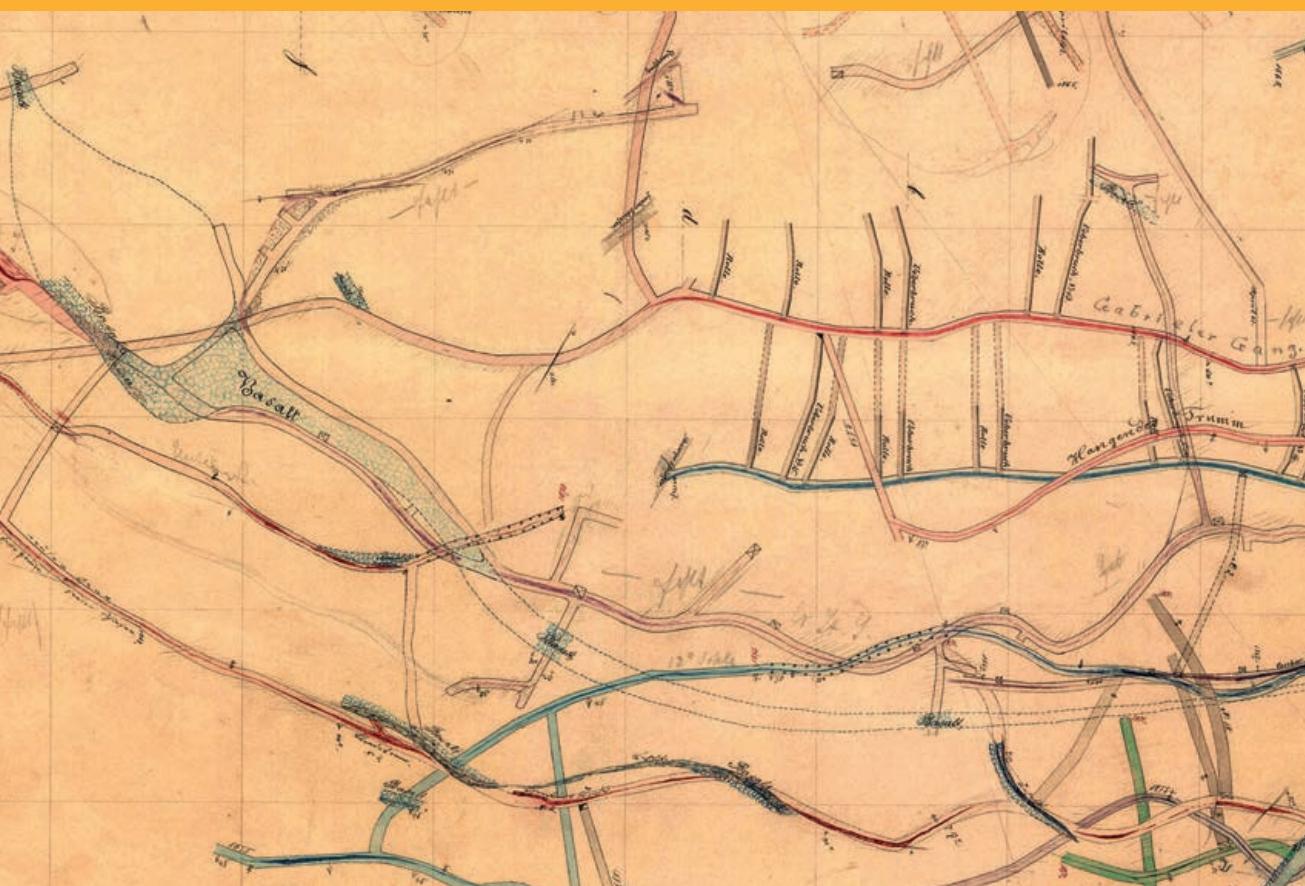


MAINZER GEOWISSENSCHAFTLICHE MITTEILUNGEN



LANDESAMT FÜR GEOLOGIE UND BERGBAU RHEINLAND-PFALZ



Band 53

2025

Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen – Band 53
208 Seiten, 121 Abb., 2 Tab., Mainz 2025
ISSN 0340-4404

MAINZER GEOWISSENSCHAFTLICHE MITTEILUNGEN





Die in diesem Band veröffentlichten Beiträge erscheinen unter der Lizenz Creative-Commons-Namensnennung 4.0 International (CC BY 4.0), siehe Lizenztext unter:

<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/legalcode.de>.

Die Bedingungen zur Nutzung des Werkes (durch den Verlag oder Dritte) ergeben sich aus dieser Lizenz. Sie erlaubt es jedermann, das Werk beliebig zu vervielfältigen, zu verbreiten, zu bearbeiten und öffentlich wiederzugeben. Voraussetzung ist (u. a.), dass bei jeder Nutzung der Name des Autoren/der Autorin genannt und Hinweise auf die Rechteinhaberschaft nicht verändert werden. Wird das Werk genutzt, kommt automatisch ein Nutzungsrechtsvertrag unter den Bedingungen der CC-Lizenz zwischen Autor und jeweiligem Nutzer zustande.

The articles published in this volume are licensed under the Creative Commons Attribution 4.0 International license (CC BY 4.0), see license text at:

<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/legalcode.de>.

The conditions for using the work (by the publisher or third parties) result from this license. It allows anyone to freely reproduce, distribute, edit and publicly reproduce the work. The prerequisite is (among other things) that the name of the author is mentioned each time it is used and that references to the ownership of the rights are not changed. If the work is used, a usage right contract is automatically concluded between the author and the respective user under the conditions of the CC license.

Schriftleitung: ROGER LANG

Redaktion: KARIN BRAUN, ROGER LANG

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autorinnen und Autoren allein verantwortlich.

EDV-Satz: ROGER LANG

Druck und Verarbeitung: LM DRUCK + MEDIEN GmbH, Freudenberg

Printed in Germany / Imprimé en Allemagne

Herausgeber und Vertrieb:

Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz

Emy-Roeder-Straße 5

D-55129 Mainz

E-Mail: vertrieb@lgb-rlp.de

Tel. 06131 9254-175

Titelbild: Kartierung der Vulkanit-Kontakte im Grubengebäude der Grube Peterszeche (Burbach) durch Markscheider H. KLIVER von 1858 (Archiv Bezirksregierung Arnsberg, vgl. Beitrag v. ADEL-MANN, S. 19-66).

