sehr nahe unter der Wasseroberfläche lagen bzw. bereits teilweise aufgetaucht waren (AEHNELT & WELLER, 2004). Ab diesem Zeitpunkt entwickelte sich in mehreren Phasen - der Vorphase, der Hauptphase und der Nachphase - ein größerer Riffkomplex aus Stromatoporen und Korallen (Abb. 28).

Nach KREBS (1968, 1974) gehört der Elbingeröder Komplex zu den isolierten devonischen Stromatoporen-Korallen-Kalkalgen Riffen, welche sich auf landfernen submarinen Schwel len befanden.

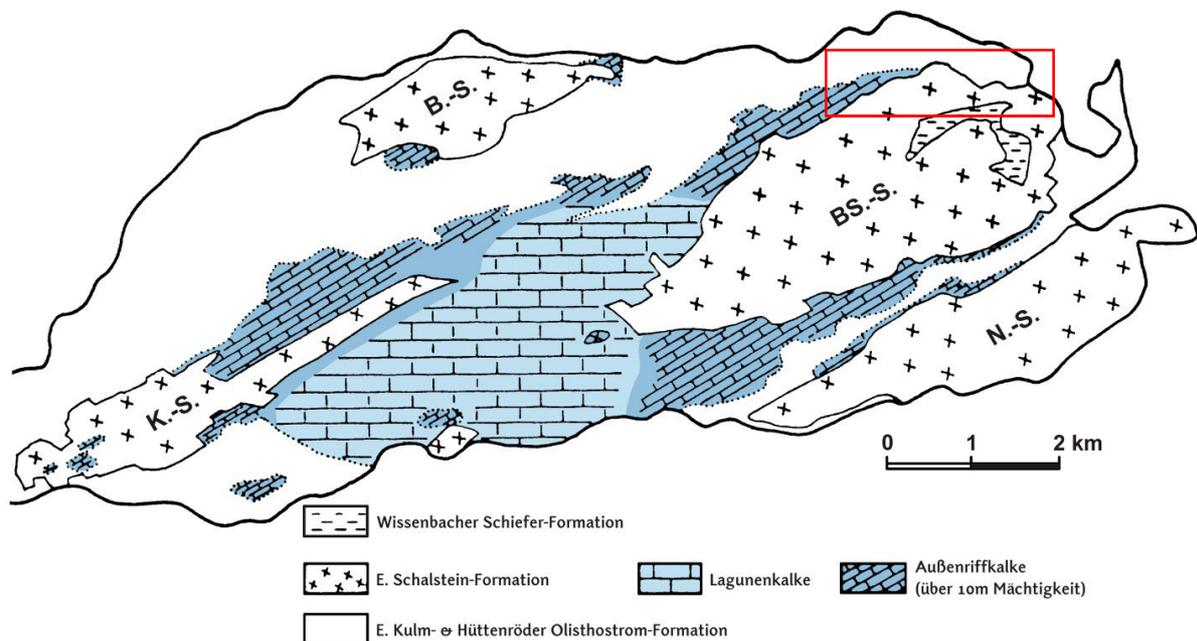


Abb. 28. Karte des Elbingeröder Riffkomplexes (verändert nach RUCHHOLZ & WELLER (1991)). Vorkommen der Lagunen- und Außenriffkalke mit dem Bereich des bearbeiteten Gebietes (Rechteck). K.-S.: Königshütter Sattel (Elbingeröder Sattel); B.-S.: Büchenberg Sattel; BS.-S: Braunesumpf Sattel; N.-S.: Neuwerker Sattel.

WELLER (1991a) definierte 67 Faziestypen für den gesamten Elbingeröder Riffbereich. Die Unterteilung erfolgt nach den verschiedenen Phasen (vgl. Abb. 16), Sedimentationsräumen und den damit bedingten Sedimenten. Da sich das bearbeitete Gebiet am Bergwerk Volkmar ausschließlich im ehemaligen Außenriffbereich befindet (Abb. 26), reduziert sich die Anzahl der Wellerschen Faziestypen erheblich:

| | |
|-----------------------------|---|
| <u>Vorphase (V)</u> | [>> Elbingeröder Riffkalk-Formation] |
| | Arenit (V4) |
| <u>Hauptphase (H)</u> | [>> Elbingeröder Riffkalk-Formation] |
| Atollstadium (<i>Ha</i>) | |
| | Pelagischer Bereich (<i>Ha1</i>) |
| | Styliolinenwackestone (<i>Ha1-1</i>) |
| | Karbonaterz (<i>Ha1-3</i>) |
| | Vorriff (<i>Ha2</i>) |
| | Hämatitschüssiger Riffschutt (<i>Ha2-1</i>) |
| | Crinoidenkalk (<i>Ha2-2</i>) |
| | Biodetrituskalk, eingeregelt (<i>Ha2-3</i>) |
| | Biodetrituskalk, uneregelt (<i>Ha2-4</i>) |
| | Blockriffschutt (<i>Ha2-5</i>) |
| | Arenit (<i>Ha2-8</i>) |
| | Brachiopodenreicher Biodetritus (<i>Ha2-9</i>) |
| Kappenstadium (<i>Hb</i>) | |
| | Außenriff (<i>Hb1</i>) |
| | Biodetrituskalk, uneregelt (<i>Hb1-1</i>) |
| | Biodetrituskalk, eingeregelt (<i>Hb1-2</i>) |
| | Biodetrituskalk mit dendroiden Biogenen (<i>Hb1-3</i>) |
| | Blockriffschutt (<i>Hb1-5</i>) |
| | Arenit (<i>Hb1-6</i>) |
| <u>Nachphase (N)</u> | [>> Elbingeröder Buntschiefer-Formation] |
| | Neptunische Gänge (N3) |

Die ersten karbonatischen Ablagerungen, die sog. Vorphasenkalken, bildeten sich bereits in der Ruheperiode zwischen der mittleren und oberen Vulkanit-Folge und wurden häufiger durch kurzzeitige vulkanische Aktivitäten unterbrochen. Sie kommen vor allem auf der sog. West- und Ostscholle des Elbingeröder Komplexes (vgl. Abb. 51) in lokal eng begrenzten Gebieten vor. Dabei häufen sie sich insbesondere an den Rändern der Ostscholle, deren vulkanische Erhebungen ein tieferes heutiges Denudationsniveau besitzen. Anhand von Conodontenuntersuchungen konnten AEHNELT & WELLER (2004) im Arbeitsgebiet am Ibenrücken aufgearbeitete Vorphasenkalken als Lithoklasten von Riffschuttkalken des Atollstadiums nachweisen. Da sich diese Lithoklasten makroskopisch nicht von jüngerem Riffschutt unterscheiden lassen, wurden sie innerhalb der vorliegenden Arbeit nicht auskartiert.

Mit dem Ende der Oberen Vulkanit-Folge erlosch endgültig die vulkanische Aktivität und es setzte extensives Riffwachstum auf 8° bis 32° südlicher Breite unter subtropischen Bedingungen (OBERT, 2003) ein. Nach AEHNELT & WELLER (2004) beginnt mit dem einsetzenden Wachstum das Atollstadium, welches zeitlich am Anfang der Hauptphase steht.

Zeitgleich setzte die Bildung des sedimentären Haupterzlagers ein. Im Norden des Braunesumpf-Vulkans ist ein geringmächtig entwickelter, teils als Eisenerzlager, teils als mehr oder weniger vererzter bis rein karbonatischer, geschichteter Kalkstein vorhanden. Aufgrund der starken Schwankungen im Eisengehalt ist eine exakte Abgrenzung des Lagerhorizontes vom Riffkalk kaum möglich.

Zur Bildung der sedimentären Eisenerzlager (Lahn-Dill-Typ)

Bei den wichtigsten wirtschaftlich genutzten Eisenerzvorkommen im Elbingeröder Komplex handelt es sich um Eisen-Mangan-Erze, welche hauptsächlich als Hämatit und Magnetit vorliegen (SHMS- bzw. SEDEX-Lagerstätte). Die Genese der kieselig-karbonatischen Hämatit-Magnetit-Assoziation als syndimentäre, submarine-hydrothermale Bildungen durch KNAUER (1960) und DAVE (1963) gilt als gesichert. Nach LUTZENS & BURCHARDT (1972) ist der erzliefernde submarine Vulkanismus an immer wieder reaktivierte Schwächezonen gebunden. Entscheidend für die Stoffakkumulation und ihre mineralogische Differenzierung waren die primären Ausfällungsbedingungen innerhalb des Ablagerungsraums. So führte eine wechselnde Zusammensetzung sowie schwankende Konzentration der mineralisierenden Lösungen oder die Änderung des Redoxpotentials zu einer unregelmäßigen Verzahnung mit dem Sedimentgestein. Diese Verzahnung ist für die „Lahn-Dill-Erze“ typisch.

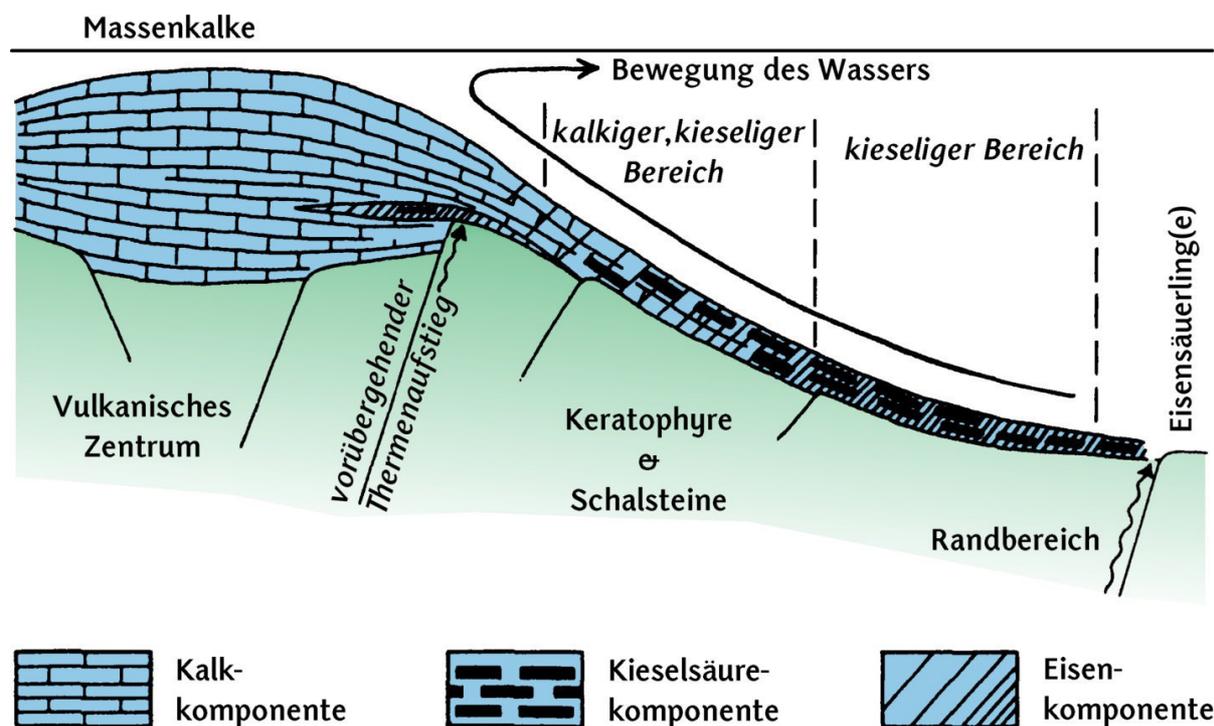


Abb. 29. Schema der Bildung der oxidischen Eisenerze und der Massenkalksteine am Elbingeröder Komplex (nach Burchardt, aus LUTZENS & BURCHARDT, 1972).

MUCKE (1973) beschreibt aus den Liegendgesteinen der Erzlager steilstehende Kluftsysteme, die mit Eisenchlorit, Hämatit und Karbonat gefüllt sind. Hier sind spätdiagenetische Migrationswege von eisenreichen Minerallösungen aus dem tieferen Untergrund zu vermuten (Abb. 29). Wie die Untersuchungen von LUTZENS & BRÜNING (1972) beweisen, kam es nach der Mineralisation auch zu Umlagerungen, Stoffaustauschreaktionen und metasomatischen Umsetzungen innerhalb der Erzkörper. Eindeutig sprechen hierfür die brecciösen Strukturen und die Magnetitpseudomorphosen nach Hämatit.

Die Entwicklung des Elbingeröder Riffs während des Atollstadiums (Ha)

Im relativ geschützten Zentrum der vier Vulkanschwellen bildete sich im Atollstadium ab der mittleren *varcus*-Zone eine ausgedehnte Lagune, während in den weniger geschützten Bereichen der Vulkanflanken ein Saumriffgürtel mit den typischen Außenriff-Sedimenten abgelagert wurde (Abb. 28 + 30). In der Literatur wird der Elbingeröder Riffkomplex als ‚atollartig‘ bezeichnet, weil die Lagune sich nicht über einem einzigen Vulkan, sondern über eine ganze Gruppe von Vulkanen erstreckte (FUCHS, 1990; WELLER, 1991a + b). Im Bereich der Lagune erreichen die Karbonate eine Mächtigkeit von maximal 600 m, zu den Saumriffen hin nehmen die Karbonatsedimente auf etwa 200 m ab, bis sie schließlich im Osten stellenweise nur noch 20 m Mächtigkeit besitzen (WELLER, 2003; AEHNELT & WELLER, 2004).

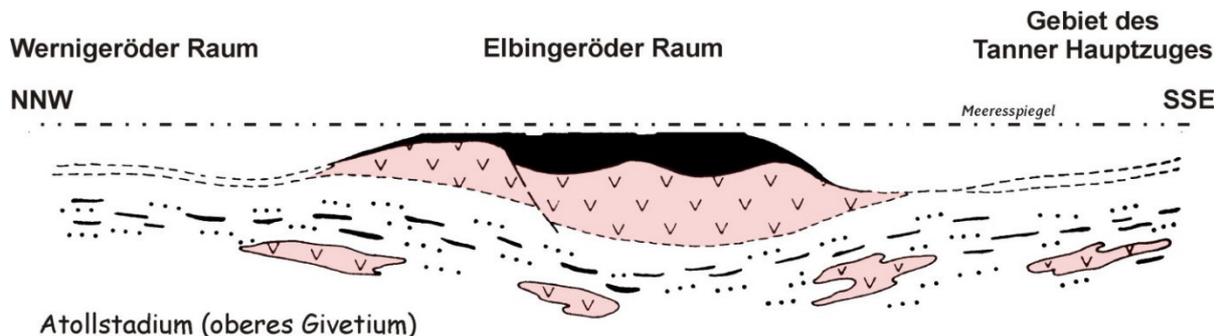


Abb. 30. Faziesentwicklung zur Zeit des Atollstadiums (verändert nach REICHSTEIN, 1964). Nach Beendigung des Vulkanismus (Vulkanite: rot eingefärbt) bildete sich ein atollartiges Riff (schwarz). Die Mächtigkeit der Lagunensedimente wird durch syngedimentäre Abschiebungen erklärt.

Feinstratigraphische Profilaufnahme an der ehem. Grube Volkmar:

Direkt am Eingangsbereich der ehem. Grube Volkmar wurde ein detailliertes Profil von den liegenden vererzten Schalsteinen über die Karbonatbasis mit aufgearbeiteten Erzbreccien bis zu normalmarinen Riffschuttsedimenten aus der Phase des Atollstadiums aufgenommen. Karbonate des Kappen-Stadiums bzw. des Demergenz-Stadiums konnten nicht belegt werden (vgl. AEHNELT & WELLER 2004). Eines der Hauptziele dieser Arbeit war es, das aufgenommene Profil ‚Grube Volkmar‘ in den sedimentologischen Kontext um den Bereich der ehem. Grube Volkmar zu stellen, um sowohl die Zusammensetzung, als auch die Entfernung der Liefergebiete zu ermitteln. In einem ersten Schritt sollte die fazielle Entwicklung von den liegenden Vulkaniten zu den ersten Karbonaten mit Erzen bis hin zur ersten Riffentwicklung untersucht werden. Anschließend wurden geeignete Bänke aus dem Übergangsbereich ‚vererzte Schalsteine‘ / ‚Karbonate mit aufgearbeiteten Erzbreccien‘ repräsentativ beprobt, um schließlich in einem zweiten, analytischen Schritt mittels Kathodolumineszenz-Mikroskop den genauen Ablauf der Zementations- und Vererzungsgeschichte im Bereich der ehem. Grube Volkmar zu entschlüsseln (siehe Kap. 3.2.3.3.).

Im Säulenprofil überwiegen Resedimente in Form von Riffschutt-Breccien. Die Mächtigkeiten der Lagen im erzdominierten Bereich reichen von wenigen Zentimetern bis fast eineinhalb Metern. Die untersten Lagen mit den aufgearbeiteten Erzen wurden für weitergehende sedimentologisch-petrographische Untersuchungen am Kathodolumineszenz-

Mikroskop beprobt (Kap. 3.2.3.3.). Die beprobten Schichten wurden in der Beschreibung mit Kathode 1 und Kathode 2 bezeichnet.

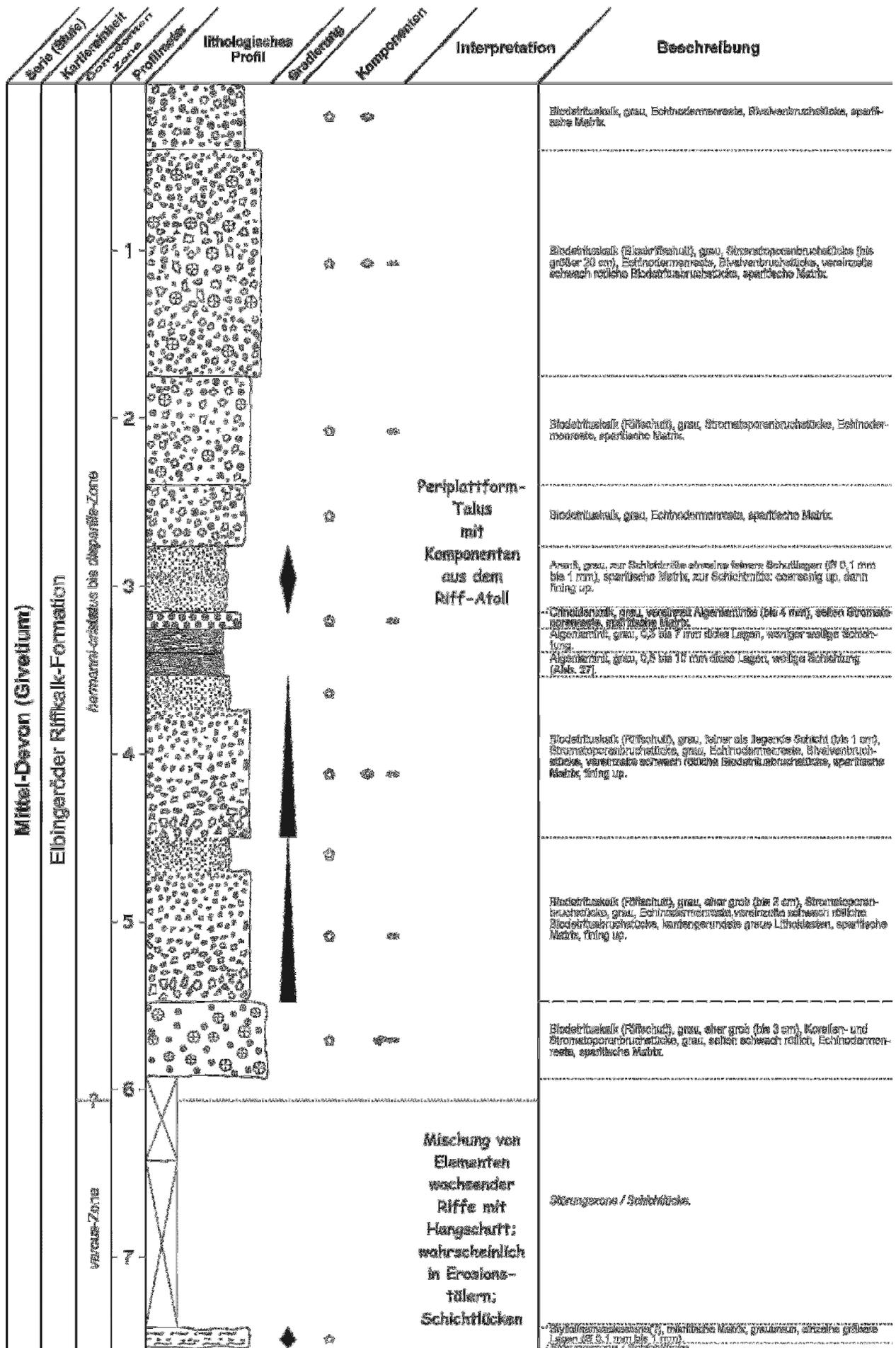
Die Basis des Profils wird von dunkelrotvioletten Vulkanochemiten gebildet (Abb. 34 a + b). Es handelt sich hierbei nicht um Keratophyre, welche ein Indiz für die Ablagerungen der Oberen Vulkanit-Folge sind, sondern um vererzte Vulkaniklastika der Mittleren Vulkanit-Folge (freundl. mündl. Mitt. von Dr. H. Weller, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, 2007). Demnach wurden Gesteine der Oberen Vulkanit-Folge an dieser Stelle nicht abgelagert oder kurz nach ihrer Ablagerung wieder erodiert. Die Mittlere Vulkanit-Folge wird von AEHNELT & WELLER (2004) in die *hemiansatus*-Zone gestellt. Das Gefüge der Breccien zeigt, dass unterschiedlich große, angulare Erzbruchstücke mit wenigen anderen sedimentären Partikeln vergesellschaftet sind. Dies lässt eine Interpretation als vulkaniklastisches Material in der Weise zu, dass ein weiter Transport nicht möglich war, da transport-typische sedimentäre Strukturen fehlen (freundl. mündl. Mitt. Dr. Hartmut Knappe, Wernigerode).

Legende zum Profil 'Grube Volkmar'

| Komponenten | Lithologie |
|---|---|
|  Bivalven |  Arenit |
|  Brachiopoden |  Breccie / Schutt |
|  Crinoidenreste, Trochiten |  Knollenkalk |
|  Grabgänge |  Knollenkalk mit Mikrit |
|  Korallen |  Mikrit |
|  Stromatoporen |  Algenlaminit |
|  Erzklasten |  Crinoidenkalk |
| |  Schutt + Crinoiden |
| Gradierung |  Schutt + Riffbildner |
|  coarsening up |  Crinoiden + Riffbildner |
| |  Vulkanochemit mit Klasten |
|  fining up |  Vulkanochemit, homogen |

Abb. 31 a. (folgende Seite) Hangender Teil des Profils ‚Grube Volkmar‘, *disparilis*- bis *varcus*-Zone (*Palmatolepis disparilis*).