Inhalt

Editorial	5
-----------------	---

Fachbeiträge

RONALD JANSEN & MANFRED RAISCH Erster Nachweis einer Turritellide in der Alzey-Formation des Mainzer Beckens (Mollusca Gastropoda: Cerithioidea: Turritellidae; Oligozän: Rupelium)	7
---	---

HOLGER G. ADELMANN Thermometamorphosen an den Erzgängen im Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirk ..	19
--	----

HOLGER G. ADELMANN & REINHARD SCHAEFFER Update zur Paragenese der hydrothermalen Rejuvenation im Rheinischen Schiefergebirge	67
--	----

ALLART P. VAN VIERSEN The curious case of <i>Philonyx RICHTER & RICHTER</i> , 1952 (Trilobita, Acastidae) and its allies from the Lower Devonian	111
--	-----

BASTIAN E.W.W. GRIMM Stratigraphischer Überblick über das Quartär von Mainz, Teil 1: Pleistozäne Ablagerungen	123
---	-----

GEORG BÜCHEL, VOLKER LORENZ, JANE STELZER, HUBERTUS MERTES, SABINE KUMMER & ANDREAS SCHÜLLER Neue Vulkankarte des Westerwald-Vulkanfeldes	169
---	-----

Nachrichten / Informationen / Hinweise

Online-Literatur zu geowissenschaftlichen Themen aus Rheinland-Pfalz	201
--	-----

Autorenrichtlinien	203
--------------------------	-----

Editorial

Sehr geehrte Leserinnen und Leser,

wir freuen uns, Ihnen Band 53 der Mainzer geowissenschaftlichen Mitteilungen präsentieren zu können. Die diesjährige Ausgabe enthält Beiträge aus einem breiten Themenspektrum zur Geologie von Rheinland-Pfalz und darüber hinaus.

RONALD JANSEN und MANFRED RAISCH berichten über den Erstnachweis einer Gastropode der Familie Turritellidae aus der Alzey-Formation, woraus sich möglicherweise neue Implikationen zur Paläogeographie Rheinhessens bzw. des Mainzer Beckens ableiten lassen.

HOLGER ADELMANN befasst sich mit Thermometamorphosen an den Erzgängen im Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirk. Sein Übersichtsartikel beleuchtet die bisherigen Angaben zu den Thermometamorphosen an Erzgängen in diesem Revier neu, diskutiert neue Funde sowie Befunde und fügt aktuelle Interpretationen hinzu.

In einer weiteren Arbeit zu den Erzmineralisationen im Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirk und darüber hinaus befassen sich HOLGER ADELMANN und REINHARD SCHAEFFER mit der hydrothermalen Rejuvenation im Rheinischen Schiefergebirge. Diese spätvariszische, eigenständige Hydrothermalaktivität wurde im Rheinischen Schiefergebirge vom Kerngebiet des Siegerländer Bergbaureviers um die Stadt Siegen bis in den SW angrenzenden Westerwald bzw. den Erzbezirk an der Wied und zuletzt auch im SW der Eifel nachgewiesen.

Auch ALLART VAN VIERSEN dürfen wir erneut als Autor begrüßen. Sein Beitrag befasst sich mit dem unterdevonzeitlichen Trilobiten *Philonyx*, dessen Beschreibung auf der Grundlage eines einzelnen Exemplars aus dem Emsium im Harz (Deutschland) erfolgte. *Philonyx* gehört zu einer Gruppe von Asteropyginen, die ursprünglich aus Schichten des Emsiums im Rheinischen Schiefergebirge (Deutschland) und Südmarokko beschrieben wurden.

BASTIAN E.W.W. GRIMM liefert einen stratigraphischen Überblick über das Quartär von Mainz. In diesem ersten Teil seiner Arbeit befasst er sich mit den pleistozänen Ablagerungen im Stadtgebiet und gibt eine umfassende stratigraphische Übersicht dieser Sedimente in Mainz.

Schließlich stellen GEORG BÜCHEL et al. die neue digitale Vulkankarte der Westeifel vor. Hier fließen Erkenntnisse aus intensiver Geländearbeit aus den Jahren 2021 bis 2025 ein, bei denen zahlreiche Vulkane neu nachgewiesen werden konnten. So wurden mittlerweile rund 321 quartäre Eruptionszentren erfasst und neue Vulkantypen bestimmt.

Den Abschluss bilden erneut aktualisierte Autorenrichtlinien für unser Periodikum und Hinweise zu Online-Literatur über geowissenschaftliche Themen aus Rheinland-Pfalz.

Wir wünschen eine angenehme Lektüre.

Mit freundlichem Glückauf!

Für den Herausgeber
Andreas Tschauder
Direktor

Andreas Tschauder

Für die Schriftleitung
Roger Lang

R. Lang

Erster Nachweis einer Turritellide in der Alzey-Formation des Mainzer Beckens (Mollusca Gastropoda: Cerithioidea: Turritellidae; Oligozän: Rupelium)

RONALD JANSSEN & MANFRED RAISCH

Kurzfassung: Der erste Nachweis einer Gastropode der Familie Turritellidae aus der Alzey-Formation (Rupelium) einer Fundstelle bei Offenheim im Kreis Alzey wird beschrieben. Die Art wird vorläufig als *Haustator cf. asperulus* (BRONGNIART 1823) bestimmt, einer aus dem Rupelium des Pariser Beckens und Norditaliens bekannten Art. Zu oligozänen Arten des Nordseebeckens bestehen keinerlei Beziehungen. Nomenklatur und Systematik von *Turritella planispira* Nyst 1845 aus dem Latdorfium werden diskutiert, einer bisher mit *H. asperulus* verwechselten Art. Das Vorkommen von *H. cf. asperulus* lässt eine paläogeographische Verbindung zum Pariser Becken vermuten.

Schlüsselwörter: Gastropoda, Turritellidae, Erstnachweis, Rupelium, Mainzer Becken

Abstract: The first record of a gastropod of the family Turritellidae in the Rupelian Alzey formation of the Mainz Basin is described. The species is provisionally identified as *Haustator cf. asperulus* (BRONGNIART 1823), a species mentioned from the Rupelian of the Paris Basin. There are no relationships to Oligocene species of the North Sea Basin. Nomenclature and systematics of *Turritella planispira* Nyst 1845 from the Latdorffian with which it was confused, are discussed. The occurrence of *H. cf. asperulus* suggests a possible paleogeographic connection with the Paris Basin.

Keywords: Gastropoda, Turritellidae, first record, Rupelian, Mainz Basin

1. Einleitung

Das Tertiär des Mainzer Beckens ist seit mehr als 200 Jahren gut erforscht und speziell die reiche Molluskenfauna des „Meeressandes“ (Alzey-Formation) ist mehrfach bearbeitet worden und kann daher als sehr gut bekannt gelten (u.a. SANDBERGER 1858-1863, KUSTER-WENDENBURG 1973, NEUFFER 1973). Umso überraschender ist es, dass jetzt ein neuer Aufschluss bei Offenheim eine Fauna liefert hat, die durch das Vorkommen einer Schneckenart der Familie Turritellidae gekennzeichnet ist. Turritelliden sind als Bewohner von Weichböden im Sublitoral in fast allen fossilen Faunen ein oft dominierendes Faunenelement. So sind sie mit mehreren, zum Teil sehr häufigen Arten auch im Latdorfium (oberes Priabonium/unterstes Rupelium) des Nordseebeckens und ab dem Oberoligozän (Chattium) bis in das jüngste Miozän dieser Region verbreitet. Eine auffallende Lücke in der Verbreitung besteht jedoch im Mitteloligozän (Rupelium) nicht nur des Nordseebeckens, wo es lediglich vier Einzelmeldungen dieser Familie gibt, sondern auch des Mainzer Beckens, von wo bisher kein Nachweis vorlag.

Die Ursache für das weitestgehende Fehlen von Turritellidae in diesem stratigraphischen Niveau ist unbekannt und schwer zu erklären, da eigentlich alle Parameter für das Auftreten dieser Gastropoden gegeben sind. Im Folgenden werden die ersten Funde einer Turritellide im Mainzer Becken beschrieben und diskutiert.

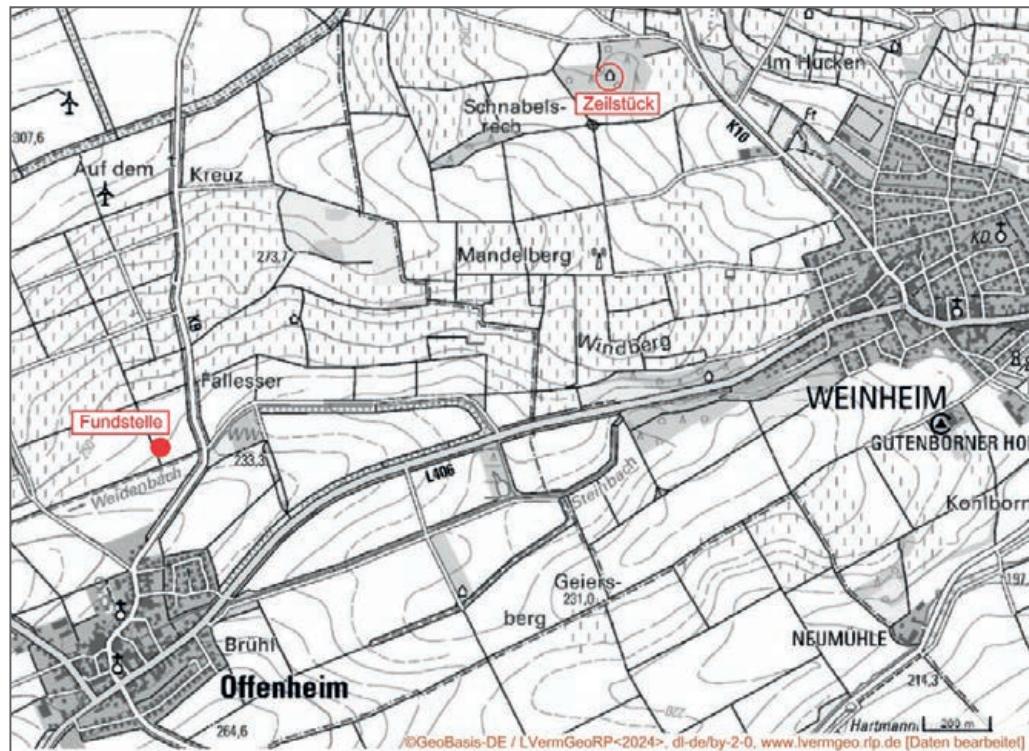


Abb. 1: Ausschnitt aus der TK 1: 25.000, Blatt 6214 Alzey mit Lage des Fundortes.

Die Fundstelle

Die Fundstelle liegt SW von Weinheim (Kreis Alzey, Rheinland-Pfalz) in der Gemarkung Offenheim (Topographische Karte 1: 25.000, Blatt 6214 Alzey; Koordinaten UTM 32U 430290 5509295; Abb. 1) im Tal des Weidenbaches N des Ortes. Unter ca. 0,7 m Ackererde tritt eine ca. 0,6-0,7 m mächtige grob- bis mittelkörnige Sandschicht auf, die stellenweise auch kalkige Gerölle enthält. Es scheint sich um ein sekundär umgelagertes Sediment zu handeln, die Fauna erinnert an die des „Schleichsandes“ von der Fundstelle Weinheim-Zeilstück, die nur ca. 900 m Luftlinie entfernt liegt.

Den Hinweis auf diese Fundstelle im Weidenbachtal lieferte Frau REGINA STOCK aus Offenheim, die diese Lokalität entdeckte. Zusammen mit ehrenamtlichen Mitarbeitern des Palaontologischen Museums Nierstein gelang es durch Bohrungen und Profilschürfe (Abb. 2), den Fundhorizont ausfindig zu machen, wobei neben einer Anzahl überwiegend schlecht erhaltener Selachierzähne auch einige, ebenfalls wenig gut erhaltene Molluskenarten gefunden wurden, darunter die hier behandelten Turritellen.

Das bei der Beprobung 2019 gewonnene Material, sowie Sediment welches durch Tierbauten an die Oberfläche befördert wurde, lieferte als Begleitfauna der Turritellen weitere wenige Molluskenarten, die unten aufgeführt sind. Außerdem ließen sich zu diesem Zeitpunkt neun Selachierarten sowie Teleostier- und Crustaceenreste nachweisen. Es ist davon auszugehen, dass sich bei weiteren Nachforschungen die Zahl der nachgewiesenen Arten noch erhöhen wird. Die Begleitfauna besteht aus folgenden Arten:



Abb. 2: Probeschurf bei Offenheim; Foto: M.RAISCH.

Mollusken:

Glycymeris subterebratularis (ORBIGNY 1852)
Jujubinus rhenanus (BRAUN in WALCHNER 1851)
Ampullinopsis crassatina (LAMARCK 1804)
Potamides lamarckii BRONGNIART 1810

Crassostrea cyathula (LAMARCK 1806)
Euspira sp.
Granulolabium plicatum (BRUGUIÈRE 1792)

Selachier:

Notorynchus primigenius (AGASSIZ, 1843)
Carcharias acutissima (AGASSIZ, 1844)
Galeocerdo aduncus (AGASSIZ, 1835)
Carcharhinus elongatus (LERICHE, 1910)
Squatina angeloides (VAN BENEDEN, 1873)

Araloselachus cuspidatus (AGASSIZ, 1843)
Isurolamna gracilis (LE HON, 1871)
Myliobatis sp.
Physogaleus latus (STORMS, 1894)

Die bisher gefundenen Fossilreste sind in der Regel schlecht erhalten, die Arten lassen auf eine nicht näher spezifizierbare Herkunft aus der Alzey- und/oder Stadecken-Formation schließen. Während *Ampullinopsis crassatina* nur in der Alzey-Formation bekannt ist, entsprechen die Stücke von *Granulolabium plicatum* sehr gut der Form *papillata* SANDBERGER, die insbesondere das Vorkommen der Stadecken-Formation vom Zeilstück charakterisiert. Mit großer Wahrscheinlichkeit handelt es sich bei der Fundschicht also um eine aus aufgearbeiteter Alzey- und Stadecken-Formation gebildete Ablagerung mit einer Mischfauna aus beiden Horizonten, wobei die Turritellide der vollmarinen Alzey-Formation entstammen dürfte.*

* Nach Fertigstellung des Manuskriptes haben uns dankenswerterweise die Kollegen Dr. MATTHIAS GRIMM (Mainz) und K. NUNGERER (Alzey) über eigene Grabungen und weiteres, reichliches Fossilmaterial informiert. Demzufolge scheint es sich bei der Fundschicht um einen Aufarbeitungshorizont zu handeln, wobei der überwiegende Teil der Fauna offenbar der Alzey-Formation entstammt. Dieser Befund bestätigt die eigenen Schlussfolgerungen.