Abb. 31 b. (Übernächste Seite) Liegender Teil des Profils ‚Grube Volkmar‘, *varcus*- bis *hemiansatus*-Zone. Mit Kathode 1 und 2 sind die beprobten Schichten gekennzeichnet, an denen weiterführende petrographische Untersuchungen mittels Kathodolumineszenz (Kap. 3.2.3.3.) durchgeführt wurden.



| Serie (Stufe) | Kartierneheit | Conodontenzone | Profilmeter | lithologisches Profil | Gradierung | Komponenten | Interpretation | Beschreibung | |
|-------------------------|---------------------------------|----------------|-------------|-----------------------|------------|-------------|--|---|--|
| Mittel-Devon (Givetium) | Elbingeröder Riffkalk-Formation | varcus-Zone | 8 | | | | Mischung von Elementen wachsender Riffe mit Hangschutt; wahrscheinlich in Erosionstätern | Störungszone / Schichtlücke. Grobe Breccie (3 bis 4 cm Ø), rötliche, dunkelgraue, graugrüne karbonatische Komponenten. Breccie von aufgearbeitetem Karbonaterz, rötliche, schwärzliche, kantige Klaster, Echinodermenreste, Matrix: rötlich, mikritisch, teilweise sparitisch. Biodetrituskalk (Riffschutt), ziegelrot, dunkelviolettrot, Korallen- & Stromatoporenbruchstücke (3 bis 4 cm Ø), rot, seltener grau, Echinodermenreste, kantengerundete Karbonaterze, Tempestitablagerung(?). Basis: Styliolenwackestone(?), dunkelgrüngraue, mikritische Matrix mit arenitischen Lagen [Abb. 34]. | |
| | | | | 9 | | | | Größere Hangsedimente mit aufgearbeiteten Riffkomponenten des Hanges mit zunehmender Transportdistanz | Biodetrituskalk (Riffschutt), grau, eher grob (bis 4 cm), Korallenbruchstücke, meist grau, Echinodermenreste, etwa ab Schichtmitte: fining up. Grobbreccie oben gradiert Rifffolien und Echinodermen, Bankung: 334/50. Biodetrituskalk (Riffschutt), grau, sehr fein bis grob (Ø 1 mm bis 4 cm), Korallen- & Stromatoporenbruchstücke, meist grau, seltener rot, fining up. Styliolenwackestone(?), mikritische Matrix, graubraun, schwach grüne Färbung. Breccie von aufgearbeitetem Karbonaterz, rötliche, schwärzliche, kantige Klaster, coarsening up, Matrix: weißlich, beige, mikritische, teilweise sparitische Matrix. Grobe Breccie von grünlichen Lithoklasten und aufgearbeitetem Karbonaterz (Ø 0,5 mm bis 3 cm), einzelne Stromatoporenbruchstücke, Echinodermenreste, Matrix: dunkelviolettrot, ziegelrot, mikritisch, Bankung: 340/54. |
| | | | | 10 | | | | Becken-sedimentation mit Bildung von Knollenpelagiten und resedimentierten Hang-sedimenten | umgelagerter Knollenkalk, mikritische, teilweise sparitische Matrix, grünlichgrau, wolkig, kantengerundete Echinodermen, zur Schichtmitte: coarsening up, dann fining up. Basis: Erzmatrix mit kantigen Erzklaster (Ø 2 bis 4 mm). Breccie von aufgearbeitetem Karbonaterz, rötliche, schwärzliche, kantige Klaster (Ø 0,1 bis 2 mm), fining up, Matrix: weißlich, sparitisch. Top: erosiver Übergang, Styliolenwackestone(?), mikritische Matrix, grau-grün, rötlichgrau, wolkig, gangartige (Ø 0,5 bis 1,5 mm) ziegelrote Erzfüllungen [Abb. 33.f]. Styliolenwackestone(?), mikritische Matrix, rötlichbraune bis grau-grüne wolkige Färbung. Basis: Mikrit, grünbraungrau, faserig geschichtet, Top: umgelagerter Knollenkalk, grüngrau, wolkige, mikritische Matrix, kantengerundete Echinodermen, teilweise in sparitischer Matrix. Styliolenwackestone(?), mikritische Matrix, rötlichbraune bis grau-grüne wolkige Färbung. Basis: Erzmatrix mit kantigen Erzklaster (Ø 2 bis 4 mm). Top: umgelagerter Knollenkalk, fining up, grüngrau, wolkige, mikritische Matrix, kantengerundete Echinodermen, teilweise in sparitischer Matrix. Styliolenwackestone(?), mikritische Matrix, grau-grün, rötlichgrau, wolkig, mit Orthoceren, Echinodermenresten, Bivalvenschalen. Knollenkalk, diskordanter Übergang an der Basis, darüber umgelagerter Knollenkalk mit sparitischer Matrix, fining up. Top: Wechsel zu einer Breccie mit rotbraunen, schwärzlichen, kantigen Klaster [Abb. 33, e]. Knollenkalk, grünlich, rötlichgrau, Knollen teilweise mit rötlichem Saum, unscharfe Säume, mit Sparril verfüllte Hohlräume (Fenstergefuge?), wenige Echinodermenbruchstücke [Abb. 33.d]. Styliolenwackestone(?), mikritische Matrix, feine Schillage mit Bivalvenbruchstücken und Echinodermenresten, Geopetalgefuge. |
| | | | | 11 | | | | Hang-sedimentation mit becken-bezogenen Schuttströmen aus aufgearbeiteten Erzen und Echinodermen | Breccie von aufgearbeitetem Karbonaterz, rötliche, beige, schwärzliche, kantige Klaster, Ø 0,1 bis 3 cm, Matrix mikritisch, teilweise sparitisch; im hangenden Teil: grünlichgrau Klaster mit Hundezahnzementen zwischen den Komponenten. [Abb. 33, g]. Grobe Breccie von aufgearbeitetem Karbonaterz, rötliche, beige, schwärzliche, kantige Klaster, Ø 0,1 bis 3 cm, Matrix mikritisch, teilweise sparitisch, in diesen Bereichen dann feine rötliche, schwarze Klaster (Ø 0,1 bis 1 mm), wenige Echinodermenreste. Breccie von aufgearbeitetem Karbonaterz, rötliche, beige, schwärzliche, kantige Klaster, Ø 0,1 bis 3 cm, Matrix mikritisch, teilweise sparitisch, im hangenden Teil: grünlichgrau Klaster mit Hundezahnzementen zwischen den Komponenten. [Abb. 33, g]. Crinoidenkalk, hellbeige, teilweise schwach rötlich, Korallenfragmente(?), Mikrit / feine Karbonaterz-Breccien, Mikrit, Styliolenwackestone(?), rötlich-braun, grau-grün, wolkig, vereinzelt Echinodermenbruchstücke, Breccie: rotbraune Erzklaster in sparitischer Matrix, Ø 0,1 bis 5 mm, coarsening up. |
| | | | | 12 | | | | Breccie | Styliolenwackestone(?), mikritische Matrix, rötlichbraune bis grau-grüne wolkige Färbung, mit Arenit gefüllte Grabgänge. Breccie von aufgearbeitetem Karbonaterz, teilweise faserig, zur Schichtmitte: coarsening up, dann fining up, Matrix: mikritisch, teilweise sparitisch. Breccie v. aufgearb. Karbonaterz, rötliche, rotbraune, schwarze, kantige Klaster in sparitischer Matrix, selten Echinodermenreste, fining up, [Kathode 2]. Breccie von aufgearbeitetem Karbonaterz, rötliche bis rotbraune, schwarze, selten grau-grüne kantige Klaster in sparitischer Matrix, fining up. Styliolenwackestone(?), mikritische Matrix, bioturbiert, dunkelgrau, grünlichgrau. Breccie v. aufgearb. Karbonaterz, kantigen rotbraunen, schwärzlichen, selten grau-grüne Klaster, sparitische Matrix, fining up [Kathode 1]. |
| | | | | 13 | | | | Erzhorizont | Störungszone / Schichtlücke. Vulkanochemit mit kantigen, grauen, dunkelroten & schwärzlichen Klaster, diamiktisches Gefüge, dunkelrotviolette, hämatitreiche Matrix. Vulkanochemit mit eingeregeltten grauen Klaster, dunkelrotviolett, homogen verteilter Hämatit [Abb. 33, b]. Vulkanochemit mit dunkelroten bis schwärzlichen Klaster, dunkelrotviolette Matrix, homogen verteilter Hämatit [Abb. 33, a]. Vulkanochemit, dunkelrotviolett, homogen verteilter Hämatit. |
| | | | | 14 | | | | Breccie | Störungszone / Schichtlücke. Vulkanochemit mit kantigen, grauen, dunkelroten & schwärzlichen Klaster, diamiktisches Gefüge, dunkelrotviolette, hämatitreiche Matrix. Vulkanochemit mit eingeregeltten grauen Klaster, dunkelrotviolett, homogen verteilter Hämatit [Abb. 33, b]. Vulkanochemit mit dunkelroten bis schwärzlichen Klaster, dunkelrotviolette Matrix, homogen verteilter Hämatit [Abb. 33, a]. Vulkanochemit, dunkelrotviolett, homogen verteilter Hämatit. |
| | | | | 15 | | | | Breccie | Störungszone / Schichtlücke. Vulkanochemit mit kantigen, grauen, dunkelroten & schwärzlichen Klaster, diamiktisches Gefüge, dunkelrotviolette, hämatitreiche Matrix. Vulkanochemit mit eingeregeltten grauen Klaster, dunkelrotviolett, homogen verteilter Hämatit [Abb. 33, b]. Vulkanochemit mit dunkelroten bis schwärzlichen Klaster, dunkelrotviolette Matrix, homogen verteilter Hämatit [Abb. 33, a]. Vulkanochemit, dunkelrotviolett, homogen verteilter Hämatit. |
| | | | | 16 | | | | Breccie | Störungszone / Schichtlücke. Vulkanochemit mit kantigen, grauen, dunkelroten & schwärzlichen Klaster, diamiktisches Gefüge, dunkelrotviolette, hämatitreiche Matrix. Vulkanochemit mit eingeregeltten grauen Klaster, dunkelrotviolett, homogen verteilter Hämatit [Abb. 33, b]. Vulkanochemit mit dunkelroten bis schwärzlichen Klaster, dunkelrotviolette Matrix, homogen verteilter Hämatit [Abb. 33, a]. Vulkanochemit, dunkelrotviolett, homogen verteilter Hämatit. |
| | | | | 17 | | | | Breccie | Störungszone / Schichtlücke. Vulkanochemit mit kantigen, grauen, dunkelroten & schwärzlichen Klaster, diamiktisches Gefüge, dunkelrotviolette, hämatitreiche Matrix. Vulkanochemit mit eingeregeltten grauen Klaster, dunkelrotviolett, homogen verteilter Hämatit [Abb. 33, b]. Vulkanochemit mit dunkelroten bis schwärzlichen Klaster, dunkelrotviolette Matrix, homogen verteilter Hämatit [Abb. 33, a]. Vulkanochemit, dunkelrotviolett, homogen verteilter Hämatit. |
| | | | | 18 | | | | Breccie | Störungszone / Schichtlücke. Vulkanochemit mit kantigen, grauen, dunkelroten & schwärzlichen Klaster, diamiktisches Gefüge, dunkelrotviolette, hämatitreiche Matrix. Vulkanochemit mit eingeregeltten grauen Klaster, dunkelrotviolett, homogen verteilter Hämatit [Abb. 33, b]. Vulkanochemit mit dunkelroten bis schwärzlichen Klaster, dunkelrotviolette Matrix, homogen verteilter Hämatit [Abb. 33, a]. Vulkanochemit, dunkelrotviolett, homogen verteilter Hämatit. |
| | | | | 19 | | | | Breccie | Störungszone / Schichtlücke. Vulkanochemit mit kantigen, grauen, dunkelroten & schwärzlichen Klaster, diamiktisches Gefüge, dunkelrotviolette, hämatitreiche Matrix. Vulkanochemit mit eingeregeltten grauen Klaster, dunkelrotviolett, homogen verteilter Hämatit [Abb. 33, b]. Vulkanochemit mit dunkelroten bis schwärzlichen Klaster, dunkelrotviolette Matrix, homogen verteilter Hämatit [Abb. 33, a]. Vulkanochemit, dunkelrotviolett, homogen verteilter Hämatit. |
| | | | | 20 | | | | Breccie | Störungszone / Schichtlücke. Vulkanochemit mit kantigen, grauen, dunkelroten & schwärzlichen Klaster, diamiktisches Gefüge, dunkelrotviolette, hämatitreiche Matrix. Vulkanochemit mit eingeregeltten grauen Klaster, dunkelrotviolett, homogen verteilter Hämatit [Abb. 33, b]. Vulkanochemit mit dunkelroten bis schwärzlichen Klaster, dunkelrotviolette Matrix, homogen verteilter Hämatit [Abb. 33, a]. Vulkanochemit, dunkelrotviolett, homogen verteilter Hämatit. |

Die darüber liegende Schichtlücke ist der Weg auf der Höhe des Erzlagers. Die darauf folgenden Erzbreccien mit Echinodermenbruchstücken in karbonatischer, sparitischer Matrix werden als Aufarbeitungsbereiche bzw. Schuttströme am gering geneigten Hang gedeutet, welche durch die Topografie des ehemaligen Vulkans bedingt sind (Abb. 32 a). Bei Profilmeter 13,30 m wurden zwischen den kantigen bis schwach kantengerundeten Komponenten Hundezahnzemente gefunden (Abb. 34 c). Da dieser Zementtyp nur oberhalb der Wasserlinie entsteht, ist dies ein sicherer Hinweis dafür, dass das Gebiet zumindest zeitweise aufgetaucht war.

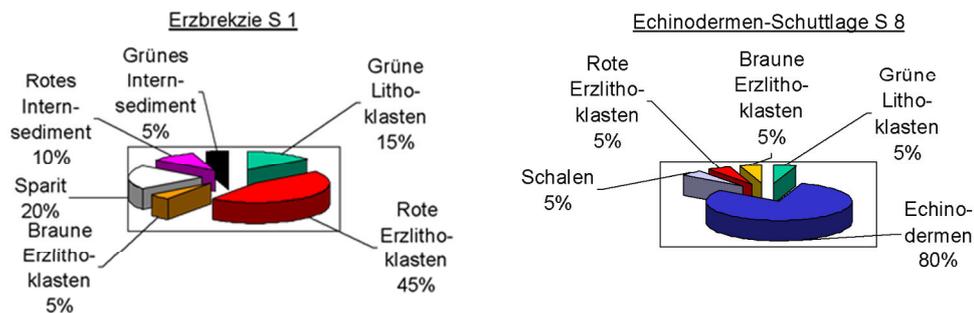


Abb. 32 a. Komponentenspektren der Proben aus einer Erzbreccien-Lage und einem echinodermenreichen Schuttkalk im unteren Abschnitt des Profils ‚Grube Volkmar‘.

Die Mikrite / Pelagite des liegenden Profilabschnitts gehören nach WELLER (1991a) zu den Styliolinen-Wackestones. Faziell entstanden sie in kleineren Becken oder Vertiefungen und spiegeln die feinkörnige, karbonatische Hintergrundsedimentation in Zeiten mit geringerer seismischer Aktivität wider. Zum Hangenden hin zeigen die Pelagite zunehmend eine knollige oder flaserige Struktur. Möglicherweise ist die für diesen Profilbereich charakteristische Sedimentstruktur auf mikrobielle Lithifizierung zurückzuführen. Vergleichbare knollige und flaserige Karbonate wurden von STEIGER & JANSKA (1984) am Kontinentalsaum vor Marokko an jurassischen Sedimenten beschrieben. Selten kommen in den Pelagiten Makrofossilien, wie beispielsweise Brachiopoden (Abb. 34 d) oder einzelne größere Aufarbeitungslagen mit Komponenten von mm bis maximal cm Größe vor (Abb. 34 e). Im mittleren Abschnitt des liegenden Profils (Profilmeter 11,20) wurde eine fining up Sequenz in sparitischer Matrix beobachtet, welche zu dunkelgraugrünen Pelagiten überleitet. Der Übergangsbereich Schutt / Pelagit zeigt eine zunehmende rötliche Einfärbung. In den Pelagiten kommen schließlich mm breite ziegelrote Erzfüllungen vor, welche direkt an der erosiven Schutt / Pelagit Grenze ihren Anfang nehmen (Abb. 34 f). Abbildung 29 gibt eine mögliche Erklärung für dieses Phänomen. Eine aus tieferen Schichten aufsteigende Erzlösung durchdringt die sehr porösen Schuttalagerungen sehr leicht. Erst an den permeablen Pelagiten staut sie sich, bis die Lösung schließlich auf einer einzelnen Bahn den Pelagit durchdringt, bis wieder porösere Schuttalagen erreicht werden.

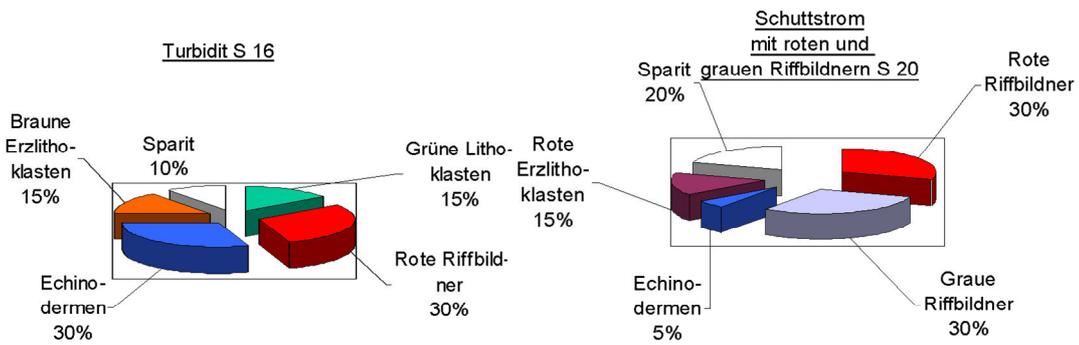


Abb. 32 b. Komponentenspektren der Proben aus einem Kalkturbidit und einem teilweise Erzkomponenten führenden Riffschuttkalk im oberen Abschnitt des Profils ‚Grube Volkmar‘.

Im oberen Teil des liegenden Profils folgen schließlich die ersten groben und aufgearbeiteten, mäßig bis gut gerundeten Riffkomponenten (Stromatoporen und Korallen). Dieser lithologische Wechsel kennzeichnet den Beginn des Riffwachstums eines schnell größer werdenden Rifffes (Abb. 32 b). Einige umgelagerte Riffkomponenten weisen anfangs noch eine stärkere rötliche Färbung auf. Daraus kann geschlussfolgert werden, dass die Vererzung noch im Gange war bevor der Riffschutt weiter umgelagert wurde.

Der beobachtete geringmächtige ?Tempestit (Abb. 35) stellt einen neu entdeckten und bisher nicht beschriebenen Strukturtyp in der Wellerschen Lithofazies dar. Im gesägten Handstück sind die letzten Vererzungen der Matrix und der Komponenten zu sehen. Die Komponenten sind relativ grob und wenig gerundet. Dies belegt einerseits geringe Lieferdistanzen in Verbindung mit niedriger Transportenergie, bei großen Sedimentmengen (STEIGER & LAPKE, 2005). Der Riffschutt wurde demnach vorwiegend durch Bodentransport an flach abfallenden Hangbereichen umgelagert und sedimentiert.

Die im Profil ‚Grube Volkmar‘ angetroffenen Resedimentations-Erscheinungen lassen sich durch einen Vergleich der Bankmächtigkeiten mit den Sortierungswerten (σ phi) an der Basis und am Top sehr gut in Bodenstrom-orientierte und vorwiegend turbiditische Umlagerungen einteilen (Abb. 33).

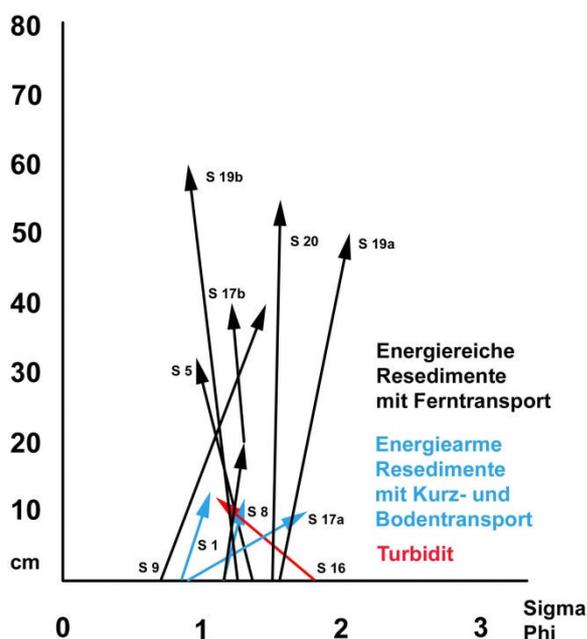


Abb. 33. Sortierungs-Entwicklung innerhalb einzelner Kalkbänke mit Interpretation der Transportarten im Profil ‚Grube Volkmar‘ im Klostergrund.

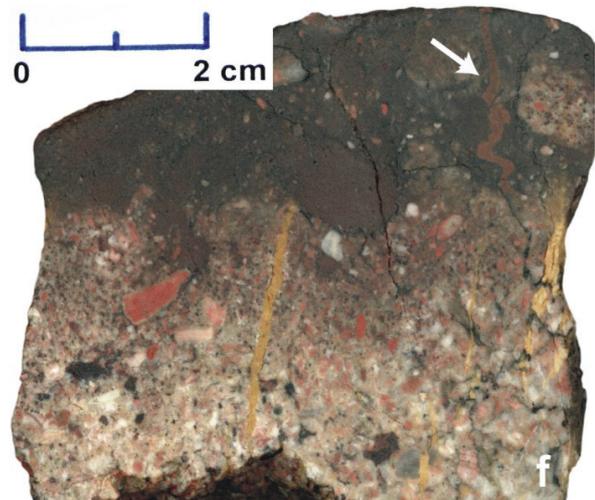
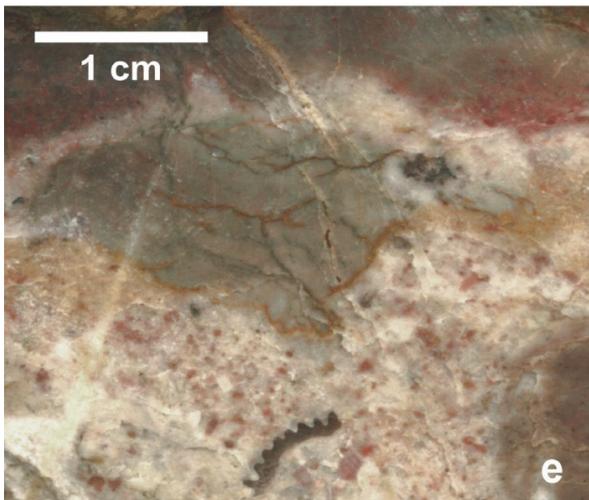
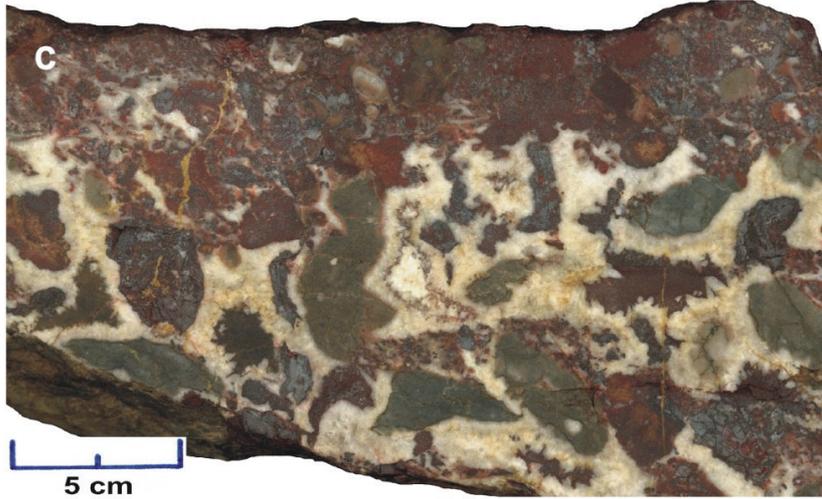
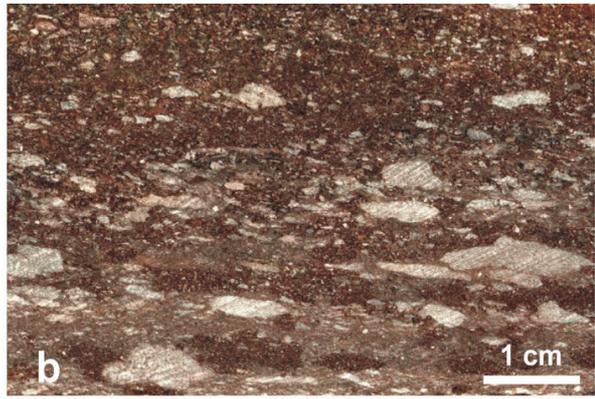
Die „energiereichen Resedimente mit Ferntransport“ weisen relativ geringe Unterschiede zwischen der Basis und dem Top der mächtigen Bänke auf und zeigen somit an, dass das umgelagerte Material aus weiter entfernten Liefergebieten stammt, wohl aus den Zentren der Korallen- und Stromatoporen-Riffe. Die „energiearmen“ Bodentransport-Ablagerungen enthalten Material des tieferen Hanges, wie Crinoiden und Kalkknollen und enthalten eine Verschlechterung der Sortierung von unten nach oben. Ein geringmächtiger Schuttstrom dokumentiert die typische Sortierungsentwicklung eines Turbidits.