2. Systematik

Gastropoda CUVIER 1795

Caenogastropoda Cox 1960

Cerithioidea J. FLEMING 1822

Turritellidae LOVÉN 1847

Haustator MONTFORT 1810

Typusart: *Haustator gallicus* MONTFORT 1810 = *Turritella imbricataria* LAMARCK 1804

(Eozän, Pariser Becken)

Die Gattungssystematik der Turritellidae ist anhand der miozänen Arten der Paratethys neuerdings von HARZHAUSER & LANDAU (2019) grundlegend revidiert worden. Leider gibt es eine entsprechende Revision nicht für paläogene Turritellen des europäischen Tertiärs.

Wesentliche Gehäusemerkmale, die eine Gattungszuordnung von Arten ermöglichen, sind das Embryonalgewinde, die Entwicklung der Skulptur, besonders die Position und Reihenfolge des Auftretens der Spiralen sowie der Verlauf der Anwachsstreifen auf dem Umgangsprofil und der Basis. Die Anwendung dieser Merkmale setzt entsprechend gute Erhaltung und auch das Vorhandensein älterer Wachstumsstadien, auf denen die Einschaltfolge der Spiralen beobachtet werden kann, voraus. Das ist leider bei dem vorliegenden, sehr fragmentarischen Material nicht in wünschenswertem Maße gegeben, sodass vorerst nur eine vorläufige Bestimmung möglich ist.

Haustator cf. asperulus (BRONGNIART 1823)

Abb. 3

- cf. 1823 *T/urritella/?. asperula* A. Br. – BRONGNIART: 54, pl. 2 f. 9 („Ronca“, irrtüml. !)
- 1861 *Turritella planospira* NYST – DESHAYES: 315 partim (Jeure, 1 fragm. Ex.) (non pl. 23 f. 1-2, in Taf.-Erkl. als *planispira*; die fig. 1-2 zeigt ein adultes Ex., muss ein Ex. aus Belgien sein!) (non NYST 1845)
- cf. 1870 *Turritella asperula* BRONG. – FUCHS: 197, pl. 10 f. 5-6 (Sangonini, hh)
- 1884 *Turritella planospira* NYST – COSSMANN & LAMBERT: 52 (horizons de Jeurs und Pierrefitte) (non NYST)
- 1892 *Turritella planospira* NYST – COSSMANN: 375 (non NYST)
- cf. 1895 */Turritella/? Haustator asperulus* (BRGN.) – SACCO: 17 (hat Material von Ronca u.a. Lokalitäten verglichen und sagt, dass die von FUCHS von Sangonini abgebildete Form ziemlich verschieden sei und benennt sie var. *fuchsiana* SACC.; weitere 5 Varietäten beschreibt er aus dem „Tongriano“ von Carcare, Dego etc.)
- cf. 1910 *Turritella planispira* NYST – KRANZ: 232, pl. 4 f. 4a, 4b (Gomberto-Schichten); f. 5 (var. *demersa* KRANZ, S. Trinità) (non NYST)
- cf. 1913 *Turritella planispira* NYST – OPPENHEIM: 612 (Diskussion)
- 1919 *Turritella (Haustator) planispira* NYST – COSSMANN: 185, pl. 6 f. 31, 32, 33-34, pl. 7 f. 17 (Rennes) (non NYST)
- 2012 *Turritella (Haustator) asperula* BRONGNIART – LOZOUET & MAESTRATI in LOZOUET: fig. 176: 26-27 (Pierrefitte)

Beschreibung: Es liegen 17 Bruchstücke vor, deren größtes 50 mm lang und 9 mm breit ist. Ein weiteres Exemplar hat 4 Umgänge und eine Länge von 32,4 mm, der größte Durchmesser eines anderen Fragments misst 13,5 mm, ein Fragment mit 8 älteren Mittelwindungen ist 24,4 mm lang, die jüngste erhaltene Windung hat einen Durchmesser von 6,6 mm. Die Gesamtheit der Fragmente lässt darauf schließen, dass adulte Exemplare eine Länge von ca. 10 cm erreicht haben.

Das Embryonalgewinde und die frühen Mittelwindungen sind bei keinem Stück erhalten. Das Windungsprofil ist flach bis schwach konkav. Die Skulptur besteht auf den erhaltenen älteren Mittelwindungen aus zunächst 4 stärkeren Spiralreifen in etwa gleichen Abständen, von denen der 3. etwas stärker hervortritt. Auf jüngeren Umgängen treten zahlreiche weitere schwächere Spiralen unterschiedlicher Stärke hinzu, deren Einschaltfolge nicht bestimmbar ist. In den Zwischenräumen der stärkeren Spiralen sind noch feinere Spiralfäden zu beobachten, der Spiralreifen über der unteren Naht tritt etwas kräftiger hervor. Insgesamt sind auf jüngeren Umgängen bis zu 8 stärkere Spiralen zu beobachten. Auf Fragmenten adulter Stücke sind die Windungen an den Nähten zunehmend stärker eingezogen, sodass die Naht in einer deutlichen Rinne eingesenkt ist. Das untere Viertel der Windungen ist sehr schwach konvex gewölbt, jedoch bleibt das Umgangsprofil gerade oder in der oberen Hälfte schwach konkav.

Der Verlauf der Anwachsstreifen ist wie folgt: Von der oberen Naht sind sie zunächst in spitzem Winkel zur Naht schräg nach hinten gerichtet, bilden in der Umgangsmitte einen großen gerundeten Bogen und verlaufen dann wieder schräg nach vorne, um kurz vor der Naht fast vertikal auf die Naht zu treffen. Der Gesamtverlauf ist insgesamt mäßig opisthocyst, der Punkt, an dem die Anwachslinien auf die untere Naht treffen, liegt deutlich hinter dem Beginn der Linien an der oberen Naht. Der Verlauf auf der Basis ist leider nicht genau zu beobachten, scheint aber in einem gleichmäßigen flachen Bogen nach hinten zu verlaufen (Abb. 3, S. 12).

Material: 9 Fragmente ex coll. RAISCH (Senckenberg Forschungsinstitut Frankfurt a. M., SMF 376794-376798), 8 Fragmente in coll. RAISCH (SRK OFF 11-16), 2 Fragmente im Paläontologischen Museum Nierstein (SSN 12 OFF 2 u.3). Zahlreiche weitere Fragmente wurden von M. GRIMM und K. NUNGESSER gefunden, die jedoch nach zur Verfügung gestellten Fotos nicht besser erhalten sind.

Beziehungen: Die Skulptur, insbesondere aber der deutlich opisthocyste Verlauf der Anwachslinien mit deutlichem Sinus in der Umgangsmitte sowie einem Knickpunkt im unteren Drittel gestatten eine Einordnung der Art in die Gattung *Haustator*.