Danach wechselt die Sedimentation im hangenden Profilabschnitt relativ rasch zu grauen Riffschuttbänken mit vereinzelt, rötlichen gefärbten Korallenbruchstücken. Es kommt zur Ausbildung eines Periplattformtalus. Die einzelnen Bänke werden zu den jüngeren Ablagerungen hin zunehmend mächtiger, bis sie im obersten Teil des Profils Bänke von fast 1,5 m bilden. Die mächtigen Riffschutt-Ablagerungen führten zu einer Verfüllung der ehemaligen Transportkanäle am flachen Hang. Der Sedimentationsraum wurde zunehmend flacher, wofür im Übrigen auch die gute Rundung der wiederholt umgelagerten Komponenten spricht. Die Matrix ist meist völlig ausgewaschen und durch Sparit ersetzt worden. Eine Besonderheit sind die beiden Algenlaminat-Bänke im hangenden Profilabschnitt (Abb. 27). In der Wellerschen Lithofazies wurde dieser Faziestyp bislang noch nicht beschrieben. Oberhalb der beiden Bänke wurden vereinzelt mm dicke einzelne Algenlaminat-Lagen im Riffschutt beobachtet. Das Vorkommen von Algenlaminaten deutet nach FLÜGEL (1978) sehr flachmarine Sedimentationsräume von maximal 5 m an.

Die Eisenerze verzahnen mit den basalen Karbonaten der einzelnen Riffbereiche. Nach WELLER (2003) lief der Vererzungsvorgang im Verhältnis zur Entwicklung und zum Bestand des Elbingeröder Riffkomplexes relativ kurzzeitig ab. Die hämatitische Vererzung innerhalb der brecciösen Gesteine geschah eher in den Außenriffbereichen und räumlich distal zu den Vulkanbauten. Sie erfasste auch pelagische Styliolinenkalke und auf den Vulkanflanken faziell höher gelegene bioklastische Riffschuttkalke. Diese Entwicklung wird durch die typische Rotfärbung der bioklastischen Karbonate angezeigt (z.B. Abb. 33). Während massives Erz bislang noch nicht datiert werden konnte, fanden sich in den rotgefärbten Kalken ausschließlich Conodonten der mittleren und oberen *varcus*-Zone (WELLER, 1989), was den Bildungszeitraum dieser Erze festlegt. Die Hämatitvererzung hat die jüngeren Riffkalke nicht erfasst (WELLER, 2003).

Abb. 34. (folgende Seite) Ausgewählte Sedimentstrukturen vom Profil ‚Grube Volkmar‘.

- a) Rotvioletter Vulkanochemit mit dunkelroten und schwärzlichen Klasten.
- b) Dunkelrotvioletter Vulkanochemit mit eingeregeltten grauen Klasten.
- c) Breccie von aufgearbeitetem Erz und grünlichgrauen Klasten mit Hundezahnzementen als Zeichen für phreatischen Einfluß.
- d) Flaseriger Mikrit mit Brachiopode (?Stringocephalus).
- e) Feine Breccie mit roten, schwärzlichen kantigen Klasten mit Bivalvenbruchstück.
- f) Fining up-Sequenz, die im oberen Bereich zunehmend mit Hämatit durchsetzt ist. Im rechten oberen Bereich (Pfeil) ist ein kleiner Erzgang (Trum) zu sehen, der sich den Weg durch den Mikrit bahnt.



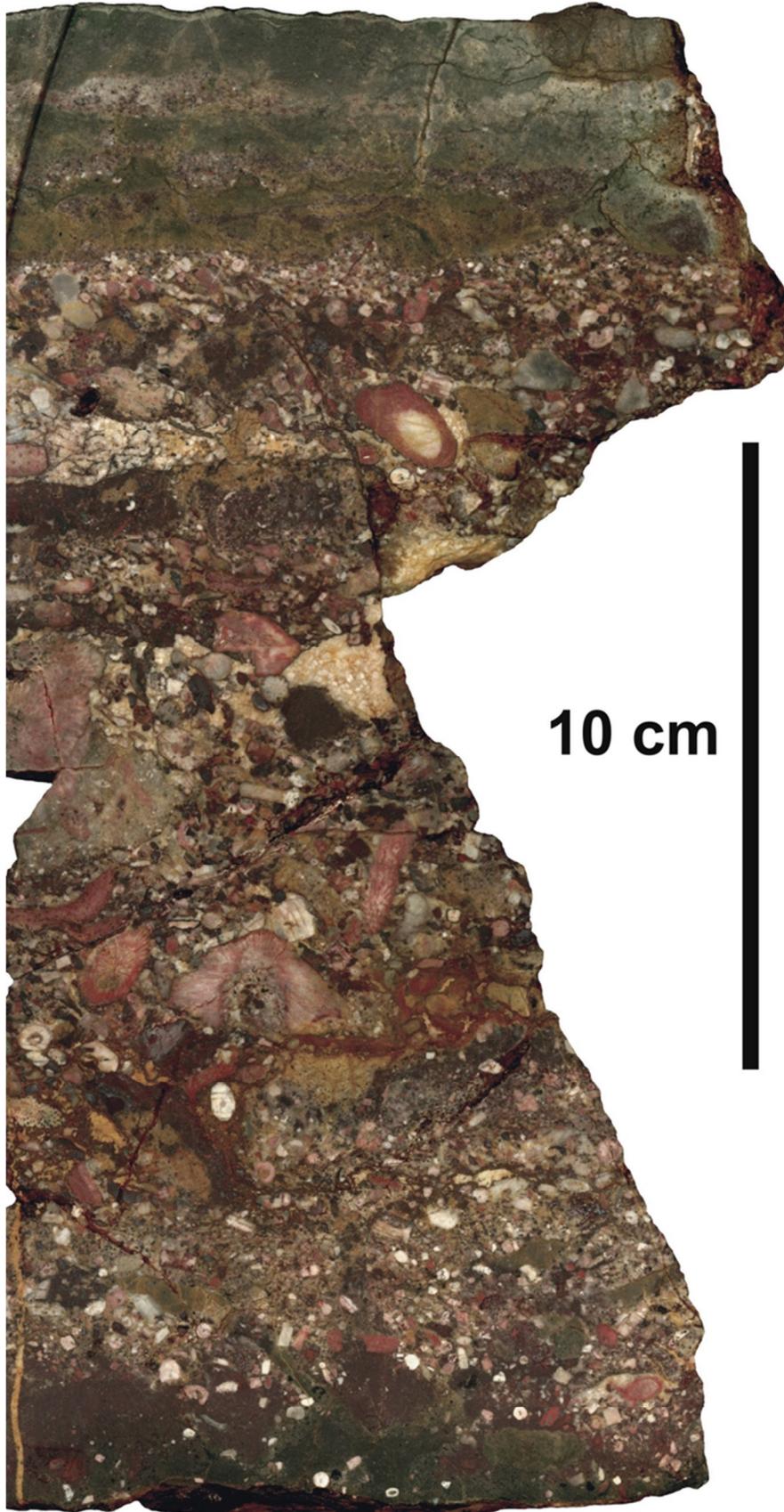


Abb. 35. Biodetrituskalk (Riffschutt) mit coarsening up von der Basis zur Schichtmitte, dann fining up. Möglicherweise handelt es sich um eine Tempestitablagerung.

Die lagunären Sedimente wurden nur während der Hauptwachstumsphase, also im Atollstadium, gebildet. Sie werden von feinkörnigen Karbonaten wie Packstones, Wackestones oder Floatstones aufgebaut. WELLER (1991a) beschreibt feinästige Stromatoporen (*Amphipora*), tabulate (z. B. *Thamnopora*) und rugose Korallen, Brachiopoden, Gastropoden und Ostracoden aus den lagunären Sedimenten. Das Fehlen von Conodonten, das nach FUCHS (1990) für einen abgeschirmten, flachen Ablagerungsbereich spricht, der eventuell zeitweise auftauchte, verhindert eine direkte Altersdatierung.

Die Sedimente des eigentlichen Riffkerns sind kaum überliefert. Analog zum Iberg-Winterberg-Riffgebiet (GISCHLER & REITNER, 2004) dürfte es sich lithologisch um Boundstones und Rudstones mit dichtem Riffbildner-Bewuchs handeln, wie es im Deckenbereich des Höhlenrestaurants in Rübeland aufgeschlossen ist (pers. comm. Weller, 2007). Häufig kommen massive Stromatoporen vor, seltener sind rugose und tabulate Korallen in den Riffkernkalken enthalten.

Die Außenriffkalke sind eher massig und höchstens undeutlich geschichtet (siehe auch Abb. 31a). Als Schuttkalk mit unregelmäßig oder eingeregelt Bioklasten stellen sie Aufarbeitungsprodukte des eigentlichen Riffkerns im hochenergetischen, offen marinen Bereich dar. Nach DUNHAM (1962) werden sie als bio- und lithoklastische Grain- und Rudstones bezeichnet. An Riffbildnern kommen neben den häufigen Stromatoporen auch tabulate Korallen der Gattungen *Thamnopora* (Abb. 36 a), *Favosites* oder *Heliolites* vor. An rugosen Korallen wurden *Calceola sandalina* (Abb. 36 b), die mit Stromatoporiden in Symbiose lebende Koralle *Battersbyia declarata* (Abb. 36 e) und weitere solitäre rugose Korallen (Abb. 36 c + d) gefunden. Außerdem werden von WELLER (1991a) die Gattungen *Heliolites* und *Spongophyllum* beschrieben. *Calceola sandalina* und *Battersbyia declarata* sind Leifossilien für das Givet. Der feinere Detritus wird häufig von Crinoiden- und Bivalvenbruch sowie Brachiopoden (*Stringocephalus*) aufgebaut. Es kommen auch Trilobiten, Bryozoen und Conodonten vor (WELLER, 1991a).

In pelagischen Gesteinen können häufig Styliolinen (Tentaculiten) nachgewiesen werden. Außerdem werden umgelagerte tabulate und rugose Korallen, seltener Crinoiden, Trilobiten, Mollusken und Cephalopoden gefunden.

Im Arbeitsgebiet sind die Gesteine des Atollstadiums weit verbreitet. Der Bereich um die Pinggen am Mittelberg wird aus Biodetrituskalken und hämatitschüssigem Riffschutt aufgebaut. Die in diesen Schichten vorkommenden Korallen *Calceola sandalina* (Abb. 36 b) und *?Dohmophyllum* sp. (Abb. 36 d) belegen die Zeit des Atollstadiums. Die teilweise sehr groben biogenen Komponenten (Abb. 26) deuten auf die räumliche Nähe zum Riffkern hin. Die Biodetrituskalke und Arenite um den Bereich der Höhle Volkmarskeller repräsentieren das gleiche Stadium der Karbonatbildung. Die in östlicher Richtung gelegenen Karbonatvorkommen um die Grube Volkmars stellen den Beginn der Riffentwicklung mit basaler Vererzungsphase dar. Im Profil wurde die Grenze der *varcus-* / *hermanni-cristatus-* Zone nach WELLER (2003) an den Grenzbereich des vererzten / nicht vererzten Profilabschnittes gestellt. Das weiter in Richtung Klostergrund anstehende hämatitschüssige Riffschuttgestein, die Biodetritus- und Crinoidenkalke, Arenite sowie Pelagite werden ebenfalls dem Atollstadium zugeschrieben. Allerdings haben die zuletzt genannten Biodetrituskalke, und vererzten Riffschuttkalke eine geringere Komponentengröße und besitzen tendenziell einen stärkeren Rundungsgrad als dies bei den Riffkalken im westlichen Teil des bearbeiteten Gebietes der Fall ist. Die Abnahme der Komponentengröße lässt auf einen weiteren Transportweg schließen.

Im unteren Bereich der Ibenklippen stehen direkt über den Vulkaniten Styliolinen-Wackestones an. Diese durch fein verteilten Hämatit teilweise rot gefärbten Ablagerungen lassen auf eine Rinne oder Mulde schließen. Direkt darüber folgen die Schürfgruben und Pinggen der ehemaligen Erzabbau. In Richtung Ibenrücken zeigen weitere kleine Pinggen den Verlauf des vererzten Riffschutt nach. Die Karbonate in diesem Bereich enthalten vereinzelt Bänke von Crinoidenkalk. Aufgrund des Vorkommens von *Thamnopora* (Abb. 36 a) und *Battersbyia declarata* (Abb. 36 e) wird der Riffschutt und Blockriffschutt des Ibenrückens in den Zeitabschnitt des Atollstadiums gestellt. Nach WELLER (1989) kommen hier Extraklasten von aufgearbeiteten Karbonaten des Schwellenstadiums vor.

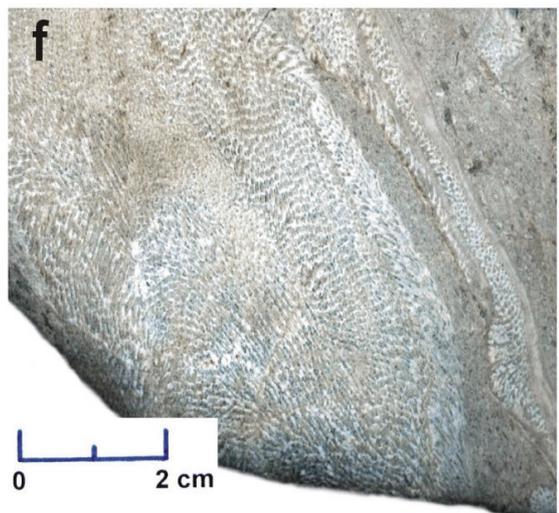
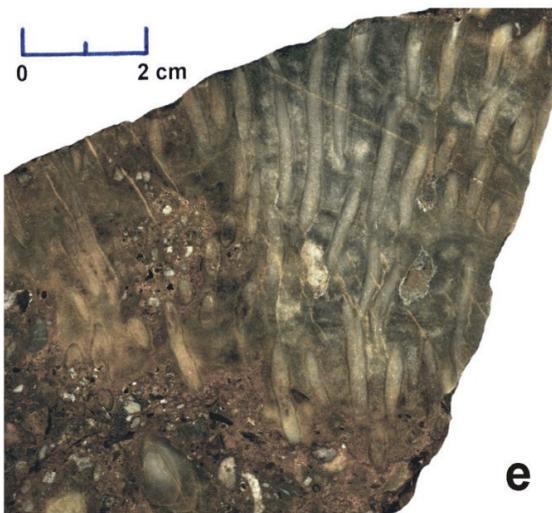
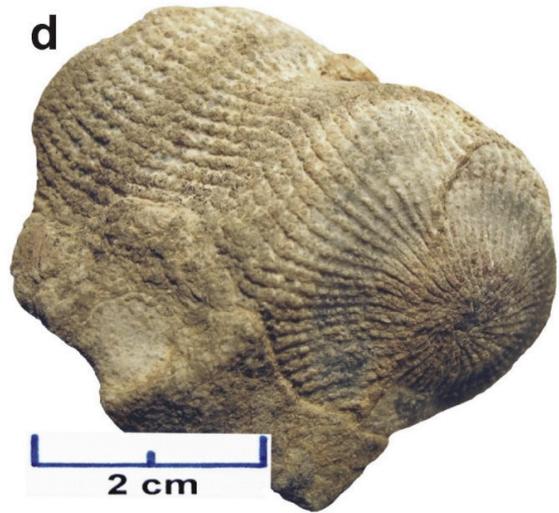
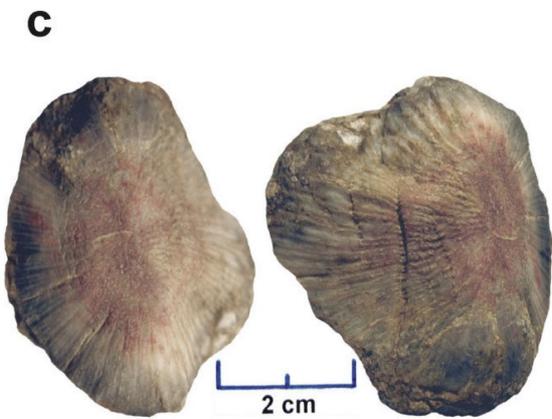
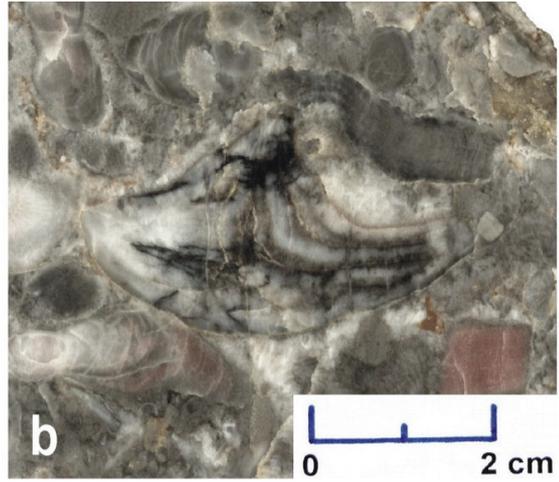
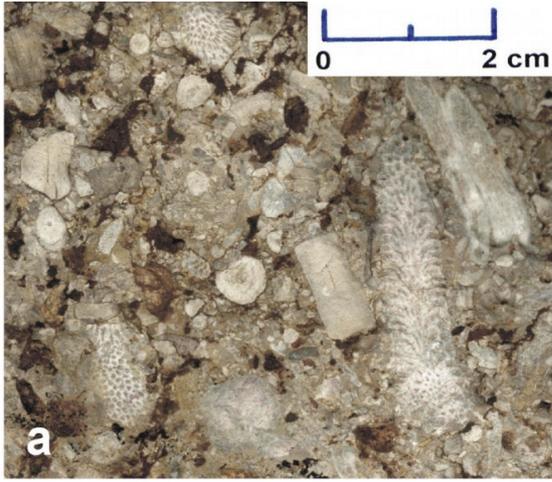
Die östlichsten Karbonatvorkommen aus der Zeit des Atollstadiums befinden sich an der E-Grenze des Arbeitsgebietes im Silberbornsgrund. Lithologisch handelt es sich bei den beiden Vorkommen um Biodetrituskalk und Styliolinenwackestones.

Die Entwicklung des Elbingeröder Riffs während des Kappenstadiums (Hb)

Zu Beginn des Oberdevons (Frasnium, AEHNELT & WELLER, 2004) senkte sich das Meeresbecken einschließlich der Elbingeröder Vulkane mit den Riffen ab. Nach FUCHS (1990) steht diese Absenkung in unmittelbarem Zusammenhang mit der Hebung der mitteldeutschen Kristallinschwelle. Mit dieser Entwicklung veränderte sich das Riff grundlegend. In den zentralen Bereichen wurden keine Lagunenkarbonate mehr abgelagert. Die Sedimente der Außenriff-Fazies greifen kappenartig über das gesamte Riff hinweg. Während des Kappenstadiums verlagert sich der Hauptsedimentationsraum vom Zentralteil des Riffkomplexes in den südlichen Bereich des Braunesumpfs-Sattels. Als Ursache für das veränderte Sedimentationsregime werden lineamentäre Blockbewegungen (FRIEDEL, 1996) mit einer damit verbundenen Schollenkipfung (RUCHHOLZ & WELLER, 1991) angesehen. Aus den Lagerungsverhältnissen der Conodontenzonen, welche sich schalenartig aneinanderschmiegen und flacheres Einfallen in Richtung Vulkanitsattel zeigen, wird der transgressive Charakter der Riffentwicklung im Elbingeröder Komplex abgeleitet (FUCHS, 1990).

Abb. 36. (folgende Seite) Typische Korallen aus dem Atoll- und Kappenstadium.

- a) Angewitterte Bruchstücke von Crinoiden und der dendroiden tabulaten Koralle *Thamnopora*, einer koloniebildenden baumförmig verästelten Bodenkoralle, die in dieser Zeit häufig am Riffbau beteiligt war und nur im Vorriffbereich vorkam. Längsschnitt rechts im Bild, oben Mitte ein Querschnitt. Schwach hämatitschüssiger Riffschutt. *Fundort*: Ibenrücken.
- b) Rugose solitäre pantoffelförmige Koralle (*Calceola sandalina*) im groben Biodetrituskalk, mit roten und grauen Riffbildnern in sparitischer Matrix. *Fundort*: Mittelberg; *varcus*-Zone.
- c) Herausgewitterte rugose solitäre Koralle mit schwacher Rotfärbung im Zentrum *Fundort*: Eingangsbereich ‚Grube Volkmar‘.
- d) Herausgewitterte rugose solitäre Koralle (?*Dohmophyllum* sp.). *Fundort*: Mittelberg; *varcus*-Zone.
- e) Rugose koloniebildende Koralle *Battersbyia declarata* in hämatitschüssigem Riffschutt. Diese Koralle ist ein Anzeiger für das Givetium. *Fundort*: Ibenrücken.
- f) Tabulate Koralle (*Alveolites* sp.) des Kappenstadiums. *Fundort*: Norden des Mittelberges.



Allgemein wird ein Rifftyp mit schalenartigem Innenaufbau als Riffzwiebel bezeichnet (GEISTER, 1983).