Im Habitus der flachen bis schwach konkaven Umgänge, der Spiralskulptur sowie dem Verlauf der Anwachsstreifen mit einem relativ tiefen Sinus besteht die größte Ähnlichkeit zu einer Art aus dem Rupelium des Pariser Beckens, die fast ausschließlich im jüngeren Horizont der Sables de Pierrefitte vorkommt. Nachdem diese Art von früheren Autoren (siehe obige Synonymieliste) als *Turritella planospira* /sic!/ NYST bestimmt wurde, führen LOZOUET & MAESTRATI in LOZOUET 2012 sie ohne weitere Begründung als *Turritella (Haustator) asperula* BRONGNIART 1823 auf. Es bleibt somit unklar, ob sie *planispira* NYST für eine Fehlbestimmung halten oder für ein Synonym von *asperula* BRONGNIART.

Turritella asperula wurde ursprünglich aus der norditalienischen Provinz Veneto mit der Lokalitätsangabe Ronca (das wäre Mitteleozän) beschrieben, doch haben FUCHS 1870 und ihm folgend die meisten späteren Autoren mit Ausnahme von SACCO 1895 darauf bestanden, dass die Art nicht in Ronca vorkomme, sondern aus den oligozänen Schichten von Sangonini und Castelgomberto (ebenfalls Provinz Veneto) stamme.

Die Beziehungen von *T. planispira* und *asperula* waren öfters Gegenstand z. T. kontroverser Diskussionen. Während KRANZ 1910 die Art der Gomberto-Schichten für *planispira* hält, bestreitet OPPENHEIM (1913: 612) die Identität ganz entschieden und hält für diese Art an der Bestimmung als *asperula* BRONGNIART fest.



Abb. 3: *Haustator* cf. *asperulus* (BRONGNIART 1823) von Offenheim. Fig. 1-4 (SMF 376794 - 376797); Fig. 5 (Slg. M. RAISCH), Fig. 6 (Fotomontage aus zwei nicht zum selben Individuum gehörenden Stücken, um eine ungefähre Vorstellung von der möglichen Größe eines fast vollständigen Exemplars zu geben; Slg. M. RAISCH). Fotos: SIGRID HOF (Senckenberg Forschungsinstitut Frankfurt a. M.)

Soweit sich dies nach den Abbildungen in der Literatur (FUCHS 1870, SACCO 1895, KRANZ 1910) und wenigem Vergleichsmaterial beurteilen lässt, weichen die aus Norditalien beschriebenen Arten aber in der Skulptur, vor allem der ausgeprägten Granulierung der Spiralen, sehr deutlich sowohl von *T. planispira* als auch von der Form des Pariser und Mainzer Beckens ab.

Unklar scheint auch zu sein, ob die aus dem Rupelium von Gaas in der Aquitaine als *asperula* bestimmte Form (GRATELOUP 1845: pl. 16 f. 15) tatsächlich zu dieser Art gehört. ORBIGNY 1852 hält sie für eine andere Art, für die er bezogen auf GRATELOUPS Abbildung den Namen *Turritella cytherea* einführt. VERGNEAU (1959: 66, pl. 4 f. 15) bildet die Art von Gaas als *T. cytherea* ab und unterscheidet sie von *planispira* Nystr. Nach verglichenem Material von Gaas steht diese Form aber derjenigen des Pariser Beckens mindestens sehr nahe oder ist mit dieser identisch.

Von der *Turritella planispira* Nystr aus dem Latdorium des Nordseebeckens unterscheidet sich die Art des Pariser (und Mainzer) Beckens durch die geringere Zahl der deutlicher granulierten primären Spiralreifen und den Verlauf der Anwachsstreifen, der bei *planispira* einen weit weniger tiefen Sinus hat und insgesamt viel weniger opisthocyst ist. Beide Vorkommen sind nicht kon-spezifisch. Daraus ergibt sich, dass der Name *planispira* Nystr nicht für die Art des Pariser Beckens verwendet werden kann. Ob jedoch die Bestimmung dieser Art (und der des Mainzer Beckens) als *asperula* BRONGNIART korrekt ist, kann aufgrund unzureichenden Vergleichsmaterials aus dem italienischen Tertiär derzeit leider nicht eindeutig geklärt werden.

Da die französische Art von vielen Autoren fälschlich mit *planispira* identifiziert wurde, seien hier noch einige Bemerkungen zu dieser Art gemacht.

Bemerkungen zu *Turritella planispira* Nystr:

Turritella planispira wurde von Nystr (1845: 401, pl. 12 (= 38) f. 9) von Lethen, Vliermael, Gremittingen und Hoesselt beschrieben, also aus den obereozänen/unteroligozänen (latdorfschen) Sanden von Grimmertingen. Auch aus dem norddeutschen Latdorium ist sie von zahlreichen Fundorten bekannt (KOENEN 1891, WELLE 1998, MÜLLER 2011). Die Art wurde von SPEYER (1869: 303) wegen vermeintlicher Homonymie mit *T. planispira* Wood 1842 in *Turritella woodi* umbenannt. Doch schon KOENEN 1891 hat völlig richtig darauf hingewiesen, dass *T. planispira* Wood 1842 (: 534) ein nomen nudum ist, somit also der Name *planispira* Nystr weiterhin gültig ist.

Dies wurde jedoch von allen späteren Autoren (u.a. GLIBERT & HEINZELIN 1954, ANDERSON 1960, WELLE 1998, MÜLLER 2011 und MARQUET, LENAERTS & LAPORTE 2016) ignoriert. Zudem wurde die Art von diesen Autoren ohne jede Begründung in die Gattung *Protoma* BAIRD 1870 gestellt. Of-fensichtlich beruht dies darauf, dass ANDERSON 1960 eine fälschlich als *woodi* SPEYER bestimmte oberoligozäne Art in die Gattung *Protoma* gestellt hatte, was korrekt ist. Diese Gattungszuordnung wurde dann offenbar unkritisch auch für die echte *planispira* Nystr resp. *woodi* SPEYER über-nommen. Die als *woodi* fehlbestimmte Art des Chattiums wurde von STRAUCH 1972 als *Protoma schwarzbachi* neu beschrieben.

Nach Skulptur und Verlauf der Anwachslinien ist auch *T. planispira* Nystr in die Gattung *Haustator* zu stellen, obwohl HARZHAUSER & LANDAU (2019: 85) sowohl *schwarzbachi* als auch *woodi* (!) in die neue Gattung *Allmonia* stellen, die durch eine stark ausgeprägte Fasciole und einen sehr tiefen Basalsinus gekennzeichnet ist. *T. planispira* hat jedoch weder einen Basalsinus noch eine Fasciole, sondern gleichmäßig mäßig opisthocystre basale Anwachsstreifen und gehört nicht zu den *Protominae* bzw. *Allmonia*!

3. Diskussion und Schlussfolgerungen

Über die Herkunft der Turritellide des Mainzer Beckens kann nur spekuliert werden, da dieses Vorkommen im Rupelium Deutschlands ganz isoliert dasteht. Ebenso ist rätselhaft, warum bisher niemals eine Turritellenart in der Alzey-Formation nachgewiesen wurde, obwohl die Umweltbedingungen (küstennahes Flachwasser, Weichboden) den Ansprüchen dieser Schneckenfamilie durchaus entsprochen haben dürften.