Lithologisch dominieren arenitreiche Schuttkalke, in denen, im Unterschied zum Atollstadium, koloniale rugose Korallen wie *Phillipsastrea*, *Frechastrea*, *Haplothecia* ein typisches Merkmal sind (WELLER, 1991a). Ferner sind tabulate Korallen wie *Alveolites* sp. (Abb. 36 f), rhynchonellide Brachiopoden und Cephalopoden häufigere Fossilien. Riffbildner in Wuchsposition sind von Riffschutt umlagert, welche als Bind- und Bafflestones Riffkernnähe zeigen (RUCHHOLZ & WELLER, 1991).

Die Gesteine des Kappenstadiums sind im Arbeitsgebiet längst nicht so verbreitet wie die Gesteine des Atollstadiums. Im Norden des Mittelberges lagern die Kalke des Kappenstadiums, welche u. a. durch das Vorkommen von *Alveolites* sp. (Abb. 36 f) belegt werden, auf Karbonaten des Atollstadiums. Auch im nördlichen Bereich der Höhle Volkmarkeller lagern sie den Gesteinen des Atollstadiums auf. Weitere Riffkalke des Kappenstadiums werden durch Funde der rugosen Koralle *Phillipsastrea* sp. am Ibenrücken (hier im Blockriffschutt) und im Silberbornsgrund (hier als Biodetrituskalk) angezeigt.

Die Entwicklung des Elbingeröder Riffkomplexes während des Demergenzstadiums

Nach einer Sedimentationsunterbrechung erneut einsetzende, räumlich sehr begrenzte Riffschutt-Ablagerungen belegen ein letztes Aufblühen des Korallenriffs. Diese geringmächtigen Sedimente bilden gleichzeitig den Abschluss der Hauptphase im oberen Frasnium. Dann führt eine verstärkte epirogenetische Absenkung des Untergrundes innerhalb des rheinischen Troges zu einem endgültigen Absterben des Korallenriffs (MEISCHNER, 1971). Nach FUCHS (1990) endete das Riffwachstum im Elbingeröder Komplex lokal und temporär unterschiedlich, was unserer Meinung nach auch während der Bildung eines Akkretionsfächers nordwestlich der Mitteldeutschen Kristallinschwelle stattfinden kann.

Im Demergenzstadium wurden Wacke-, Rud- und Floatstones abgelagert. Die Karbonate werden von rugosen Korallen wie *Phillipsastrea*, *Frechastrea* bzw. tabulaten Korallen der Gattung *Thamnopora* aufgebaut. Ferner kommen Brachiopoden (Spiriferidae, Rhynchonellidae), Crinoiden, Nautiliden, Ammoniten, Gastropoden und Ostrakoden als weitere Faunenelemente vor.

Die Gesteine des Demergenzstadiums sind im Elbingeröder Komplex nur selten aufgeschlossen und wurden hier nur der Vollständigkeit halber erwähnt. Im bearbeiteten Gebiet wurden sie nicht nachgewiesen.

3.2.3.3 Zementation und Vererzung an der Vulkanit- / Karbonat-Grenze im Bereich der Grube Volkmar

Das im vorherigen Kapitel dargestellte Schichtprofil (Abb. 31a + b) beginnt im Liegenden in den vererzten Schalsteinen, geht über in vererzte Kalkbänke mit aufgearbeiteten Erzbreccien und endet im hangenden Teil in den Riffschuttkalken der Atollphase. Gerade im Bereich der Kalkbasis fallen milchige bis schwach durchscheinende Sparit-Zemente auf, welche die Erzkomponenten, andere Lithoklasten und Biogene umgeben. Teilweise alternieren diese Zemente mit intergranularen Internsedimenten. Auf die Geländebefunde aufbauende Kathodolumineszenz-Untersuchungen sollten die frühdiagenetischen Prozesse der ersten abgelagerten Karbonate klären sowie zusätzliche Erkenntnisse der diagenetischen Entwicklung aus der frühesten postvulkanischen Phase gewinnen. Dabei galt es auch die

Möglichkeit zu prüfen, ob die Karbonatzementation durch magmatische Einflüsse teilweise gesteuert war.

Ein Hauptziel dieser Vorarbeiten war es, geeignete Probenahmestellen zu lokalisieren, um den detaillierten Ablauf der Zementationsentwicklung der Porenräume und Vererzungsphasen mit Hilfe dieser Methode zu untersuchen. Im vorliegenden Fall wurde Heißkathodolumineszenz angewendet (Abb. 15). Aufgrund dieser Voruntersuchungen wurden schließlich die untersten beiden Erzbreccien-Bänke am Übergangsbereich ‚vererzte Schalsteine (i.e. Vulkanochemit)‘ / ‚Karbonate mit aufgearbeiteten Erzbreccien‘ für die weitere Untersuchung am Kathodolumineszenz-Mikroskop beprobt. Die ausgewählten Schichten wurden in Abb. 31 b mit ‚Kathode 1‘ bzw. ‚Kathode 2‘ gekennzeichnet.

Mit modernen Kathodolumineszenz-Mikroskopen ist es möglich, an Festkörpern Internstrukturen oder Variationen ihrer chemischen Zusammensetzung im Detail zu untersuchen. So können Abweichungen im Kristallwachstum bis in den Spurenelementbereich sichtbar gemacht werden. Dadurch ist es möglich, verschiedene Phasen in der Gesteinsentwicklung zu identifizieren oder Fragen zur Zementstratigraphie oder Porenraumentwicklung sowie der damit verbundenen Interpretation ihrer zeitlichen Abfolgen bzw. Korrelation zu beantworten.

In JANSSEN et al. (1990) werden aus der lagunären Fazies der Elbingeröder Riffkalke unter anderem skalenoeidrische Zemente, radial-fibröse Calcit-Zemente, drusige Mosaik-Zemente und mikritische Zemente beschrieben. Das Vorhandensein dieser frühdiagenetischen Zemente belegt eine normalmarine Zementation, in die phreatische Zemente von Auftauchphasen eingeschaltet sind. In den bearbeiteten Außenriffkarbonaten wurden die gleichen Zementtypen nachgewiesen (z. B. Abb. 34 c). Zusätzlich kommen im kartierten Gebiet Fe-Calcite und Vererzungsphasen vor, die aus den Kalken der Lagunenablagerungen bisher nicht im Detail beschrieben wurden.

An der Basis der Erzbreccien vom Profil ‚Grube Volkmar‘ konnten drei Phasen der Zementation / Vererzung festgestellt werden:

Phase 1: Radial-fibröse Calcit-Zementation

Er ist der vorherrschende und fast immer der erste Zement im Außenriffbereich. Unter diesem Namen werden faserige, palisadenartige bis blättrige Zemente (mit Kristallgrößenzunahme) zusammengefasst, die senkrecht zur Porenwand in den Hohlraum hineinwachsen. Der Zement luminesziert erst dunkel, an den Enden ist er zoniert hell lumineszierend.

Abb. 37, Bild 1 b zeigt einen ehemaligen Porenraum, welcher durch einen radial-fibrösen Calcit zementiert ist. Der Hohlraum wurde dabei von den Rändern her verfüllt. Die dunkel lumineszierenden Bereiche der radialen Faserzemente zeichnen den mikritischen Rand des Porenraumes nach und spiegeln den Beginn des Wachstums wider. Die hell lumineszierenden zonierten Bereiche stellen die Kristallenden der Zemente dar. Die verbleibenden Zwickel wurden mit Fe-Zement der 2ten Phase verfüllt.

Abb. 37, Bild 2 b zeigt einen ideal ausgebildeten radialen Faserzement, der vom mikritischen Randbereich des Porenhohlraums (gut erkennbar in Bild 2 a: dunkle Bereiche links oben und am unteren Bildrand) in Richtung Bildmitte gewachsen ist. Bemerkenswert ist die deutliche Kristallverbreiterung der einzelnen Calcite von Beginn zum Ende des Kristallwachstums. Im Endstadium können die Kristalle als ‚blättrig‘ bezeichnet werden.

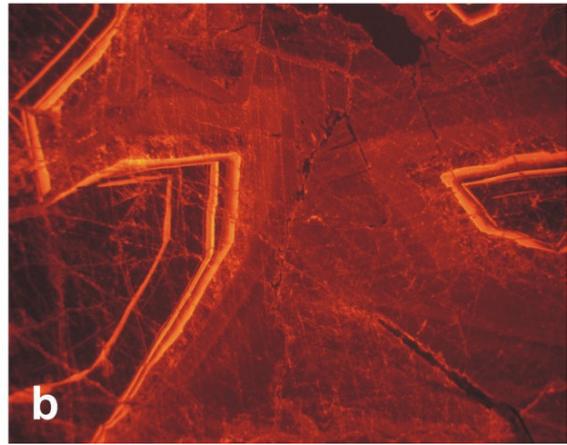
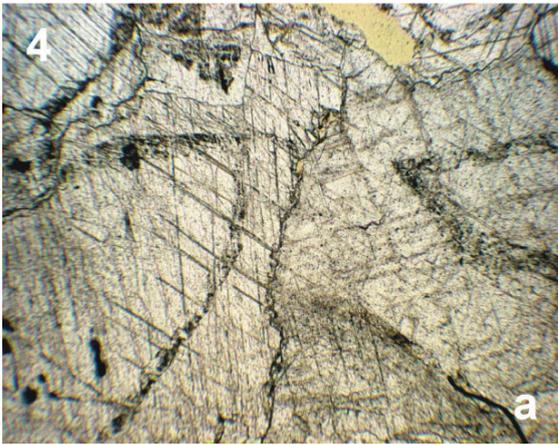
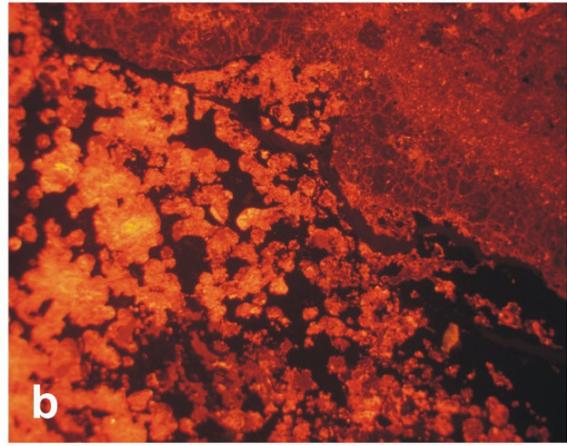
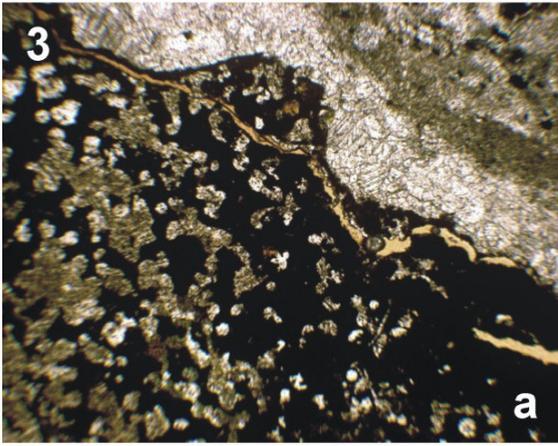
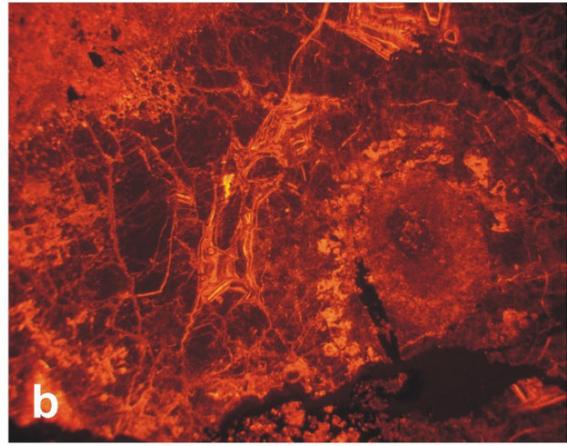
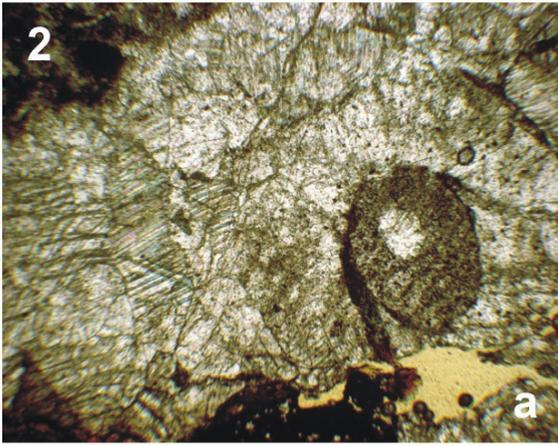
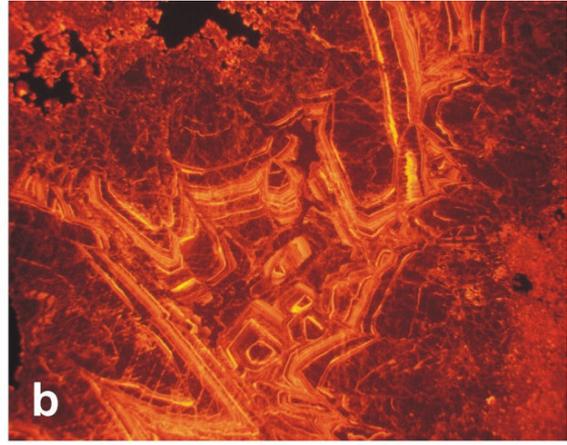
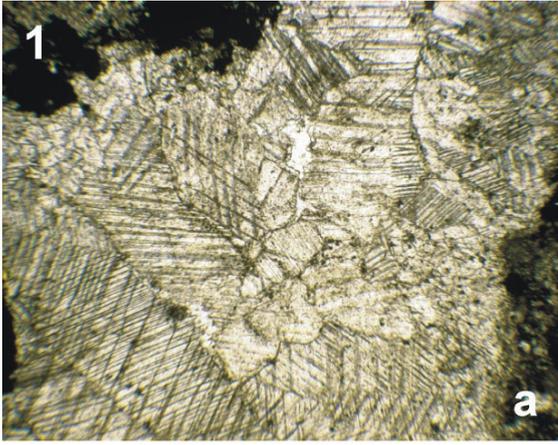
Abb. 37. (folgende Seite) Typische Beispiele der verschiedenen Zementations- und Vererzungsphasen. a) bezeichnet das Foto der Durchlichtmikroskopie, b) ist das dazugehörige Kathodolumineszenz-Foto. Die Bildlänge beträgt bei allen Fotos 2 mm. Bild 1, 2, 3 sind im Profil mit ‚Kathode 2‘ bezeichnet, Bild 4 ist mit ‚Kathode 1‘ bezeichnet. Die beiden Gesteine sind Rudstones.

1: Im Bild ist ein verfüllter ehemaliger Porenhohlraum zu sehen. Die Randbereiche der Pore sind mikritisch und erscheinen im Durchlicht dunkel, der helle zentrale Bereich hat die Farbe von calcitischem Zement [a]. Erst aus der Kathodolumineszenz-Aufnahme wird ersichtlich, dass der Porenraum von außen nach innen zugewachsen ist. Die anfangs dunkel lumineszierenden Kristalle leuchten im finalen Wachstumsstadium als helle, zonierte und parallel zur Korngrenze verlaufende Linien. Diese Art der Lumineszenz ist charakteristisch für die radial-fibrösen Calcit-Zemente der ersten Phase. Der Einzelkristall links unten kann aufgrund seiner Größe bereits als sklenoedrischer oder drusiger Mosaik-Zement bezeichnet werden. In einer zweiten Phase wurden dann die Zwickel mit weniger dunkel lumineszierendem Fe-Calcit ausgefüllt. In der dritten Phase sind schließlich Erzlösungen in das Gestein eingewandert [erscheinen in a + b undurchsichtig, schwarz] und haben bevorzugt Mikrit-Zemente verdrängt. Bemerkenswert ist der hell lumineszierende Saum um das dunkle Erz. Dieser stellt möglicherweise ein Reaktionssaum zwischen Erz / Calcit dar.

2: Auf der rechten Bildseite ist ein Crinoidenrest mit einer Anbohrung in der Mitte (heller Fleck, mit radial-fibrösem Calcit-Zement verfüllt) zu sehen. Der im Durchlicht [a] dunkel erscheinende Bereich links oben bzw. entlang der Bildunterseite ist der mikritische Rand des ehemaligen Porenhohlraums. Auf den mikritischen Porenwänden setzen radial-fibrösen Calcit-Zemente auf. Bei diesem Beispiel lumineszieren sie größtenteils dunkel, der hellere Randbereich ist nur sehr dünn ausgebildet. Bemerkenswert ist die deutliche Korngrößenzunahme vom feinkristallinen Anfangsstadium hin zum blättrig-blockigen Endzustand der Kristalle. Am unteren Rand des fotografierten Ausschnitts sind Eisenerzlösungen in das Gestein und in Richtung des Crinoidenrestes eingewandert [erscheinen in a + b undurchsichtig, schwarz]. Dadurch wurde der ehemals hellere Crinoidenrest dunkler.

3: Direkt oberhalb der schräg verlaufenden Vererzung ist mikrosparitischer, dunkel lumineszierender Zement vom Typ der 1ten Phase (radial-fibröser Calcit-Zement) mit Fe-Calcit in den Zwischenräumen. Der hell lumineszierende, punktförmig verteilte Calcit wird vom unteren und linken oberen Bildrand aus von mittelhellen lumineszierendem Fe-Calcit der 2ten Phase verdrängt. Die dunklen und schwarzen Flächen kennzeichnen eingedrungene Erzlösungen der 3ten Phase, die in diesem Falle den Fe-Calcit verdrängt. Es konnte nicht geklärt werden, ob der Fe-Calcit im rechten oberen Bildbereich zur gleichen Zeit entstanden sind wie die Fe-Calcite, die im linken unteren und mittleren Bildbereich von den Erzlösungen verdrängt werden.

4: Im linken unteren Bereich ist ein sklenoedrischer Calcitkristall im Längsschnitt zu sehen [a + b]. Die erste Zementationsphase wird in diesem Falle von Hundezahnzementen gebildet (vgl. Abb. 34 c). Der ehemalige Drusen-hohlraum wurde mit Fe-Calcit in mindestens drei Stufen gefüllt. Dafür spricht der zonare Aufbau der Fe-Calcite. Der zonare Bau der Zemente zeigt flachmarine Bildungsbedingungen an, da bei tiefmarinen Bedingungen die Fluide einheitlich sind und so Zonierungen nicht mehr auftreten.



Phase 2: Fe-Calcit-Zementation

Dieser Zement tritt häufig als Kluft- oder Zwickelfüllungen auf. Die Ausbildung ist abhängig vom Porenraum und kann von feinkristallin bis blockig reichen. Die Fe-Calcit-Generation luminesziert mittel hell, d. h. nicht ganz so dunkel wie der unzonierte Teil der radial-fibrösen Zemente, aber auch nicht so hell wie die zonierte Außenbereiche dieser Zemente. Fe-Calcite mit zonarem Bau wurden eher selten beobachtet. Diese Kristallausbildung belegt allerdings flachmarine Bildungsbedingungen. Bei einer tiefmarinen Umgebung wäre ein magmatischer Einfluss denkbar.

Es wurden auch Fe-Calcite beobachtet, welche Brüche durch Zemente der ersten Phase verheilten (Abb. 38 a + b). Nach den bisherigen Beobachtungen wurden die Fe-Calcite zur Zeit der Vererzungsphase gebildet. Der Vererzungsvorgang lief im Vergleich zur Entwicklung und zum Bestand des Elbingeröder Riffkomplexes relativ kurzzeitig ab (WELLER, 2003). Dies würde bedeuten, dass der Elbingeröder Bereich zumindest zur Zeit der Entstehung der Erzbreccien-Bänke und während der ersten Riffschutt-Ablagerungen durch vulkanische oder tektonische Aktivitäten seismisch so aktiv gewesen ist, dass in den Zementen der ersten Phase neue Klüfte gebildet wurden.

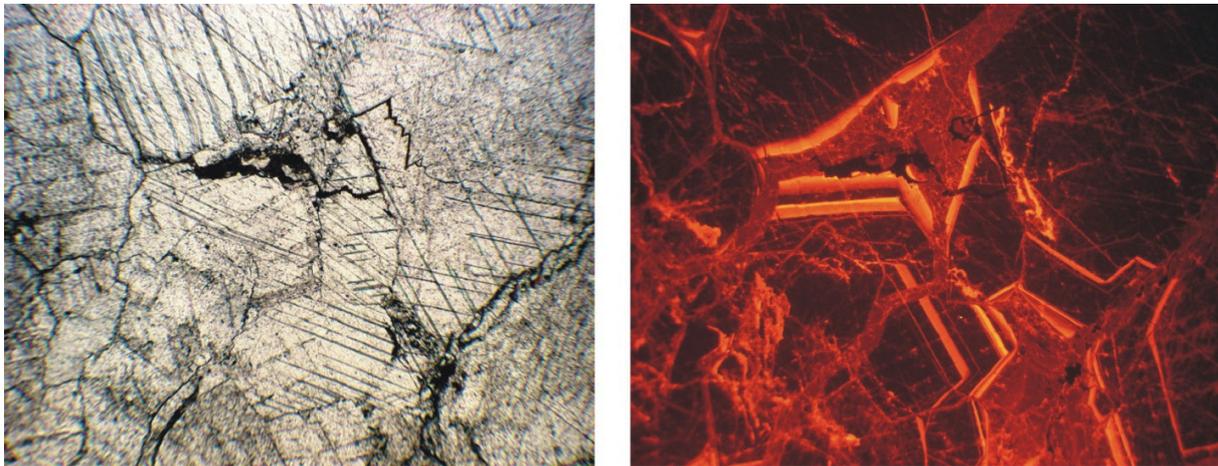


Abb. 38. Auf dem Kathodolumineszenz-Foto (rechte Seite) erkennt man gebrochene und leicht versetzte dunkle Kristalle mit den hellzonierten Rändern. Es handelt sich dabei um radial-fibröse Calcit-Zemente der ersten Phase. In die neu entstandenen Klüfte sind Fe-Calcite und Erzlösungen (schwarze Kluftfüllungen) eingewandert. Links: Durchlichtmikroskopie-Foto, rechts: Kathodolumineszenz-Foto. Die Bildlänge beträgt bei beiden Fotos 2 mm. Die beprobte Schicht wurde im Profil mit Kathode 1 bezeichnet.

Phase 3: Einwandern von Erzlösungen

Die Erzlösungen sind, soweit beobachtet, immer als letztes in die Karbonate eingewandert. Migrationswege waren Korngrenzen, Klüfte oder vorhandene Porenhöhlräume. Daneben wurde häufiger deutlich, dass die Erzlösungen sowohl den hell lumineszierenden Calcit oder radial-fibrösen Calcit-Zement der ersten Phase als auch den Fe-Calcit der zweiten Phase verdrängen. Wenn Mikrit-Zemente verdrängt wurde, so hat sich meist ein dünner, hell lumineszierender Reaktionssaum gebildet. Mikritische Bereiche waren wegen der besseren Wegsamkeit an Korngrenzen häufig stärker vererzt.