Sollte sich eine Identität mit *asperula* zweifelsfrei nachweisen lassen, wäre an eine Einwanderung aus der mitteloligozänen Tethys über den Rheintalgraben zu denken. Doch eine direkte Verbindung des Mainzer Beckens mit dem Pariser Becken ebenso wie des Rheintalgrabens zur Tethys bzw. Paratethys hat es nach derzeitigem Stand der Annahmen über die Paläogeographie während des Rupeliums nicht gegeben (vgl. NUNGERESSER 2021: Abb. 5), obwohl generell eine große Übereinstimmung im Artenbestand beider Becken besteht. Im Rupelium der Schweiz (KISSLING 1896) sind keine Turritellen bekannt. Auch eine Herkunft aus dem Rupelium des Nordseebeckens ist auszuschließen, da von hier nur wenige Meldungen von Turritellen vorliegen, die aber zu völlig anderen Arten gehören:

Von *Haustator crenulatus* (Nyström 1845) aus der mitteloligozänen Lintfort-Formation des Schachtes Sophia Jacoba 8 bei Erkelenz sind nur wenige schlecht erhaltene Fragmente bekannt (MÜLLER & WELLE 1991, WELLE 1998), so dass es durchaus zweifelhaft ist, ob dieses Vorkommen autochthon ist oder ob es sich nicht um umgelagertes Material aus der liegenden lattdorfischen Ratheim-Formation handelt, wo diese Art teilweise massenhaft vorkommt. Aus den rupelischen Böhnen-Schichten von Cospuden (WELLE et al. 1999) sowie aus dem Rupelton von Malliss (MOTHS 2000) wird in wenigen Stücken *Haustator goettentrupensis* (COSSMANN 1899) gemeldet, die ansonsten typisch für das Oberoligozän ist. Eine der *planispira* ähnliche Art ist jedoch auch aus dem Rupelium des Nordseebeckens nicht bekannt geworden.

Somit bleibt eigentlich nur, doch eine wenigstens zeitweilig existente direkte Meeresverbindung zwischen dem Mainzer und dem Pariser Becken anzunehmen, da sich anders die große Übereinstimmung im Faunenbild mindestens der Mollusken nicht erklären lässt.

4. Zusammenfassung

Der erste Nachweis einer Art der Gastropodenfamilie Turritellidae im Rupelium der Alzey-Formation des Mainzer Beckens wird beschrieben. Die Fundstelle liegt bei Offenheim nahe Weinheim im Kreis Alzey (Rheinland-Pfalz). Die Fundschicht enthält eine Mischfauna aus Elementen sowohl der Alzey- als auch der Stadecken-Formation und scheint ein Aufarbeitungshorizont zu sein. Die Art wird vorläufig als *Haustator cf. asperulus* (BRONGNIART 1823) bestimmt, einer ursprünglich aus dem Oligozän Norditaliens beschriebenen Art, die auch im Rupelium des Pariser Beckens vorkommt. Es bestehen keinerlei Beziehungen zu oligozänen Arten des Nordseebeckens. Im Pariser Becken wurde sie lange verwechselt mit *Turritella planispira* Nyström 1845 aus dem Lattdorfium des Nordseebeckens. Nomenklatur und Systematik dieser Art werden hier diskutiert und ihre Stellung in der Gattung *Haustator* anstatt *Protoma* geklärt. Das Vorkommen von *H. cf. asperulus* im Mainzer Becken ist überraschend und nicht einfach zu erklären. Am wahrscheinlichsten dürfte die Annahme einer zeitweiligen direkten Meeresverbindung mit dem Pariser Becken sein.

Danksagung

Großen Dank schulden wir Frau REGINA STOCK aus Offenheim, die anlässlich eines Besuches des Paläontologischen Museums Nierstein auf Fossilfunde in der Gemarkung Offenheim aufmerksam gemacht hat.

Durch ihre Vermittlung erhielten wir die Erlaubnis des damaligen Grundbesitzers, Herrn HELMUT KOPF, zum Betreten des Grundstücks und zur Durchführung der Bohrungen und des Probeschurzes. Ihm sei an dieser Stelle vielmals gedankt.

Den Herren HARALD STAPF (Nierstein) und MANFRED HOH (Griesheim) danken wir für Hinweise und Einsichtnahme in ihre Sammlungen.

Frau SIGRID HOF (Senckenberg Forschungsinstitut Frankfurt a. M.) fertigte dankenswerter Weise die Fossilfotos.

Schriftenverzeichnis

- ANDERSON, H.-J. (1960): Die Gastropoden des jüngeren Tertiärs in Nordwestdeutschland. Teil 2: Prosobranchia Mesogastropoda. 1. Littorinacea, Rissoacea, Cerithiacea. – Meyniana, **9**: 13-79, pls 1-12.
- BRONGNIART, A. (1823): Mémoire sur les terrains de sédiment supérieurs calcaréo-trappéens du Vicentin, et sur quelques terrains d'Italie, de France, d'Allemagne etc., qui peuvent se rapporter à la même époque. – iv + 86 pp., 6 pls. Paris (Levrault)
- COSSMANN, M. (1891-1893): Révision sommaire de la faune du terrain oligocène marin aux environs d'Etampes. – Journal de Conchyliologie, **39**: 255-298, pl 6 (1891); **40**: 330-375, pl 9 (1892), **41**: 297-363, pl. 10 (1893).
- COSSMANN, M. (1919): Monographie illustrée des mollusques oligocéniques des environs de Rennes. – Journal de Conchyliologie, **64 (3)**: 133-199, pls. 4-7. Paris
- COSSMANN, M. & LAMBERT, J. (1884): Étude paléontologique et stratigraphique sur le terrain Oligocène marin aux environs d'Étampes. – Mémoires de la Société géologique de France, **(3) 3**: 1-178, pls. 1-6.
- DESHAYES, G.-P. (1816-1864): Description des animaux sans vertèbres découverts dans le Bassin de Paris. – **2**: 1-432, pls 1-26 (1861), 433-640, pls 27-39 (1862), 641-920, pls 40-62 (1863), 921-968 (1864). Paris (J.-B. Bailliére et Fils)
- FUCHS, Th. (1870): Beitrag zur Kenntnis der Conchylienfauna des Vicentinischen Tertiärgebirges. I. Abtheilung. Die obere Schichtengruppe, oder die Schichten von Gomberto, Laverda und Sangonini. – Denkschriften der Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, **30**: 137-216, 11 pls. Wien
- GLIBERT, M. & HEINZELIN DE BRAUCOURT, J. DE (1954): L'Oligocène inférieur Belge. – Volume jubilaire Victor van Straelen, **1**: 281-438, pls 1-7.
- GRATELOUP, J. P. S. (1845): Conchyliologie fossile des terrains tertiaires du Bassin de l'Adour (environs de Dax). Tome 1er. Univalves. Atlas: pls. 1, 3, 5-10, 12-48; Bordeaux (Lafarge)
- HARZHAUSER, M. & LANDAU, B. (2019): Turritellidae (Gastropoda) of the Miocene Paratethys Sea with considerations about turritellid genera. – Zootaxa, **4681 (1)**: 1-136.
- KISSLING, E. (1896): Die Fauna des Mittel-Oligocäns im Berner Jura. – Abhandlungen der schweizerischen paläontologischen Gesellschaft, **22** (1895): 1-74, Taf. 1-9.

- KOENEN, A.v. (1889-1894): Das Norddeutsche Unter-Oligocän und seine Mollusken-Fauna. Lieferung III: Naticidae – Pyramidellidae – Eulimidae – Cerithidae – Turritellidae. – Abhandlungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, **10** (3): 575-818, pls 40-52 (09.1891). Berlin
- KRANZ, W. (1910): Das Tertiär zwischen Castelgomberto, Montecchio Maggiore, Creazzo und Monteviale im Vicentin. – Neues Jahrbuch für Mineralogie etc., Beilageband, **29**: 180-268, Taf. 4-6. Stuttgart
- KUSTER-WENDENBURG, E. (1973): Die Gastropoden aus dem Meeressand (Rupelium) des Mainzer Tertiärbeckens. – Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, **67**: 170 pp., 8 pls. Wiesbaden
- LOZOUET, P. & MAESTRATI, PH. (2012): Mollusques (pp. 239-297, figs 155-191). – In: LOZOUET, P. (Coord.) (2012): Stratotype Stampien. – Collection Patrimoine géologique. 461 pp. + CD-ROM; Paris (Muséum national d'Histoire naturelle) + Biotope éditions (Mèze).
- MARQUET, R., LENAERTS, J. & LAPORTE, J. (2016): A systematic study of the Gastropoda (Mollusca) of the Grimmertingen Sand Member (Early Oligocene) in Belgium. – Palaeontos, **29**: 159 pp. (incl. 24 pls)
- MOTHS, H. (2000): Die Molluskenfauna im Rupelton der Ziegeleigrube Malliß im Wanzeberg (südwestl. Mecklenburg-Vorpommern). – 103 pp. (incl. pls 1-22); Kaliß (Regionalmuseum des Amtes Malliß)
- MÜLLER, A. (2011): Der Steinbruch Mammendorf NW Magdeburg – ein Felslitoral der unteroligozänen Nordsee. – Geologica Saxonica, **57**: 3-120 (inkl. pls 1-19).
- MÜLLER, A. & WELLE, J. (1991): Mollusken aus dem Mitteloligozän des Schachtes Sophia Jacoba 8 (Erkelenz, NW-Deutschland). – Decheniana, Beihefte **30**: 149-211 (incl. pls 1-4).
- NEUFFER, F. O. (1973): Die Bivalven des Unteren Meeressandes (Rupelium) im Mainzer Becken. – Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, **68**: 113 pp., 13 pls.
- NUNGESER, K. (2021): Das Tertiär des Mainzer Beckens. Erdgeschichte und Fossilien in Rheinhessen und Umgebung. – 224 S., Steinkern-Verlag
- NYST, H. (1845): Description des coquilles et des polypiers fossiles des terrains tertiaires de la Belgique. – Mémoires couronnées et Mémoires savantes de la Académie royale de Bruxelles, **17**: 697 pp., 15 pls.
- OPPENHEIM, P. (1913): Bemerkungen zu W. Kranz „Das Tertiär zwischen Castelgomberto, Montecchio Maggiore, Creazzo und Monteviale im Vicentin“ und Diskussion verschiedener dort berührter Fragen, zumal der Stellung der Schioschichten und der Grenze zwischen Oligocän und Miocän. – Neues Jahrbuch für Mineralogie etc., Beilageband, **30**: 549-627, Taf. 22.
- ORBIGNY, A. d' (1852): Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle. – 3: 1-196 + 1-189 (Table alphabétique); Paris (V. Masson).
- REINECKE, T., STAPF, H. & RAISCH, M. (2001): Die Selachier und Chimären des Unteren Meeressandes und Schleichsandes im Mainzer Becken. – Palaeontos, **1**: 1-73
- SACCO, F. (1895): I molluschi dei terreni terziari del Piemonte della Liguria. Parte 19 (Turritellidae e Mathildidae). – 43 S, 3 pls. Torino (Clausen)
- SANDBERGER, F. (1858-1863): Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens. – (1): 1-14, pls 1-5 (1858), (2): 41-72, pls 6-10 (1858), (3): 73-112, pls 11-15 (1859), (4): 113-152, pls 16-20 (1860), (5-6): 153-232, pls 21-30 (1861), (7): 233-270, pls 31-35 (1862), (8): 271-458 (1863). Wiesbaden (Kreidel)
- SPEYER, O. (1869): Die Conchylien der Casseler Tertiär-Bildungen. IV. – Palaeontographica, **16** (7): 297-339, pls 31-35. Cassel
- STRAUCH, F. (1967): Neue Mollusken-Arten aus dem Oberoligozän der Niederrheinischen Bucht. – Sonderveröffentlichung des Geologischen Instituts der Universität Köln, **13** (Schwarzbach-Heft): 19-41 (incl. pl. 1).
- VERGNEAU, A.-M. (1959): Observations paléontologiques et paléoécologiques sur les Gastropodes du Stampien de Gaas (Landes). – Thèse présentée à la Faculté des Sciences de l'Université de Bordeaux... 210 pp., 12 pls.; Bordeaux.
- WELLE, J. (1998): Oligozäne Mollusken aus dem Schacht 8 der Bergwerksgesellschaft Sophia Jacoba bei Erkelenz (Niederrheinische Bucht). Teil 2: Gastropoda – Leipziger Geowissenschaften, **6**: 1-197 (incl. pls 1-31).
- WELLE, J., JAESCHKE, A. & DUCKHEIM, W. (1999): Mollusken aus dem Unteroligozän (Rupelium) des Tagebaues Cospuden bei Leipzig. – Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen, **12**: 3-75.
- WOOD, S.V. (1842): A catalogue of shells from the Crag. – Annals and magazine of natural history, **9** (61, suppl.): 527-544, pl. 5. London.

Thermometamorphosen an den Erzgängen im Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirk

HOLGER G. ADELMANN

Kurzfassung: Im Rheinischen Schiefergebirge können die ursprünglichen Erz-Paragenesen hydrothermal gebildeter Ganglagerstätten am Kontakt mit Vulkaniten durch thermometamorphe Vorgänge unter Bildung neuer Minerale am Kontakt überprägt worden sein. Solche Überprägungen sind an den Erzgängen in den ehemaligen deutschen Bergbau-Bezirken im Siegerland und an der Wied seit dem frühen 19. Jahrhundert bekannt und wurden in der älteren Literatur teils ausführlich gewürdigt. In neuerer Literatur zu den Mineralisationen im Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirk werden auch bisher nicht bekannte Thermometamorphosen an den hydrothermalen Gangverzerrungen beschrieben. In der vorliegenden Arbeit werden bisherige Angaben zu den Thermometamorphosen an Erzgängen in diesem Revier neu beleuchtet und diskutiert sowie neue Funde, Befunde und aktuelle Interpretationen hinzugefügt.