Diagenese-Entwicklung in den Elbingeröder Kalken

Die Durchlicht- und Kathodolumineszenz-Untersuchungen zeigen, dass es drei Phasen von Zementierung in den Basiskarbonaten des Profils ‚Grube Volkmar‘ gibt. Die erste Phase ist vom Bildungsbereich der Zemente abhängig. Der häufigsten Zemente dieser frühesten Phase sind marin entstandene radial-fibröse Calcit-Zemente. Seltener kommen phreatisch gebildete skalenoeidrische Zemente, i.e. Hundezahnzemente, vor (Abb. 37, Bild 4). In der zweiten Phase sind Fe-Calcit-Zemente gleichmäßig um die Calcite der ersten Phase gewachsen. Insbesondere das Vorkommen von zoniert gewachsenen Fe-Calcit-Zementen belegt flachmarine Bildungsbedingungen. Erzlösungen sind dann in der dritten Phase eingewandert. Dies geschah meist entlang von Korngrenzen, Klüften oder vorhandenen Porenhohlräumen. Daneben wurden die Zemente der ersten und zweiten Phase, aber auch mikritische Karbonate durch die Erzlösungen großflächig verdrängt. Bei der Mikritverdrängung entstanden häufig dünne, hell lumineszierende Reaktionssäume.

Bemerkenswert sind die zerbrochenen und leicht versetzten Kristalle der radial-fibrösen Calcit-Zemente der ersten Phase (Abb. 38). Die Klüfte wurden mit den Fe-Calcit-Zementen und Erzlösungen der zweiten und dritten Phase gefüllt. Die Fe-Calcite wurden nach den bisherigen Beobachtungen zur Zeit der Vererzungsphase gebildet. Nach WELLER (2003) lief die Vererzungsphase im Vergleich zur Entwicklung und zum Bestand des Elbingeröder Riffkomplexes relativ kurzzeitig ab. Demnach wäre der Elbingeröder Bereich zur Zeit der Bildung der Erzbreccien-Bänke seismisch aktiv gewesen. Abb. 38 zeigt, dass Erzlösungen in weitere Klüfte und Brüche eingedrungen sind, was bedeuten würde, dass es wiederholt zu Brüchen gekommen ist. Wodurch die seismische Aktivität verursacht wurde, konnte nicht geklärt werden, aber sie hatte sicher einen gewissen Einfluss auf die Sedimentationsgeschichte im Bereich des Außenriffs. So können Beben Teile der abgelagerten Erzbreccien bzw. des sedimentierten Riffschutts in Bewegung gesetzt haben. Die Wechsellagerung von Pelagiten / Schuttbänken kann auf diese Weise zwanglos erklärt werden. Inwieweit von einer seismischen Aktivität in jüngeren Bereichen des Atollstadiums oder zur Zeit des Kappenstadiums ausgegangen werden kann, muss erst durch weitere zukünftige Untersuchungen belegt werden.

3.2.4 Elbingeröder Buntschiefer-Formation

Die Sedimente der Elbingeröder Buntschiefer-Formation gehören zur Nachphase (AEHNELT & WELLER, 2004) und wurden im Kartiergebiet, trotz intensiver Suche, nicht nachgewiesen - zumindest wurden sie nicht oberflächlich anstehend vorgefunden. Allerdings sind sie aus Bohrungen durchaus bekannt (Abb. 52 & 53). Aus diesem Grunde soll der Faziesraum mit den damit assoziierten Sedimenten im Folgenden kurz beschrieben und näher erläutert werden.

Fazies / Interpretation der Elbingeröder Buntschiefer-Formation:

Im tieferen Famennium sinkt der Sedimentationsraum weiter ab. Anfangs entstehen im litoralen Milieu Brachiopodenkalke, später lagern sich zunehmend dunklere Kalke mit Cephalopoden und solitären rugosen Korallen ab (WELLER, 2003). Ab dem höheren Famennium bis zum Ende des Tournaisium sind Kalke dieser Phase lediglich in isolierten Vorkommen als Spaltenfüllungen (‚neptunische Gänge‘) in Riffsedimenten erhalten. Die Breite der Gänge reicht von mm bis zum cm Bereich, selten sind sie breiter als ein Meter. WELLER (1991a) erklärt die Entstehung der Spalten durch differenzierte

Setzungserscheinungen im unterlagernden Schalsteinmaterial, wie auch mit synsedimentären Bruchvorgängen in Verbindung mit lineamentären Schollenbewegungen. Die Füllungen können sehr unterschiedlich sein (Mudstones, Wackestones, Packstones oder Grainstones) mit Crinoiden, Brachiopoden, Mollusken, Trilobiten, Ammoniten, Ostrakoden, Conodonten sowie mikrobiellen Kalken (WELLER, 1991a). GISCHLER & REITNER (2004) beschreiben ferner „Conodonten-Geisterfaunen“ und umgelagerte ältere Fossilien in den jüngeren Spaltenfüllungen, was auf relativ geringe Sedimentationsraten in Verbindung mit Erosion und Resedimentierung hinweist. Aus dem Arbeitsgebiet werden vereinzelt Spaltenfüllungen vom Silberbornsgrund und Iberücken beschrieben (WELLER, 1989). Trotz angestrebter Suche wurden sie im Gelände allerdings nicht wieder gefunden.

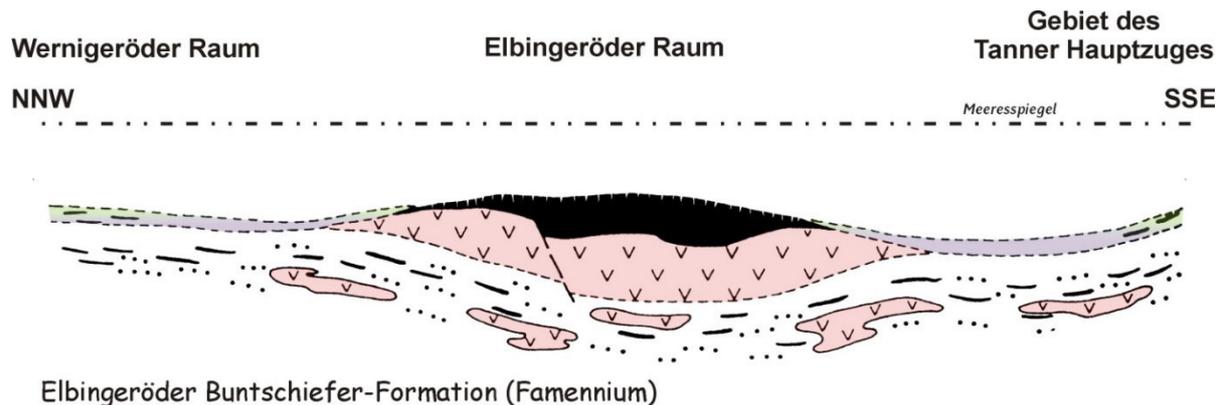


Abb. 39. Faziesentwicklung zur Zeit der Elbingeröder Buntschiefer-Formation (verändert nach REICHSTEIN, 1964). Im Tiefschwellenstadium wird im Becken und an den Vulkanflanken die Buntschiefer-Fazies abgelagert. Auf dem Top des ehemaligen Riffes lagert sich nur wenig Sediment ab.

Zur Zeit des höheren Famennium / Tournaisium nimmt der Sedimentationsraum des Elbingeröder Komplexes die Position einer Tiefschwelle ein (RABIEN, 1956) und kann mit rezenten Hochbereichen pazifischer Seamounts in einigen 100 bis mehreren 1000 m Wassertiefe verglichen werden (GISCHLER & REITNER 2004) (Abb. 39). Auf den Schwellenflanken und den umliegenden Becken lagern sich während des gesamten Famennium grün und rot gefärbte Buntschiefer ab, die einen ruhigen bathyalen Ablagerungsraum darstellen (MOHR, 1993) und der Formation ihren Namen gaben

3.3 Das Karbon

Zu Beginn des Karbons setzt sich das Tiefschwellenstadium des ehemaligen Riffkomplexes fort. Folglich kommen anfangs ausschließlich tiefmarine Karbonate zur Ablagerung. Im Becken und an den Vulkanflanken werden Kieselschiefer und im Viséum Tonschiefer abgelagert. Erst im Laufe des hohen Unterkarbons kommt es an den ehemaligen Vulkan- und Riffschwellen im Elbingeröder Komplex zur Flyschsedimentation mit bis zu 500 Meter mächtigen Grauwacken (WELLER, 2003). Liefergebiet für den terrigenen Verwitterungsschutt war die im SE gelegene mitteldeutsche Kristallinschwelle (GISCHLER & REITNER, 2005).

3.3.1 Elbingeröder Kulm-Formation

Die stratigraphische Abfolge der Kulm-Gesteine besteht nach ZÖLLICH (1939) aus Ahrendfeld- und Büchenberg-Kieselschiefer, Kulm-Tonschiefer und Kulm-Grauwacke. Als Kulm-Formation fasste WELLER (2003) die Kieselschiefer, die Tonschiefer sowie die Grauwacken zusammen. Diese Formation wird von ihm weiter in die Elbingeröder Kiesel- und Tonschiefer-Folge einerseits und die Elbingeröder Flysch-Folge (Grauwacken) andererseits unterteilt.

3.3.1.1 Kieselschiefer

Zeitabschnitt: Tournaisium bis Viséum

Lithofazies:

Diese Kartiereinheit ist durch schwarze Kieselschiefer gekennzeichnet. Sie besitzen keine eigene Verwitterungsfarbe. Verwitterte Bruchflächen zeigen einen wachsigen bis glasigen Glanz, angewitterte Bruchkanten haben häufig eine schwache Kantenrundung. Das Gestein bildet demnach keine Verwitterungskruste aus, es wird eher nach und nach weggelöst.



Abb. 40. Kieselschiefer-Lesestein mit tuffitischer Lage. In der Tuffitlage können noch einzelne, dunkel pigmentierte Lagen erkannt werden (*Fundort:* N von Eggeröder Brunnen, beim Geodätischen Festpunkt 492,1 m, Lesestein).

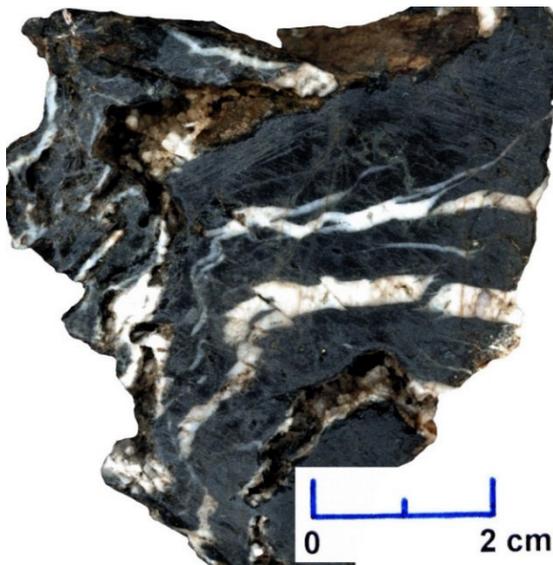


Abb. 41. Tektonisch stark beanspruchter Kieselschiefer (*Fundort:* N von Eggeröder Brunnen, ~200m N vom Geodätischen Festpunkt 492,1 m, Lesestein).

Die Kieselschiefer zeigen meist keinerlei sedimentäre Strukturen. In größeren Handstücken kann gelegentlich eine Bankung von bis zu 3 cm in verschiedenen Schwarztönen beobachtet werden. Nur selten kommen hellgraue bis weißliche tuffitische Lagen und Bänder vor (Abb. 40), die dann sehr auffällig in dem sonst schwarzen Gestein in Erscheinung treten. Bei den Kieselschiefern handelt es sich um sehr harte, dichte Gesteine mit scharfkantigem, mu-

scheligem Bruch. In tektonisch beanspruchten Bereichen wurden die Kieselschieferlagen häufig stark zerbrochen. In der Folgezeit verheilten die Brüche mit weißem Quarz wieder. Kam es in der Folgezeit zu einer erneuten Deformationsphase, so sind die verheilten Brüche ebenfalls zerbrochen und später wieder verheilt worden (Abb. 41). Auf diese Weise kann ein sehr heterogenes, fast schon löchrig-poröses Aussehen entstanden sein.



Abb. 42. Reste der Rohstoffbohrung GA65 aus dem Jahre 1965. Die Kernreste (Kieselschiefer und Grauwacken) befinden sich ~50 m östlich des Geodätischen Festpunktes 492,1 m (siehe Abb. 2).

Die Kieselschiefer kommen im Westen des Arbeitsgebietes in einem relativ kleinen Bereich vor. Kartiert wurde dieses Gestein nur nach Lesesteinen. Die Reste der Bohrung GA65 wurden etwa 50 m östlich des geodätischen Festpunktes 492,1 m im Wald gefunden (Abb. 42). Nach den Unterlagen des Landesamtes für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (LAGB) wurde die Bohrung 1965 abgeteuft. Sie war nur Teil einer ganzen Serie von Bohrungen, welche Aufschluss über die Geologie des Mittelharzes bzw. die Verbreitung weiterer Eisenerzlagerstätten geben sollten. Leider existieren wahrscheinlich keine Schichtenverzeichnisse zu dieser Bohrung mehr (freundl. mündl. Mitt. von Dr. Friedel, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, 2007). Auf den Internetseiten des LAGB ist diese Bohrung allerdings noch verzeichnet.

3.3.1.2 Tonschiefer

Zeitabschnitt: Tournaisium bis Viséum

Lithofazies:

Bei den Tonschiefern handelt es sich um karbonatfreie, dünnplattige, laminierte Ton-Siltsteine. Im frischen Zustand sind sie dunkelgrau bis grauschwarz. Auf frischen Spaltflächen zeigen sich häufig parallele, schwarzgraue Linien (Abb. 43). Sie verwittern hellgrau bis hellbraungrau. Durch starke tektonische Beanspruchung weisen sie eine von den Schichtflächen oft nur schwer zu unterscheidende Schieferung auf.

Die Tonschiefer nehmen fast den ganzen Norden des bearbeiteten Gebietes ein. Im Westen werden sie von der Grauwacke und dem Kieselschiefer begrenzt, im Osten vom Hüttenröder Olisthostrom. Da sie leicht verwittern, wurden sie fast immer als Lesesteine in Baumwurzeln oder an Aufschlüssen von Wegrändern beobachtet. Gute Wegaufschlüsse gibt es im Bereich Klostergrund / Kleines Giertal.

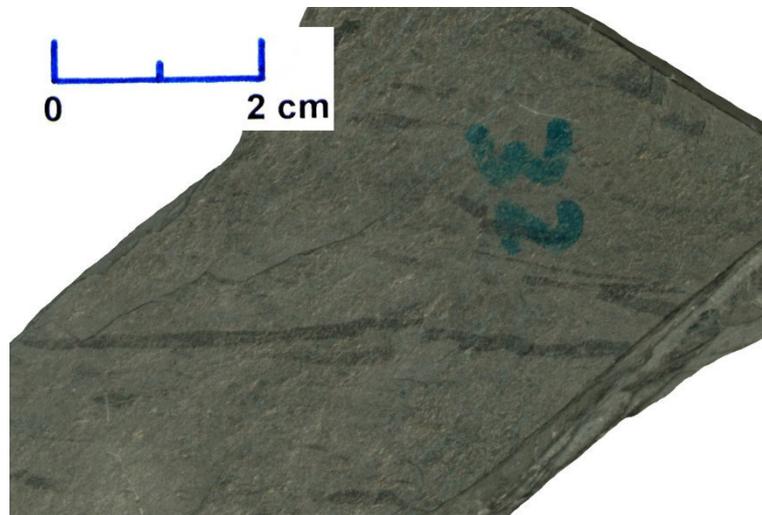


Abb. 43. Frische Spaltfläche im Tonschiefer mit den häufig zu beobachtenden grauschwarzen, parallelen Linien (*Fundort:* Bereich Klostergrund / Kleines Giertal)

3.3.1.3 Grauwacke

Zeitabschnitt: Viséum

Lithofazies:

Die Grauwacken sind hauptsächlich im Westen, aber auch im Norden des Kartiergebietes aufgeschlossen. Es handelt sich um teilweise schlecht sortierte, grau bis graugrüne Mittel- bis Grobsandsteine, deren Komponenten nicht oder nur schwach gerundet sind (Abb. 44).

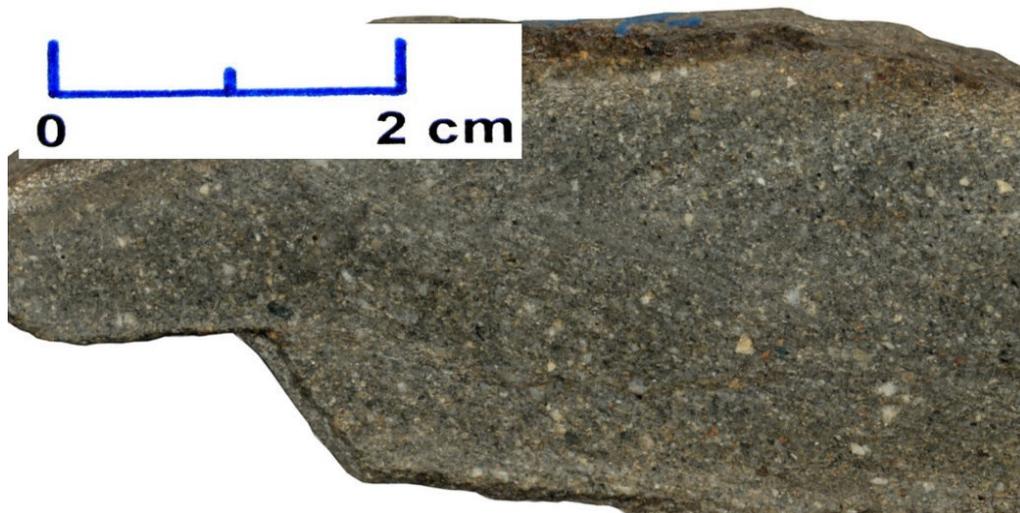


Abb. 44. Beispiel einer typischen Grauwacke aus dem Arbeitsgebiet (*Fundort:* etwa 120 m nördlich der Höhle von Volkmarskeller auf etwa 460 m Höhe).

Im angewitterten Zustand sind die Grauwacken gelblichbraun bis limonitfarben und weisen vereinzelt auf verwitterten Oberflächen manganoxidhaltige schwarze Flächen auf. Die Komponenten bestehen aus Quarz und Feldspat, seltener kann auch etwas Hellglimmer enthalten sein. Daneben können auch Lagen oder diffus verteilte gröbere Fremdgesteinsbruchstücke enthalten sein (Abb. 45). Die Matrix besteht normalerweise aus Tonstein. Nach FÜCHTBAUER (1988) setzen sich die Kulmtonschiefer aus einer Tonmatrix zusammen, die aus Glimmer und Chlorit besteht. Bei grobkörnigeren Grauwacken kann es vorkommen, dass die Tonmatrix teilweise durch Sparit-Zement neomorph ersetzt ist.

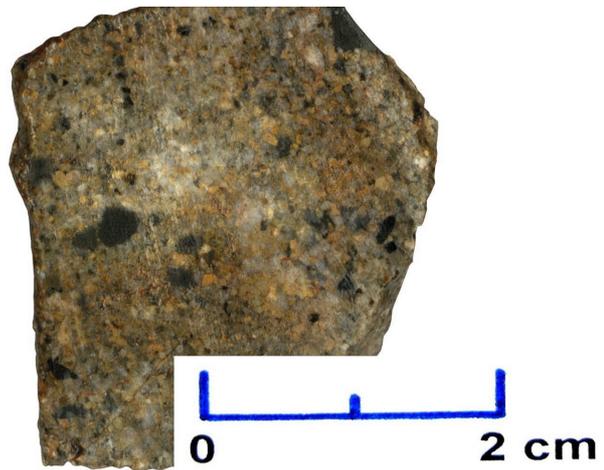


Abb. 45. Schnittfläche einer angewitterten Grauwacke mit einigen dunklen, grobkörnigen, kantengerundeten Komponenten (*Fundort:* 200 m nördlich von Eggeröder Brunnen, Lesestein).

Die Grauwacken sind an der Basis mit den Tonsteinen verzahnt. Während im Liegenden noch die Tonsteine dominieren, so schalten sich in den zunehmend jüngeren Einheiten immer mehr Lagen von Grauwacken ein, bis die Sedimente schließlich aus reinen Grauwacken aufgebaut werden.

Im Arbeitsgebiet finden sich im zentralen westlichen Teil an einigen Stellen Grauwacken (entlang des nördlich von Eggeröder Brunnen gelegenen breiteren Waldwegs). Daneben gibt es in den SW-NE verlaufenden Verzahnungen von Tonschiefer / Grauwacke einige kleinere anstehende Vorkommen. Den größten Geländeaufschluss bildet ein ehemaliger kleiner Steinbruch am Höhenpunkt 459,5 m (Abb. 2). Ein direkter Kontakt von Tonschiefer / Grauwacke wurde jedoch nicht beobachtet. Die lithologischen Grenzen wurden nach Lesesteinen auskartiert. Hilfreich für die Geländearbeit war die Profilbeschreibung von LUTZENS (1972). Er beobachtete in zusammenhängenden Profilen keine scharfe Tonschiefer / Grauwacke-Grenze, sondern eine Übergangszone zwischen beiden Gesteinen. Demnach sind die Grenzen zwischen beiden Kartiereinheiten nur auf 10er Meter genau zu fassen.

3.3.1.4 Interpretation der Elbingeröder Kulm-Formation

Zu Beginn des Karbons findet auf der Tiefschwelle des Elbingeröder Komplexes keine oder nur sehr geringe Sedimentation statt (REICHSTEIN, 1959). Zwischen den devonischen und unterkarbonischen Ablagerungen ist stets eine unterschiedlich große Schichtlücke ausgebildet, die zu den Rand- und Beckenbereichen zwischen den Vulkanschwellen geringer wird (LUTZENS & ZIMMERMANN, 1969). Im Gegensatz dazu kommen an den Vulkanflanken und im umliegenden Beckenbereich Kiesel-schiefer zur Ablagerung (WEYER, 1960 in LUTZENS & ZIMMERMANN, 1969; LUTZENS, 1972). Diese als Ahrendfeld-Fazies bezeichnete Basis der Kulm-Formation beginnt im cuI (siehe Abb. 6) und reicht bis in den mittleren Bereich von cuII (Grenze Tournaisium / Viséum). Etwa zeitgleich setzt nach 20 Millionen Jahren Unterbrechung (MUCKE, 1973) die Spätphase des Initialmagmatismus mit den auch im Elbingeröder Raum vorkommenden sog. „Deckdiabasen“ und den Vulkaniten in den Kiesel-schiefern ein. Bisher ist es noch nicht völlig geklärt, ob die Eruptionen den

Meeresspiegel durchschlagen haben oder nicht. COUSINEAU (1994) entwarf ein Modell für einen submarinen explosiven Vulkanismus. NIEM (1977) entwickelte ein Modell, in dem die Eruptionssäule den Meeresspiegel durchschlägt. ZELLMER (1996) modifizierte diese Modelle für den Vulkanismus im Harz und kommt zu dem Schluss, dass die Theorie von NIEM (1977) die Verbreitung der Aschentuffe im Harz besser erklärt. Die letzte späte vulkanische Phase dauerte etwa 5 Millionen Jahre an.

In Bereichen mit geringer klastischer Sedimentation sind die Kieselschiefer das typische Beckensediment und zeichnen deshalb zusammen mit den auf Schwellen abgelagerten geringmächtigen Sedimenten das Relief nach. An Gesteinen der Elbingeröder Schwelle beobachtete Sedimentstrukturen, wie z. B. Schichtlücken, Mischfaunen und Resedimentationshorizonte, weisen auf ein deutliches tiefermarines Relief hin (ZELLMER, 2005). ZELLMER (1996) gibt für den Faziesbereich der Kieselschiefer eine Wassertiefe von maximal einigen hundert Metern an. Aufgrund des damals noch fehlenden karbonatischen Nanoplanktons wurden kieselige Sedimente abgelagert. Die Sedimentationsrate wird mit 5 mm / 1000 a angegeben (ZELLMER, 1996). Die Kieselschiefer spiegeln also, im Gegensatz zu den in ihnen enthaltenen Tufflagen (Abb. 40), sehr lange Sedimentationszeiträume wider. Die im mittleren cuII abgelagerten graugrün gefärbten Büchenberg-Kieselschiefer sind im bearbeiteten Gebiet nicht oberflächlich aufgeschlossen. WELLER (2003) gibt für die Büchenberg-Kieselschiefer eine Mächtigkeit von etwa 17 m an.

Im Hangenden der Kieselschiefer schalten sich zunehmend Tonschiefer ein. WEYER (1960, in: LUTZENS & ZIMMERMANN, 1969) nimmt an, dass die Kulmtonschiefer bis in den Zeitraum des höchsten cuII bis tiefsten cuIII in den Becken sedimentiert wurden. MOHR (1993) gibt für die Tonschiefer Mächtigkeiten von etwa 50 m an.

Der Elbingeröder Komplex wurde erst zu Beginn des cuIII von bis zu 500 m mächtigen Grauwacken vollständig in die Kulmsedimentation einbezogen (LANGE, 1973). Nach WELLER (2003) werden die Grauwacken als Elbingeröder Flysch-Folge zusammengefasst. Als Liefergebiet wird die im Südosten gelegene Mitteldeutsche Kristallinschwelle angesehen. Der massive lithologische Wechsel steht in direkter Beziehung mit der im Viséum einsetzenden regionalen tektonischen Aktivität.

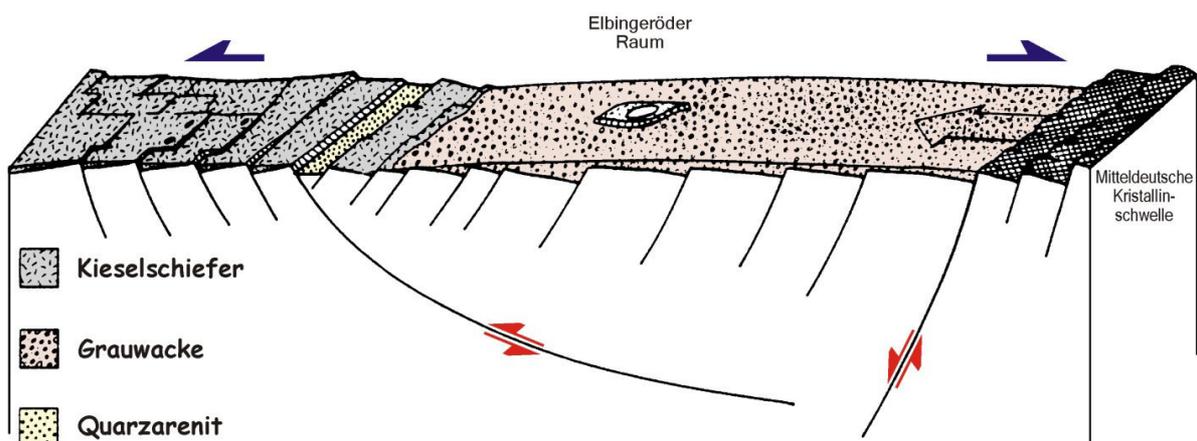


Abb. 46. Paläogeographie und tektonische Prozesse im Viséum nach ZELLMER (1996) mit beginnender Kompression an der Hauptscherfläche im südöstlichen Blocksystem des Rhenoherynischen Riftsystems.

ZELLMER (1996) sieht die Möglichkeit einer Krustendehnung, entweder mit Abschiebungen als simple-shear Modell, wie dies bereits von WERNICKE (1984) vorgeschlagen wurde oder durch Seitenverschiebungen und Bildung von Transtensions-Becken bzw. durch eine Kombination beider Prozesse (Abb. 46).

HÜNEKE & RUCHHOLZ (2005) und LUTZENS (1978) sehen eine im Famennium einsetzende Konvergenz als Grund für die Hebung der Mitteldeutschen Kristallinschwelle und das Abtauchen der rhenohertzynischen Platte. Grundsätzlich sind plattentektonische Extensionsmodelle im Fall des Harzbereichs am Anfang der geologischen Entwicklung denkbar (Rifting des Rhenohertzynischen Beckens (siehe auch ZELLMER, 1996). Diese Muster werden jedoch während und nach der Variszischen Gebirgsbildung, die durch Einengung und Wildflyschbildung sowie Deckentransporte charakterisiert sind, überprägt.

Die Elbingeröder Grauwacken (cuIII) haben ein deutlich jüngeres Alter als die benachbarten Vorkommen (cuII). WALLISER & ALBERTI (1983) sahen darin ein Indiz für eine größere Harzdecke, welche den Unter- und Mittelharz einschließlich des Elbingeröder Komplexes als synsedimentäre Rutschung vollständig überschoben hat. So stellen das Hüttenröder und das Harzgeröder Olisthostrom sowie die Stieger Schichten in der Umrandung der Südharz-Decke (GANSSLOSER, 2001) deutliche Signale für die Platznahme dieser Einheiten im Sinne einer „Wildflysch-Sedimentation“ dar (Kap. 3.3.2). Dagegen führte WACHENDORF (1986) das jüngere Sedimentationsalter auf eine anhaltende Schwellenposition des Elbingeröder Komplexes zurück. Diese Auffassung teilen auch WELLER & WEYER (1991) sowie SCHWAN (1992). Jedoch weist die generelle Vertiefung des Ablagerungsraumes auf eine Subsidenz im Zuge der einsetzenden Bildung eines Akkretionskeiles hin. Mit den Grauwackenablagerungen endet die seit dem Eifelium anhaltende fazielle Sonderentwicklung des Elbingeröder Komplexes (WACHENDORF, 1986).

3.3.2 Hüttenröder Olisthostrom-Formation

Über einer stets tektonisch geprägten Liegendgrenze erscheint als wahrscheinlich jüngstes Stockwerk die Hüttenröder Olisthostrom-Formation, die der Blankenburger Faltenzone zugerechnet wird (Abb. 4). Diese Formation umsäumt beinahe den gesamten Elbingeröder Komplex. In dem dunklen, marinen Sediment kommen zum Teil sehr große und eckige ältere Gesteine vor, weshalb dieses Sedimentgestein in der Literatur auch häufig als Wildflysch bezeichnet wird. In ZÖLLICH (1939) wird es noch als „Hüttenröder Schichten“ bezeichnet. WELLER (2003) führte wegen ihrer lithologisch-tektonischen Eigenständigkeit die Bezeichnung ‚Hüttenröder Olisthostrom-Formation‘ ein.

3.3.2.1 Tonschiefer

Zeitabschnitt: Oberes Viséum

Lithofazies:

Bei dieser Kartiereinheit handelt es sich um einen ruscheligen, dunkelgrauen bis schwarzen Tonstein. Das frische Gestein wirkt wie durchgeknetet. Ein Handstück besitzt häufig verschiedene, seidig schimmernde Harnischflächen (Abb. 47). Häufiger kommen auch glatte und glänzende Flächen ohne Gleitstriemung vor. Die Verwitterungsfarbe des relativ weichen, leicht verwitternden Gesteins ist braun bis braungrau.

In den Tonschiefern kommen völlig chaotisch durchmischte, lithologisch und stratigraphisch verschiedenartige Gesteinsfragmente unterschiedlichster Größe vor. Im Hüttenröder

Olisthstrom kommen auskartierbare, bis mehrere hundert Meter große Olistholithe aus Kalkgrauwacken, Hauptquarzit, Wissenbacher Schiefer, Diabas, Porphyroiden, Schalstein, Riffkalken, Kieselschiefer oder Buntschiefer in den Tonschiefern vor (vgl. FRIEDEL & ZWEIG, 2013). Die Fremdgesteinsfragmente zeigen meist verschiedene Zerfallstadien bis schließlich der Gesteinsverband zu einer tonig-sandigen Matrix völlig aufgelöst wird (LUTZENS, 1991).

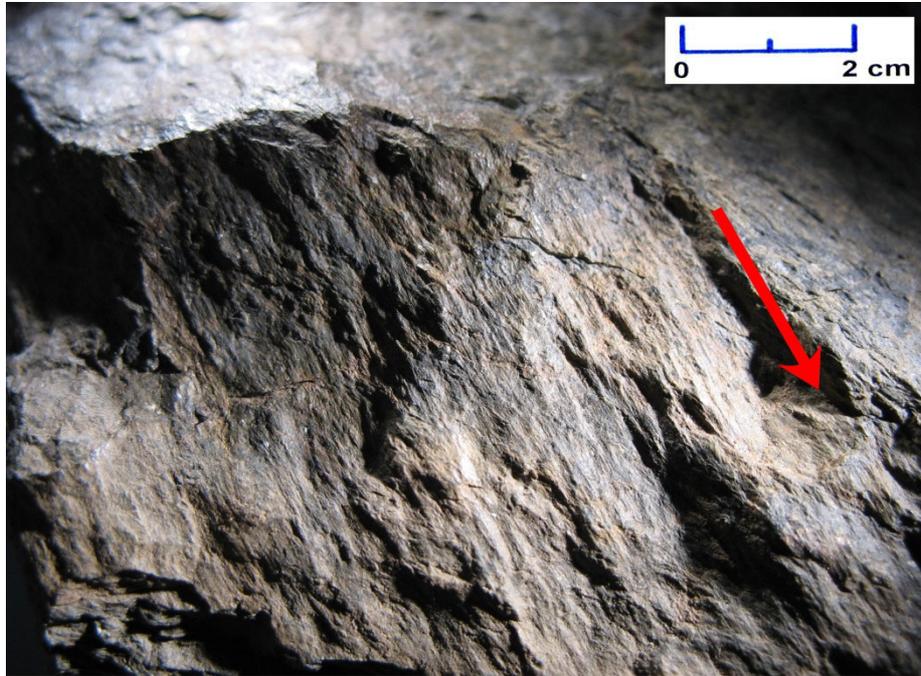


Abb. 47. Tonschiefer der Hüttenröder Olisthstrom-Formation mit gut erkennbaren, teilweise seidig schimmernden Harnischen. Diese Gleitstriemung entsteht, wenn sich das Gestein an Bewegungsflächen gegeneinander bewegt. Der rote Pfeil gibt die Richtung einer unebenen Bewegungsfläche an. (*Fundort:* Pinge am Ostrand des Arbeitsgebietes im Silberbornsgrund).

Die Auskartierung des meist tiefgründig verwitterten Tonschiefers der Hüttenröder Olisthstrom-Formation gestaltete sich als schwierig und ist mit Unsicherheiten behaftet. Da dieses Gestein aufgrund seiner tektonischen Beanspruchung und der lithologischen Eigenschaften sehr leicht zu Ton verwittert, wurden im tonigen Waldboden kaum Lesesteine gefunden. Selbst an Weganschnitten kommen in den relativ mächtigen Bodenbedeckungen praktisch keine Lesesteine vor. Dadurch ist die Grenze zu den ebenfalls zu Ton verwitternden Tonschiefern der Elbingeröder Kulm-Formation kaum zu fassen. Eine große Hilfe bei der Auskartierung waren die fast 40 Bohrprofile, die auf den Internetseiten des Landesamtes für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (LAGB) eingesehen und heruntergeladen werden können (Abb. 48). Sie wurden alle im dicht bewaldeten Gebiet zwischen dem Großen Giertal, dem Kleinen Giertal und dem Silberbornsgrund abgeteuft. Die Grenze Tonschiefer / Elbingeröder Kulm-Formation und Tonschiefer / Hüttenröder Olisthstrom-Formation wurde anhand dieser Bohrungen gezogen. Im kartierten Gebiet gibt es zwei größere Aufschlüsse, in denen die Tonschiefer der Hüttenröder Olisthstrom-Formation anstehen. In der Pinge im Silberbornsgrund (E Grenze des Arbeitsgebietes, Abb. 47) und in der südlich des Großen Giertals gelegenen Pinge kommen unverwitterte Tonschiefer dieser Einheit vor.

Fe Hüttenrode 4231 GL 111 1963

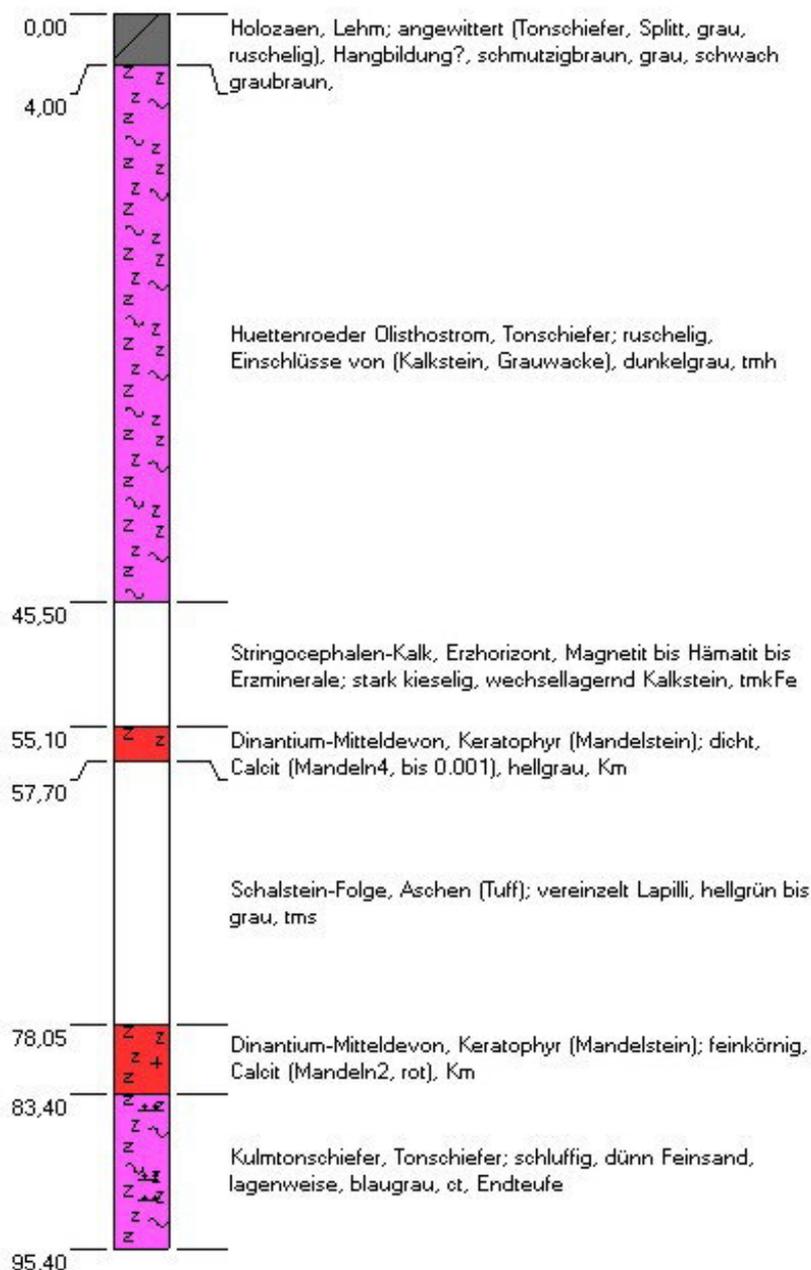


Abb. 48. Beispiel einer von 39 Bohrungen aus der NE Ecke des kartierten Bereiches. Die Lage sowie die Bohrdaten können von der Internetseite des LAGB heruntergeladen werden. Die Position der Bohrung GL 111 (1963) wurde in die Geologische Karte im Anhang eingezeichnet.

3.3.2.2 Interpretation der Hüttenröder Olisthostrom-Formation

Sowohl über die zeitliche Stellung der Olisthostrome zur Grauwackensedimentation als auch über das Ausmaß der Olisthostrombildungen gibt es unterschiedliche Auffassungen (z. B. REICHSTEIN, 1965 & 1991; LUTZENS, 1979 & 1991; SCHWAB, 1991; HUCKRIEDE, 2005).

REICHSTEIN (1965) sieht die Ursache für die Olisthostrome in den vom höheren Mitteldevon bis zum tieferen Unterkarbon zunehmenden Sedimentationsraten der vororogenen Prozesse an, deren Höhepunkt schließlich die Wildflysch-Sedimentation darstellt. Anfangs ging er von einer weiten Verbreitung und großen Mächtigkeiten der Olisthostrome aus (REICHSTEIN,

1965). Nach weiteren Untersuchungen revidierte Reichstein seine ersten Annahmen. Nach REICHSTEIN (1991) haben die Olisthostrome eine weitaus kleinräumigere Verbreitung als dies in der Vergangenheit angenommen wurde.

Nach LUTZENS (1979) und WELLER (2003) sind in die Tonschiefer auch Olistholithe von schwarzen Kieselschiefern der Ahrendfeldfazies und Grauwacken eingeschaltet, die der Elbingeröder Kulm-Formation zugeordnet werden können. LUTZENS (1979, 1991) sieht in der Grauwacken-Olisthostrome-Gleitdecken Abfolge eine gesteigerte orogene Aktivität („synparoxysmale Resedimentation“). Der Autor nimmt an, dass die Olisthostrome die Sedimentationsgeschichte eines ehemaligen marinen Beckens abschließen und den Übergang zur orogenen Umgestaltung markieren. Weil die Kulmgrauwacken und Kulmkieselschiefer als jüngste Einheiten bevorzugt in den basalen Bereichen der Olisthostromserie vorkommen, geht LUTZENS (1972) davon aus, dass der Abtragungsraum durch die mit der Gebirgsbildung verbundenen Hebungsprozesse resedimentiert und umgestapelt wurde. LUTZENS (1991) geht weiterhin von einer weiträumigen und mächtigen Olisthostromsedimentation aus, was unserer Meinung nach konsequenterweise zur Folge hätte, dass ein eventuell der Mitteldeutschen Kristallinschwelle nordwestlich vorgelagerter Trog aufgefüllt wurde.

Dagegen sehen SCHWAB (1991) und BUCHHOLZ et al. (1990) in der Hüttenröder Olisthostrom-Formation zeitgleiche, aber proximale Bildungen zur eher distalen Grauwackensedimentation der Elbingeröder Kulm-Formation.

HUCKRIEDE (2005) sieht in der Blankenburger Zone Teile einer stark deformierten tektonischen Mélange zwischen Parautochthon und ferntransportiertem Allochthon. Ebenso wie REICHSTEIN (1991) nimmt er an, dass Olisthostrome zeitlich viel seltener vorkommen als bisher angenommen und sich überregional auf die Bereiche Hüttenrode und Harzgerode beschränken.

Aufgrund der sehr schlechten Aufschlussverhältnisse im Arbeitsgebiet kann zur Entstehungsgeschichte der Hüttenröder Olisthostrom-Formation nur wenig beigetragen werden. Aufgrund des ruscheligen Aussehens und der häufigen, seidig schimmernden Harnische bzw. der glatten, glänzenden Flächen kann von einer intensiven Beanspruchung durch tektonische Prozesse ausgegangen werden. Dafür sprechen auch die stark schwankenden Mächtigkeiten der Tonschiefer der Hüttenröder Olisthostrom-Formation in den fast 40 Bohrungen des LAGB. Die Mächtigkeiten schwanken zwischen wenigen Metern und reichen bis etwa 100 m. Durchschnittlich beträgt sie einige 10er Meter. In östlicher Richtung, außerhalb des Arbeitsgebietes, nehmen die erbohrten Mächtigkeiten auf mindestens 270 m zu.

3.4 Das Perm

Nach der variszischen Orogenese im Oberkarbon wurde das Gebiet des heutigen Harzes, vor allem in der Rotliegendzeit, einer intensiven Abtragung und damit einer starken Einrumpfung unterworfen. In diese Zeit erfolgten die postkinematischen Granitintrusionen (Brockenpluton, Rambergpluton), Subsequenzergüsse und weitere Gangintrusionen. Als Relikte permischer geologischer Prozesse sind die Mittelharzer Gänge zu werten, die in verschiedenen Varietäten durch das Gebiet des östlichen Elbingeröder Komplexes ziehen (FRANZKE, 1976).

3.4.1 Mittelharzer Gänge

3.4.1.1 Dioritporphyrit

Zeitabschnitt: Autunium

Lithofazies:

Im Westen des Arbeitsgebietes wurden die Lesesteine eines Dioritporphyrit-Ganges gefunden. Abb. 49 zeigt frische Bruchflächen des schwärzlich-dunkelgrauen fein- bis mittelkörnigen vulkanischen Gesteins, welches Plagioklas, Hornblende, Pyroxen, Alkalifeldspat, Quarz und vereinzelte Erzminerale als mineralische Bestandteile enthält. Die meisten Lesesteine waren stark verwittert. Nur an wenigen Handstücken konnten frische Bereiche nachgewiesen werden. Im verwitterten Zustand zeigen die Lesesteine eine charakteristische schalige, konzentrische Form. Beim Anhämmern platzt normalerweise die äußerste 5 bis 10 mm dicke Verwitterungsschale zwiebelartig ab. Im Zentrum sind manchmal noch wenige Bereiche des Gesteines erhalten (Abb. 50). Die



Abb. 49. Dioritporphyrit mit frischen Bruchflächen (*Fundort:* N von Eggeröder Brunnen beim Höhenpunkt 489,2 m).

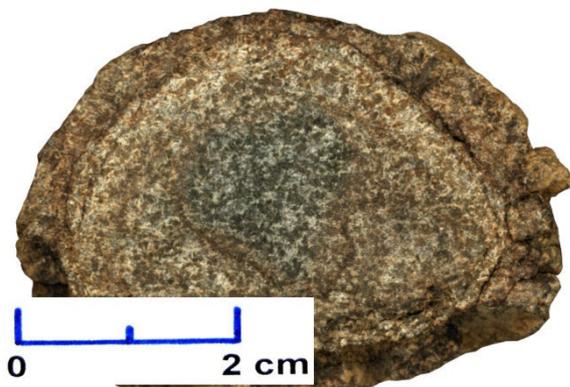


Abb. 50. Schnittfläche eines stark verwitterten Dioritporphyrites mit konzentrischer Schale (*Fundort:* N von Eggeröder Brunnen, etwa 160 m E vom Höhenpunkt 487,1 m).

Plagioklase sind in diesem Fall sericitisiert und die Pyroxene chloritisiert. Die Verwitterungsfarbe variiert zwischen rostbraun, braun bis hellbraun. Stark verwitterte Bereiche können mit der Hand zu Grus zerrieben werden.

Da die Lesesteine nur in einem sehr schmalen, stark bewaldeten Bereich nördlich von Eggeröder Brunnen gefunden wurden, dürfte es sich um einen eher schmalen Dioritporphyrit-Gang handeln. Er verläuft ziemlich genau in NNW-SSE Richtung und streicht somit eggisch. Die Gangmächtigkeit wird auf maximal 10 m geschätzt.

3.4.1.2 Interpretation der Mittelharzer Gänge

Die eggisch streichenden Mittelharzer Gänge werden von FRANZKE (1976) als ursprüngliche Blattverschiebungen bis Abschiebungen gedeutet, welche durch die Änderung der Deformationsstrukturen als Dehnungsfugen geöffnet und teilweise mit Schmelze gefüllt wurden. Nach MOHR (1993) können die mit magmatischen Gesteinen gefüllten Gänge ursprünglich Verwerfungen gewesen sein, welche bei einer NW-Bewegung des Harzes

gegenüber der nördlich gelegenen Scholle als Fiederspalten aufgerissen waren. Es besteht möglicherweise ein plattentektonischer Zusammenhang als Resultat der Spannungsentwicklung im Spätstadium der Bildung eines geringmächtigen Akkretionsprismas. Die dominierende NNW-SSE Streichrichtung beträgt nach OBST (2001) 165°. Die Gänge sind größtenteils steil bis saiger in das Nebengestein intrudiert. Aus geologischen Übersichtskarten des Harzes wird ersichtlich, dass die Gänge die variszischen Faltenstrukturen durchschlagen. Sie werden allerdings von folgenden tektonischen Aktivitäten ihrerseits von NW-SE streichenden Störungen versetzt.

Der Dioritporphyritgang im bearbeiteten Gebiet gehört zu einer 6 bis 8 km breiten N-S bis NNW-SSE, also eggisch streichenden Gangschar zwischen Wernigerode im Norden und Ilfeld im Süden. Die mafischen Mittelharzer Gänge weisen laut OBST (2001) meistens Mächtigkeiten von 10 bis 20 m auf, können aber auch bis 50 m mächtig werden. Aus dem Jahr 1966 existiert im Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt (LAGB) ein Bohrprofil (Archivnummer GL 215, siehe auch im Anhang die Geologische Karte). Nach der Profilbeschreibung wurde der Dioritporphyritgang im Bereich von 3,30 bis 31,00 m erbohrt.

4 Die Tektonik

4.1 Regionale Tektonik im Harz

Mit der komplexen variszischen Gebirgsbildung setzte unter anderem auch die Hebung des Harzes ein. Der variszische Gebirgsgürtel erstreckte sich vom französischen Zentralplateau durch West- und Mitteldeutschland bis ins Polnische Mittelgebirge. Der Harz ist ein Teilgebiet dieses riesigen paläozoischen Faltengebirges.

Durch die im Oberkarbon einsetzenden orogenen Vorgänge wurde ein erzgebirgisch streichender, vornehmend NW vergenter Faltenbau geschaffen. Die erzgebirgisch streichenden Faltenstrukturen verlaufen diagonal zur heutigen Längserstreckung des Harzgebirges. Nach LÜDERS (1978) beeinflussten die tektonischen Störungssysteme innerhalb der variszisch gefalteten Sedimentserien des Harzes nicht nur den Gebirgsbau, sondern auch den Magmatismus und den Absatz hydrothermalen Mineralisationen. Im Wesentlichen lassen sich fünf Störungssysteme unterscheiden:

| | |
|---|-----------|
| Erzgebirgisch streichende Bruchstrukturen | (NE-SW) |
| Eggisch streichende Störungen | (NNW-SSE) |
| Herzynisch streichende Störungen | (NW-SE) |
| Rheinisch streichende Brüche | (NNE-SSW) |
| Flachherzynisch streichende Gangstörungen | (WNW-ESE) |

Die Konturen einiger Hauptstörungen, denen z. T. lineamentärer Charakter zugeschrieben wird, sind bereits im variszischen Harz-Tektogen hervorgetreten (FRANZKE, 1976). Die Harznordrandstörung ist hierfür ein bekanntes Beispiel.

4.2 Tektonische Strukturen im Elbingeröder Komplex

ZÖLLICH (1939) gliederte den Elbingeröder Komplex in Schalsteinsättel, die den vulkanischen Erhebungen entsprechen, und in Kulmmulden. Randlich wird der Elbingeröder Komplex von SW-NE streichenden großen Nordrand- bzw. Südrandstörungen begrenzt. Im Nordosten und Südwesten ist der Vulkanit-Riff-Komplex an NW-SE streichenden Störungen

abgesunken (LUTZENS, 1972, 1979). Ebenso treten kleinere NW-SE streichende Störungen innerhalb und außerhalb des Elbingeröder Komplexes auf. Diese kleineren Störungen haben nahezu alle Gesteinsgrenzen versetzt.

Die klassische tektonische Gliederung ist von RUCHHOLZ & WELLER (1991) durch die Einführung der blockartigen Unterteilung in West-, Mittel- und Ost-Scholle weiterentwickelt worden (Abb. 51). Die Autoren nehmen an, dass im Bereich der Mittel-Scholle eine wirksame Tiefenbruchzone, das sog. Bodelineament, im Devon aktiv war. Das synsedimentäre Absinken der mittleren Scholle ermöglichte erst den Aufbau der über 600 m mächtigen lagunären Kalke (RUCHHOLZ & WELLER, 1991), wohingegen die deutlich geringeren Kalkmächtigkeiten der Ost- und Westscholle relativ stabile tektonische Verhältnisse anzeigen. Auch die erzgebirgisch streichenden Längsstörungen an den Rändern des Elbingeröder Komplexes werden als synsedimentär wirksame Störungszonen aufgefasst (LUTZENS, 1972, 1979). Nach LUTZENS (1979) handelt es sich bei den Nord- und NE-Randstörungen um Aufschiebungen, wohingegen die Südrandstörung ein Abschiebungsbereich ist.

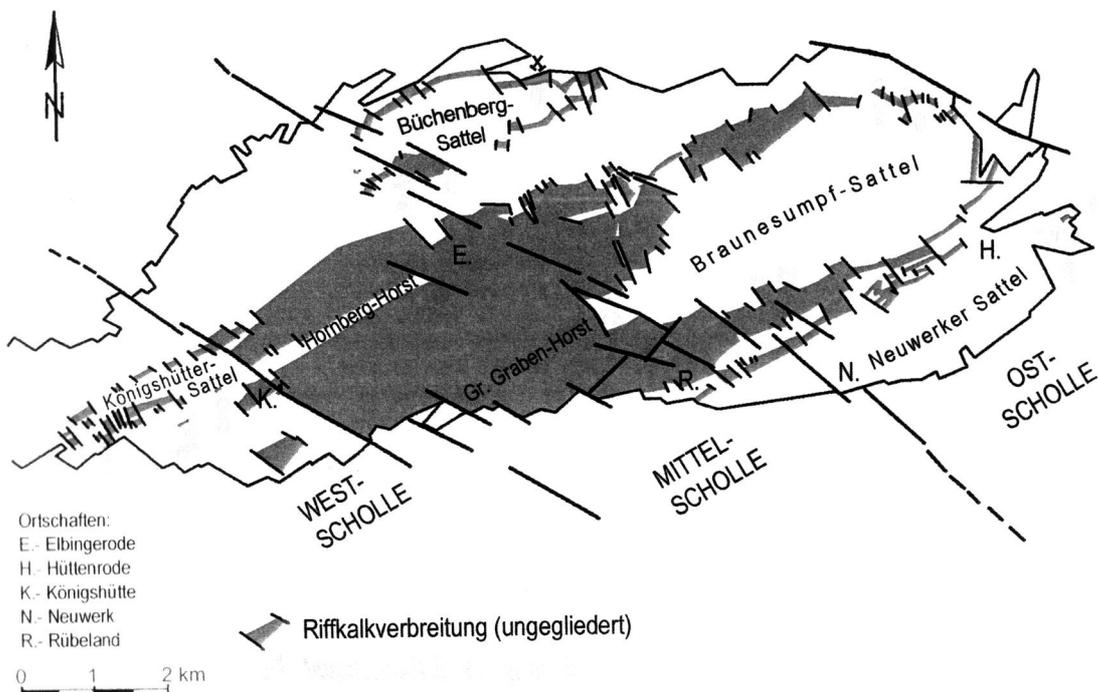


Abb. 51. Übersicht der tektonischen Einheiten im Elbingeröder Komplex mit der Riffkalkverbreitung (dunkelgraue Flächen). Der Elbingeröder Komplex ist blockartig untergliedert. Die Hauptstreichrichtung ist NE-SW, also erzgebirgisch (nach RUCHHOLZ & WELLER, 1991).

Alle vier Vulkanbauten wurden durch die variszische Orogenese zu Antiklinalen überprägt (siehe Abb. 53). Der heutige asymmetrische Bau des Elbingeröder Riffkomplexes mit den im NE zutage tretenden Schalsteinen und den im S anstehenden Riffkalken spiegelt nicht die ehemalige Hochlage des Vulkanbaus, sondern die spätere mesozoische Kippung des ganzen Komplexes wider (VOIGT et al., 2005).

4.3 Tektonische Strukturen im Arbeitsgebiet

Im kartierten Gebiet wurden an den harten Riffkalken zahlreiche NNW-SSE bis NW-SE streichende Störungen beobachtet. Häufig sind die Karbonatgesteine bei diesen erzgebirgisch bzw. herzynisch verlaufenden Brüchen um Dezimeter versetzt. Im NE des Kartiergebietes begrenzt

ein oberflächlich kaum aufgeschlossener größerer herzynisch streichender Störungsbereich die Tonschiefer der Elbingeröder Kulm-Formation von den jüngeren Tonschiefern der Hüttenröder Olisthostrom-Formation. In diesem tektonisch komplexen Bereich wurden von 1962 bis 1967 zahlreiche flachere Erkundungsbohrungen abgeteuft (vgl. Kap. 3.3.2).

LUTZENS (1979) wertete diese und weitere Bohrungen im gesamten mittleren Harz aus und konstruierte sieben, teilweise 18 km lange Profilschnitte. Zwei der Profile kreuzen das Arbeitsgebiet. Der Ausschnitt des kürzeren ersten Profils (Abb. 52) schneidet das Arbeitsgebiet von der NW-Ecke zum Eggeröder Brunnen, das längere Profil (Abb. 53) verläuft auf der Ostseite des Arbeitsgebietes entlang der Grenze der Tonschiefer der Elbingeröder Kulm-Formation / Hüttenröder Olisthostrom-Formation in Richtung der 1200 m tiefen Bohrung ‚Silberbornsgrund 58‘ (BORS DORF 1971 & 1978). Die genaue Lage der Profilschnitte ist in der Geologischen Karte (Anhang) eingezeichnet. Um die Geologie des tieferen Untergrundes im Kartiergebiet besser darzustellen, dazu gehören beispielsweise die aufgeschobenen Einheiten im Westen (Abb. 52) bzw. die Sattelstruktur des Braunesumpfsattels (Abb. 53), wurden die Profilschnitte bewusst etwas größer als das eigentlich kartierte Gebiet gewählt. Mithilfe der Bohrdatenbank des LAGB Sachsen-Anhalt wurden die genauen Bezeichnungen der Bohrungen in den beiden Profilschnitten rekonstruiert. Sofern die Schichtverzeichnisse auf der Internetseite des Landesamtes für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt zur Verfügung standen, wurden sie den Profilschnitten zugeordnet bzw. mit

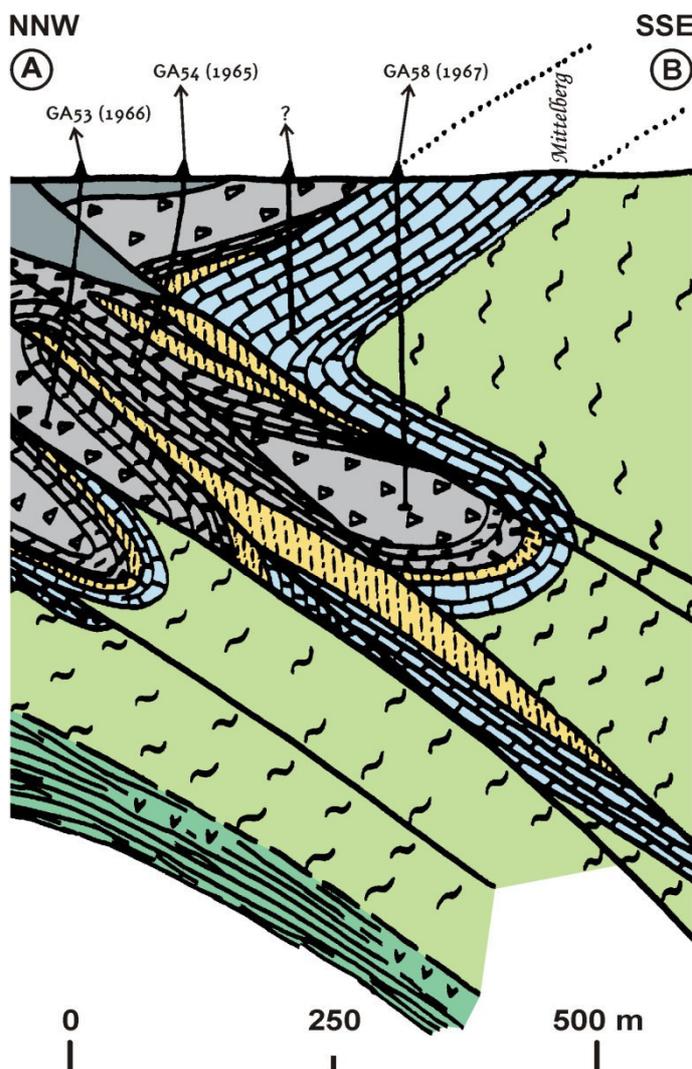


Abb. 52. Profilschnitt durch den durch Aufschiebungen charakterisierten westlichen Teil des Arbeitsgebietes (verändert nach LUTZENS, 1979). Die genaue Lage des Profils ist in der Geologischen Karte im Anhang eingezeichnet. Legende: siehe Abb. 53

Bohrungen aus der Umgebung abgeglichen. Bei der Nachbearbeitung der Profile flossen, sofern neuere Bohrungen vorhanden waren, weitere Ergebnisse ein.

Der Profilschnitt A-B (Abb. 52) verläuft durch den westlichen Teil des Braunesumpf-Sattels. Als beginnender Luftsattel (punktierte Linie) ist der ehemalige Verlauf des im Karbon zur Antiklinale ausgestalteten Vulkansattels mit den auflagernden Riffkarbonaten angedeutet. Die Bohrprofile belegen eine tiefere Überschiebungs- und Verschuppungszone im westlichen Kartiergebiet.

Die Braunesumpf-Sattelstruktur

Der etwas längere Profilschnitt C-D (Abb. 53) zeigt den geologischen Aufbau sowie die Struktur des Bereichs um den Braunesumpf-Sattel. Die 1966 bis 1968 abgeteufte Bohrung Silberborn 58 ist mit 1200 m die tiefste Bohrung im Arbeitsgebiet und durchbohrte den gesamten oberen und tieferen Teil der Sattelstruktur (BORS DORF 1971 & 1978).

Der Braunesumpf-Sattel ist in Richtung NW überkippt und besitzt entlang der Achse einen Aufschiebungsbereich. Die Aufschiebungszone ist im Bereich des Antiklinalscheitels durch mehrere schuppenartig aufeinander gelegte Gesteinspakete kompliziert aufgebaut. Im tieferen Zentralbereich des Sattels gibt es dagegen nur noch eine aus mehreren Aufschiebungen zusammengesetzte, steil nach SE einfallende Aufschiebungszone (BORS DORF 1971).

Die Bohrprofile der flacheren Bohrungen GL156, GL126 GA86 und GL116 sowie etliche weitere Bohrungen in deren Umgebung belegen die kleinräumige tektonische Zergliederung und den Schuppenbau des nordöstlichen Bereichs des Arbeitsgebietes. Aus beiden Profilschnitten geht hervor, dass die Elbingeröder Buntschiefer-Formation im tieferen Untergrund erbohrt wurde. Anstehend wurde sie trotz intensiver Suche nirgends nachgewiesen. Auch das oberflächennahe Vorkommen in der Nähe des Kleinen Giertals (Abb. 53) keilt tektonisch bedingt vorher aus.

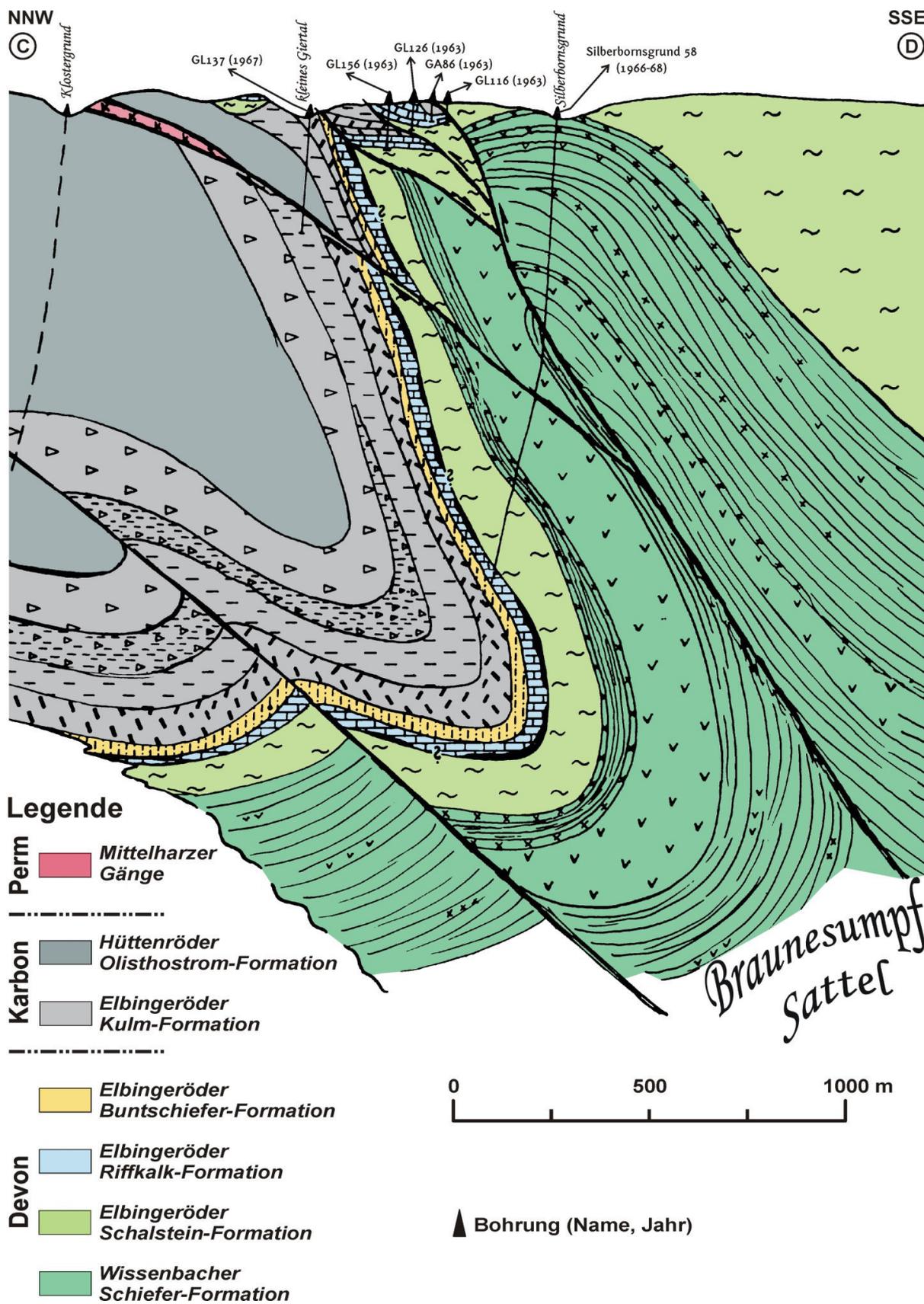


Abb. 53. Profilschnitt durch den östlichen Teil des Arbeitsgebietes (verändert nach LUTZENS, 1979). Die genaue Lage des Profils ist in der Geologischen Karte im Anhang eingezeichnet.

5 Zusammenfassung

Im nördlichen Bereich des Harzes wurde im Nordosten des Elbingeröder Komplexes ein 3 km² großes Gebiet im Maßstab 1 : 10 000 kartiert. Der etwa 18 x 4,5 km große Elbingeröder Komplex wird hauptsächlich aus Vulkanit-, Riff- und Beckensedimenten aufgebaut. Mit einer stets tektonischen Grenze umrahmt die Hüttenröder Olisthostrom-Formation der Blankenburger Zone fast vollständig den Elbingeröder Fenster.

Die ältesten Kartiereinheiten stammen aus dem unteren Mitteldevon (Wissenbacher Schiefer). Paläogeographisch befand sich das bearbeitete Gebiet in dem morphologisch stark differenzierten Trog zwischen Laurentia im Norden und Gondwana mit den abgespaltenen Terranen Armorica und Avalonia im Süden. Der Bereich des Elbingeröder Komplexes befand sich zu dieser Zeit in einem küstenfernen Abschnitt dieses Beckens, wodurch pelagische Sedimente wie die Tonschiefer der Wissenbacher Schiefer-Formation zur Ablagerung kamen. Infolge der im Emsium einsetzenden Dehnungstektonik entstanden Senkungs- und damit einhergehende Schwächezonen an denen Magmen aufsteigen konnten. Das Besondere an dem in der Folgezeit einsetzenden Vulkanismus war sein bimodaler Charakter, d. h. es wurden im Elbingeröder Gebiet saure und basische Magmen gefördert.

Im Givetium kam es schließlich zum submarinen Magmatismus. Die heute als Spilit und Keratophyr vorliegenden Gesteine sind in die noch nicht verfestigten Wissenbacher Schiefer eingedrungen oder submarin ausgeflossen. Als Folge entstanden erhebliche Niveauunterschiede zum umgebenden Meeresbereich. Im Elbingeröder Raum entwickelten sich vier einzelne Stratovulkane, die zumindest zeitweise den Meeresspiegel durchbrochen haben. Aufgrund der äquatornahen Lage auf der sich im Givetium und Frasnium ein großes, zusammenhängendes atollartiges Stromatoporen- und Korallenriff bildete. Postvulkanische hydrothermale Aktivitäten führten noch im Givetium zur Bildung synsedimentärer Eisenerzlager (Lahn-Dill-Typ) an der Grenze der Vulkanite / Riffkarbonate. Im zentralen Teil des Elbingeröder Riffkomplexes erreichen die abgelagerten Karbonate Mächtigkeiten von mehr als 600 m. Gleichzeitig sedimentierten am Fuß der Vulkane und in den umliegenden Beckenbereichen feinklastische Pelagite ab.

Kurz vor der Frasnium / Famennium-Grenze führte der weltweite Meeresspiegelanstieg zu einem allmählichen Niedergang des Elbingeröder Riffkomplexes. Die verstärkt einsetzende epirogenetische Absenkung des Untergrundes innerhalb des rheinischen Troges führte zu einem endgültigen Absterben des Korallenriffes. Der Faziesraum verschob sich um mehrere hundert bis tausend Meter. Aus dem flachmarinen atollartigen Riffkomplex entwickelte sich ein tiefmariner Schwellenbereich.

Im Viséum führte die Hebung der Mitteldeutschen Kristallinschwelle zu einer grundlegenden Änderung des Elbingeröder Sedimentationsraumes. Von SE vorrückende mächtige Grauwacken verfüllten die Umgebung der Schwelle und überdeckten schließlich den ehemaligen Vulkan-Riff-Komplex. Im Viséum war damit die fazielle Sonderentwicklung des Elbingeröder Komplexes beendet.

Im Zuge der weiteren variszischen Orogenese und der damit verbundenen andauernden Heraushebung der Mitteldeutschen Kristallinschwelle entstand während des oberen Viséums die Hüttenröder Olisthostrom-Formation. Der genaue Entstehungsverlauf dieser im Arbeitsgebiet schlecht aufgeschlossenen Formation ist bis heute nicht im Detail geklärt. An der Wende Oberkarbon / Perm klingt die variszische Gebirgsbildung aus. Postorogene Bruchtektonik durchsetzt mit etwa N-S streichenden Störungen den gesamten Elbingeröder Komplex. Sind die Brüche mit magmatischen Schmelzen gefüllt, werden sie als Mittelharzer Gänge bezeichnet. Im bearbeiteten Gebiet wurde ein ~10 m mächtiger Dioritporphyritgang auskartiert.

Im analytischen Teil der Arbeit wurde die Zementationsgeschichte der vererzten Kalke an der Grenze Vulkanite / Riffkarbonate mit dem Kathodolumineszenz Mikroskop im Detail untersucht. Als Ergebnis konnte eine Vererzungsgeschichte in drei Phasen rekonstruiert werden: Phase 1: radial-fibröse Zemente bildeten sich; Phase 2: Fe-Calcit zementierte; Phase 3: mikritische und mikrosparitische Zemente wurden von einer Fe-Lösung verdrängt.

Literaturverzeichnis

- AEHNELT, M. & WELLER, H. (2004): Die ältesten Kalke im Elbingeröder Riffkomplex (Harz): Conodontenstratigraphische Datierung einer Vorphase der Riffentwicklung.- *Senckenbergiana lethaea*, **84**: 195-223; Frankfurt am Main.
- BORSODORF, K.-H. (1971): Zum Unteren Mitteldevon im Elbingeröder Komplex/Harz.- *Geologie*, **20** (1): 17-21; Berlin.
- BORSODORF, K.-H. (1978): Formationsanalyse der Geosynklinalablagerungen (Pelit-Formation) des östlichen Elbingeröder Raumes/Harz).- *Jb. Geol.*, **9/10** für 1973/74: 57-139; Berlin.
- BUCHHOLZ, P., WACHENDORF, H. & ZWEIG, M. (1990): Resedimente der Präflysch- und der Flysch-Phase – Merkmale für Beginn und Ablauf orogener Sedimentation im Harz.- *Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **179**: 1-40; Stuttgart.
- COUSINEAU, P. A. (1994): Subaqueous pyroclastic deposits in an Ordovician fore-arc basin: An example from the Saint-Victor Formation, Quebec Appalachians, Canada.- *J. Sed. Research*, **A64**: 867-880.
- DAHLGRÜN, F. (1939): Über die Grundlagen einer tektonischen Gliederung des Harzes. - *Z. deutsch. geol. Ges.*, **91**, 5.537-550, Berlin.
- DAVE, A. S. (1963): Paragenetischer und geochemischer Aufbau der Eisenerz-Lagerstätte Braunesumpf bei Hüttenrode im Harz.- *Freiberger Forsch.-H.*, **C146**: 110S.; Leipzig.
- DIMROTH, E., COUSINEAU, P., LEDUC, M. & SANSCHAGRIN, Y. (1978): Structure and organization of Archean subaqueous basalt flows, Rouyn-Noranda area, Quebec, Canada.- *Can. J. Earth Sci.*, **15**: 902-918; Ottawa, Ontario.
- DUNHAM, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture.- In: HAM, W. E. (ed.): Classification of Carbonate Rocks. - *AAPG Memoir*, **1**: 108 - 121; Tulsa, Oklahoma.
- EMBRY, A. F. & KLOVAN, J. E. (1971): A late Devonian reef tract on north-eastern Banks of Island, N. W. T.- *Bull. Canad. Petr. Geol.*, **19**: 730-781; Calgary.
- FLICK, H. (1990): Paläozoischer Vulkanismus.- *Geol. Kt. Rheinl. Pfalz 1 : 25 000*, Erl. 5613 Schaumburg, 2. Aufl.: 34-43, 61-65, 72-84; Mainz.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken.- 454 S.; Berlin (Springer-Verlag).
- FOLK, R. L. (1959): Practical petrographical classification of limestones.- *AAPG Bull.*, **42**: 1 - 38; Tulsa, Oklahoma.
- FRANZKE, H. J., BANKWITZ, P. & BANKWITZ, E. (1992): Die Bruchtektonik des Harzes und seines Vorlandes nach Satellitenfotos. *Z. geol. Wiss.*, **20**(3): 209-218; Berlin.
- FRANZKE, H.-J. (1976): Zur Bruchtektonik im Unterharz.- *Z. geol. Wiss.*, **4**: 1009-1022; Berlin.
- FRIEDEL, C.-H. (1996): Tektonik und Metamorphose im östlichen Mittelharz.- *Scientific Technical Report STR96/07*, 195 S.; Potsdam.
- FRIEDEL, C.-H. & ZWEIG, M. (2013): Die Harzer Bimrocks – Überblick und Bilanz. – *Hallesches Jahrbuch, Beiheft 31*, Bimrockexkursion Harz, S. 9, Halle.
- FUCHS, A. (1990): Charakter und Ende der devonischen Riffentwicklung im Elbingeröder Komplex (Harz).- *Facies*, **23**: 97-108; Erlangen.
- FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G. (1970): Sediment-Petrologie. Teil II.- Sedimente und Sedimentgesteine, 726S.; Stuttgart.
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine.- 1141 S.; Stuttgart (Schweizerbart).

- GANNESLOSER, M. (2001): Stratigraphie und Stoffbestand der Osthartz-Decke – Ergebnisse einer geologischen Neuaufnahme der Stieger Schichten. - *Braunschweiger geowiss. Arb.* **24**: 151-167, Braunschweig.
- GEISTER, J. (1983): Holozäne westindische Korallenriffe: Geomorphologie, Ökologie und Fazies.- *Facies*, **9**: 173-284; Erlangen.
- GISCHLER, E. & REITNER, J. (2004): Devonische Riffe im Harz.- In: Reitner, J., Reich, M. & Schmidt, G. (Hrsg.): Geobiologie 2 – 74. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft in Göttingen 02. bis 08. Oktober 2004 – Exkursionen und Workshops.- *Universitätsdrucke Göttingen*, 7-37; Göttingen (Universitätsverlag).
- GISCHLER, E. & REITNER, J. (2004): Exkursion 1: Devonische Riffe im Harz. In: *Reitner, J.; Reich, M. & Schmidt, G.: Geobiologie 2., 74. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft Göttingen, 02. bis 08. Oktober 2004. Exkursionen und Workshops.* – Universitätsdrucke Göttingen, 7-37; Göttingen (Universitäts-Verlag).
- GISCHLER, E., WELLER, H. & WEYER, D. (1991): Excursion A4: Devonian Reefs of the Harz Mountains, Germany. Excursion Guidebook, 6. Internat. Symposium on Fossil Cnidaria including Archaeocyatha and Porifera (Intern. Assoc. For the Study of Fossil Cnidaria and Porifera, 104 S.; Münster/Westfalen).
- HUCKRIEDE, H. (2005): Verbreitung, Struktur und Paläogeographie allochthoner Einheiten im Rhenoherynikum Deutschlands.- In: Friedel, C.-H. & Lorenz, A. (Hrsg.): Vortrags- und Exkursionstagung “Harzgeologie 2005” 06. - 07. Mai 2005.- Exkursionsf. u. Veröff. DGG, **227**: 26-27; Berlin / Hannover.
- JANSSEN, C., FRIEDEL, C.-H. & PAECH, H.-J. (1990): Zur Frühdiagenese der devonischen Riffkalksteine des Elbingeröder Komplexes (Harz).- *Z. geol. Wiss.*, **18** (11): 977-985; Berlin.
- KNAUER, M. (1960): Quantitativ-mineralogisch-petrographische Untersuchungen an den mitteldevonischen Roteisenerzen vom Büchenberg bei Elbingerode im Harz.- *Geologie, Beih.*, **29**: 75S; Berlin.
- KOCH, M. (1895): Gliederung und Bau der Kulm- und Devonablagerungen des Hartenberg und Büchenberg Sattels nördlich von Elbingerode.- *Jahrbuch der preußischen Geologischen Landesanstalt*, **16**: 131-165; Berlin.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues. - *Abh. Sächs. Geol. Landes-Amt*, 39 S., Leipzig.
- KRAMER, W. & WERNER, C. D. (1994): Geochemical evolution of the mafic magmatism in Central Europe.- *Zbl. geol. Paläont. Teil1*, **1992** (9/10): 1053-1070; Stuttgart.
- KREBS, W. (1968): Reef development in the Devonian of the eastern Rhenish Slate Mountains, Germany.-In *Oswald, D. H. (Hrsg.): Intern. Symp. Devonian System, Calgary 1967.- Alberta Soc. Petrol. Geol.*, **2**: 295-306; Calgary.
- KREBS, W. (1974): Devonian carbonate complexes of Central Europe.- In Laporte, L. (Hrsg.): Reefs in time and space. Soc. Econ. Palaeont. Mineral., Spec. Publ., **18**: 155-208; Tulsa.
- LANGE, P. (1973): Zur karbonischen Sedimentation am Büchenberg-Sattel des Elbingeröder Komplexes (Harz).- *Z. geol. Wiss. Themenh.*, **1**: 111-126.
- LUTZENS, H. & Brüning, C. (1972): Über die lagerstättenkundlichen Verhältnisse am Elbingeröder Sattel (Harz).- *Z. angew. Geol.*, **18**: 434-442; Berlin.
- LUTZENS, H. & BURCHARDT, J. (1972): Metallogenetische Untersuchungen an mitteldevonischen oxidischen Eisenerzen des Elbingeröder Komplexes (Harz).- *Z. angew. Geol.*, **18**: 481-491; Berlin.

- LUTZENS, H. & ZIMMERMANN, G. (1969): Zur Oberdevon/Unterkarbon-Grenze im Elbingeröder Komplex (Harz).- *Geologie*, **18**: 133-138; Berlin.
- LUTZENS, H. (1972): Stratigraphie, Faziesbildung und Baustil im Paläozoikum des Unter- und Mittelharzes.- *Geologie, Beih.*, **74**: 105 S.; Berlin.
- LUTZENS, H. (1979): Zur geotektonischen Entwicklung des Harzvariszikums mit besonderer Berücksichtigung synparoxysmaler Resedimentationsprozesse im Mittelharz.- *Schriftenr. geol. Wiss.*, **15**: 37-103; Berlin.
- LUTZENS, H. (1991): Flysch, Olisthostrome und Gleitdecken im Unter- und Mittelharz.- *Z. geol. Wiss.*, **19**(6): 617-623; Berlin.
- MEISCHNER, D. (2004): Clastic Sedimentation in the Variscan Geosyncline East of the River Rhine.- *In: Sedimentology of parts of Central Europe. Guidebook VIII. Int. Sediment. Congr.*, **1971**: 9-43; Heidelberg.
- MÖBUS, G. (1966): Abriß der Geologie des Harzes.- 219 S.; Leipzig (B. G. Teubner Verlagsgesellschaft).
- MOHR, K. (1993): Geologie und Minerallagerstätten des Harzes.- 459 S.; Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- MUCKE, D. (1973): Initialer Magmatismus im Elbingeröder Komplex.- *Freiberger Forschungshefte.*, **C/279**: 1-221; Leipzig.
- MÜLLER, G. & (1978): Die magmatischen Gesteine des Harzes.- *Clausthaler Geol. Abh.*, **31**: 92 S.; Clausthal-Zellerfeld.
- NAGEL, A. (1991): *Nowakia holynensis* BOUCEK 1964 aus den Wissenbacher Schiefern des Braunesumpf-Sattels/Elbingeröder Komplex und deren stratigraphische Beziehung zur Unter-/Mitteldevongrenze.- *Z. geol. Wiss.*, **19**(2): 239-246; Berlin.
- NESBOR, H.-D., BUGGISCH, W., FLICK, H., HORN, M., & LIPPERT, H.-J. (1993): Fazielle und paläogeographische Entwicklung vulkanisch geprägter mariner Becken am Beispiel des Lahn-Dill-Gebietes.- *Geol. Abh. Hessen.*, **98**: 3-87; Wiesbaden.
- NIEM, A. R. (1977): Mississippian pyroclastic flow and ash-fall deposits in the deep-marine Ouachita flysch basin, Oklahoma and Arkansas.- *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **88** (1): 49-61.
- OBERT, C. M. (2003): Paläopollagen-Bestimmung an Gesteinen des Harz-Variszikums.- *Braunschweiger geowiss. Arb.*, **25**: 1-136; Braunschweig.
- OBST, K., KATZUNG, G. & HAUPT, U. (2001): Gangmagmatismus im Mittelharz als Indikator für spätvariszische Dehnungstektonik. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **219**(3): 393-432; Stuttgart.
- PREUBISCHE GEOLOGISCHE LANDESANSTALT (Hrsg.) (1905/20): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1 : 25000. -*Blatt Blankenburg*.
- RABIEN, A. (1956): Zur Stratigraphie und Fazies des Oberdevons in der Waldecker Hauptmulde.- *Abh. Hess. Landesamt Bodenforsch.*, **16**: 1-83.
- REICHSTEIN, M. (1959): Die fazielle Sonderentwicklung im Elbingeröder Raum des Harzes.- *Geologie*, **8**(1): 13-46; Berlin.
- REICHSTEIN, M. (1964): Zur frühvariszischen Reliefentwicklung im Mittelharz.- *Ber. der geol. Gesell. DDR*, **9**(3): 551-565; Berlin.
- REICHSTEIN, M. (1965): Motive und Probleme erneuter Deckenbauvorstellungen für den Harz.- *Geol.*, **14**(9): 1039-1076; Berlin.
- REICHSTEIN, M. (1991): Harztektonik, „Lobostrome“ und Gleitvorgänge an der Krimküste.- *Z. geol. Wiss.*, **19** (6): 601-610; Berlin.

- RUCHHOLZ, K. & WELLER, H. (1991): Der Elbingeröder Komplex: Räumliche Gliederung und stoffliche Entwicklung.- *Z. geol. Wiss.*, **19** (6): 655-661; Berlin.
- SCHWAB, M. (1991): Harzgeröder Zone und Tanner Zug.- In: Schwab, M. (Hrsg.): Stratigraphische Probleme im Ostharz.- Exkursionsf.: 22-34; Halle.
- SCHWAN, W. (1954): Zur geologischen Gliederung des Harzes. - *Roemeriana*, 1, 5.49-62, Clausthal-Zellerfeld.
- SCHWAN, W. (1992): Zur geologischen Stellung des Acker-Bruchberg-Komplexes im Harzvaristikum.- *Z. geol. Wiss.*, 20 (5/6): 571-581; Berlin.
- STEDINGK, K. (2002): Potenziale der Erze und Spate in Sachsen-Anhalt.- *Rohstoffbericht 2002*, **209**: 1-19; Frankfurt am Main.
- STEIGER, T. & LAPKE, M. (2005): Die Basis der Devonkalke des Elbingeröder Komplexes im Bereich Volkmarskeller-Klostergrund bei Blankenburg am Harz.- In: Friedel, C.-H. & Lorenz, A. (Hrsg.): *Vortrags- und Exkursionstagung "Harzgeologie 2005" 06. - 07. Mai 2005.- Exkursionsf. u. Veröff. DGG*, **227**: 26-27; Berlin / Hannover.
- STEININGER, F. F. & PILLER, W. E. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur.- *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **209**: 1-19; Frankfurt am Main.
- TAIT, J. A., BACHTADSE, V., FRANKE, W. & SOFFEL, H. C. (1997): Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints.- *Geol. Rundschau*, **86** (3): 585-598.
- THOMSON, S., BRIX, M., & CARTER, A. (1997): Late Cretaceous denudation of the Harz Massif assessed by apatite fission track analysis.- *Schriftenreihe Deut. Geol. Ges.*, **Heft 2**: 115 S.
- WACHENDORF, H. (1986): Der Harz – variszischer Bau und geodynamische Entwicklung.- *Geol. Jb.*, **A91**: 3-67; Hannover.
- WALLISER, O. H. & ALBERTI, H. (1983): Flysch, olisthostromes and nappes in the Harz Mountains.- In: *Martin, H. & Eder, W. (Hrsg.): Intracontinental Fold Belts*: 145-169; Heidelberg (Springer).
- WELLER, H. & WEYER, D. (1991): Elbingerode Complex.- In: Gischler, E., Weller, H. & Weyer, D. (Hrsg.): Devonian reefs of the Harz Mountains, Germany.- 6. International symposium on fossil Cnidaria including Archaeocyatha and Porifera, Exkursionsf.: 43-90; Münster.
- WELLER, H. (1989): Fazies, Bau und Genese der Karbonate des Elbingeröder Komplexes im Harz.- *Unveröff. Habilschrift*, Geologisch-Paläontologisches Institut, Ernst-Moritz-Arndt-Universität, 148 S.; Greifswald.
- WELLER, H. (1991a): Facies and development of the Devonian (Givetian/Frasnian) Elbingerode Reef Complex in the Harz area.- *Facies*, **25**: 1-50; Erlangen.
- WELLER, H. (1991b): Fazies und Stratigraphie des Atollstadiums im Elbingeröder Komplex/Harz.- *Z. geol. Wiss.*, **19**(6): 663-671; Berlin.
- WELLER, H. (2003): Anmerkungen zur Devon-Korrelationstabelle, R 078 di-ds 03; Lithostratigraphie im Devon und Unterkarbon des Elbingeröder Komplexes (Harz) – ein Überblick.- *Senckenbergiana lethaea*, **83**(1/2): 199-204; Frankfurt am Main.
- WERNER, C. D. (1995): Basische Magmatite im Unter- und Mittelharz.- *Zbl. geol. Paläont. Teil1*, **1993** (9/10): 1257-1283; Stuttgart.
- WERNICKE, B. (1984): Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere.- *Can. J. Earth. Sci.*, **22**: 108-125.

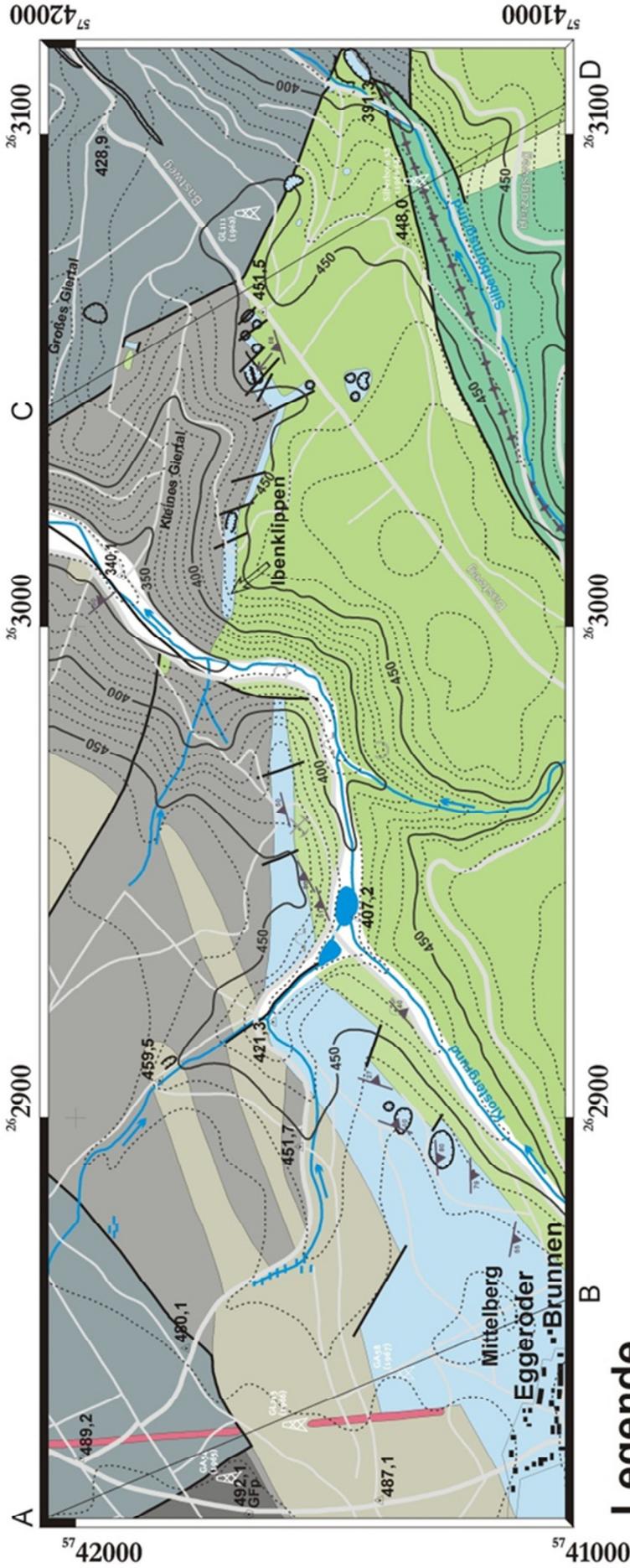
WEYER, D. (1960): Stratigraphische Untersuchungen im Givet, Oberdevon und Kulm des Büchenberg-Sattels (Elbingeröder Komplex / Harz).- Dipl.-Arb., Martin-Luther-Uni.; Greifswald.

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

ZÖLLICH, M. (1939): Zur Deckenfrage im Mittelharz – Die tektonische Stellung der Schalsteinsättel bei Elbingerode.- *Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt N. F.*, **191**: 1-146; Berlin.

Anhang

**Geologische Karte des ehemaligen Bergbaugebietes um Volkmarskeller (NE
vom Eggeröder Brunnen bei Blankenburg am Harz) 1 : 10 000**



1 : 10 000



500 m

Legende

Quartär
 Alluvionen

Perm
 Mittelharzer Gänge
 Dioritporphyrit

Karbon
 Hüttenröder Olisthrostrom-Formation
 Tonschiefer

Elbingeröder Kulm-Formation
 Grauwacke
 Tonschiefer
 Kieselschiefer

Elbingeröder Riffkalk-Formation
 Riffkalk

Devon
 Elbingeröder Schalstein-Formation
 Spilit / Aschentuffe / Eisenerze

Wissenbacher Schiefer-Formation
 Keratophyr
 Tonschiefer

Linientypen & Symbole

- Grenze Kartiereinheit
- Störung
- Antiklinalachse
- ▲ Schichtung
- Pinge, Stolleneinbruch
- ⊙ Bohrung