Schlüsselwörter: Thermometamorphose, hydrothermal, Erzgänge, Vulkanit, Basalt, Diabas, Magnetit, Siderit

Abstract: In the Rhenish Slate Mountains, the original ore parageneses of hydrothermally formed vein deposits may have been overprinted by thermometamorphic processes at the contact with magmatic rocks, resulting in the formation of new minerals. Such overprinting has been known since the early 19th century in the ore veins of the former German mining districts in the Siegerland and at the Wied, and was extensively discussed in older literature. More recent literature on the mineralizations in the Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirk (Rhenish Massif, Germany) describes previously unknown thermometamorphic alterations of the hydrothermal vein mineralizations. The present work aims to re-examine and verify the previous information on thermal metamorphisms in ore veins in this region, as well as to add new findings and current interpretations.

Keywords: thermal metamorphism, hydrothermal, ore veins, volcanic rock, basalt, diabase, magnetite, siderite

DOI: <https://doi.org/10.23689/fidgeo-9317>

Manuskript eingegangen am 05.02.2025

Anschriften der Autoren:

Dr. RONALD JANSSEN
Forschungsinstitut Senckenberg, Sektion Malakologie
Senckenbergenanlage 25
D-60325 Frankfurt a. M.
E-Mail: ronald.janssen@senckenberg.de

MANFRED RAISCH
Lämmchesbergstr. 12
D-67663 Kaiserslautern
E-Mail: manfred.raisch@arcor.de
<http://orcid.org/0000-0002-3455-260X>

1. Einleitung

Die Metamorphose ist die Umbildung von Gesteinen unter erhöhten Druck- und/oder Temperaturbedingungen und geht mit der Ausbildung neuer Mineralphasen einher. Die Thermometamorphose bezieht sich dabei auf eine Veränderung durch Temperaturerhöhung, meist im Kontaktbereich magmatischer Schmelzen.

Im Rheinischen Schiefergebirge haben metamorphe Vorgänge dreimal eine Rolle in der Entwicklung des Raumes gespielt. Im Devon und Unterkarbon haben die Intrusionen eines intensiven submarinen Vulkanismus lokal zu einer Thermometamorphose in den sedimentären Ablagerungen geführt. Darauf folgte im Oberkarbon für den gesamten Raum eine schwache Dynamometamorphose während der variszischen Orogenese. Nach einer langen Pause war im Känozoikum der Aufstieg vulkanischer Schmelzen in Zusammenhang mit dem terrestrischen Vulkanismus lokal mit thermometamorphen Vorgängen verknüpft.

Entsprechende Thermometamorphosen haben auch die Erzgänge in den ehemaligen Bergbau-Bezirken im Siegerland und an der Wied betroffen und sind seit dem frühen 19. Jahrhundert bekannt. In der älteren Literatur wurden sie teils ausführlich gewürdigt. Die ältesten dokumentierten Beobachtungen von Basaltkontakte an Erzgängen wurden von ULLMANN und ENGELS in den ersten Jahren des 19. Jahrhunderts gemacht (zitiert in SCHMIDT 1823: 153, 154).

In der jüngeren Literatur zu den Mineralisationen im Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirk werden auch bisher nicht bekannte Thermometamorphosen an den hydrothermalen Gangverzerrungen beschrieben (SCHNORRER & LATSCHE 1994, SCHNORRER & LATSCHE 1997, SCHNORRER & LATSCHE 2000, KIRNBAUER & HUCKO 2011, GOLZE ET AL. 2013). Die vorliegende Arbeit hat zum Ziel, bisherige Angaben zu den Thermometamorphosen in diesem Revier neu zu beleuchten, zu überprüfen und neue Funde, Befunde sowie aktuelle Interpretationen hinzuzufügen.

Abkürzungen:

PPL = Plane-Polarised Light (linear polarisiertes Licht), XPL = Cross-Polarised Light (gekreuzte Polarisatoren im Strahlengang).

Synonyme:

Spat(h)eisenstein = Spat(h) = Eisenspat = Siderit, Magneteisenstein = Magnetit, Eisenglanz = Hämatit

2. Bisherige Literatur zu Vulkanit-Kontakten mit Erzgängen im Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirk

Einigen Bereichen des Siegerländer Erzbezirks sind tertiäre Basalte des Westerwaldes benachbart (Abb. 1), somit ist es nicht verwunderlich, dass es hier im Bereich der Erzgänge gelegentlich zu thermometamorphen Überprägungen kam.

Ausführliche Aufzählungen von Vulkaniten, die mit Erzgängen in Kontakt getreten waren, werden von BORNHARDT (1910; 1012) angegeben für die Gruben Bautenberg (Gilsbach), Ludwigs-eck (Salchendorf), Brühlszeche (Dermbach), Gottessegen (Schutzbach), Junge Birke (Eisern), Louise (Steinebach), Neue Mahlscheid (Herdorf), Kuhlenwald (auch Kuhlenwalder Zug / Kulnwald / Kulnwalder Zug, Brachbach), Peterszeche (Burbach), dem Mittel "Glaskopf" der späten Verbundgrube Füsseberg-Friedrich Wilhelm (Biersdorf) und der Grube Entenweiher (Offhausen). SCHMIDT (1823) berichtet zu letzterer Grube: "Da wo der sogenannte Bartseifengang [das ist ein in der Nähe des Druidensteins südöstlich von Kirchen aufsetzender Basaltgang] den Brauneisenstein des Entenweiergangs unmittelbar berührt, hat letzterer das Ansehen, als ob er einem Rostfeuer ausgesetzt gewesen wäre; jedoch ist solcher nicht, wie es bei dem Brauneisenstein neben dem Wackentongange der Alten Birke der Fall ist, magnetisch geworden".

SCHMIDT (1823: 117, 145) erwähnt noch einen Basaltgang im Silberberg-Gleiskauter tiefen Stollen sowie im Gebäude der Grube Landeskrone (Wilnsdorf), hier offenbar ohne direkten Kontakt mit einem Erzgang und somit auch ohne bekannte Veränderungen der Gangmineralisation. Der Basaltgang ist auf einem alten Grubenriss von ERBREICH (1856) am 'Weinstocker Feldort' eingezeichnet. BORNHARDT (1910: 240) zitiert noch weitere Autoren, wonach sich auch auf den Gruben Alter Wilderbär (Eiserfeld) und Bautenberg (Unterwilden) "Kontaktwirkungen von Basalt auf Eisenstein beobachtet worden sind".



Abb. 1: Ausschnitt aus der geologischen Karte des Siegerlandes (aus BOSUM ET AL. 1971), der Gangbereich der Grube Grüne Au und der unmittelbaren Nachbarschaft ist mit einem gelben Kreis markiert.

In der Beschreibung des Bergreviers Daaden-Kirchen wird das Hindurchsetzen von Basaltgängen durch Spat- und Brauneisensteingänge von den Gruben Gottessegen (Schutzbach) und Brühlszeche (Dermbach) erwähnt (RIBBENTROP 1882: 14, 19). Nach BORNHARDT (1910: 240) beschränken sich diese Kontaktzonen meist nur auf wenige Zentimeter oder wären kaum bemerkbar, "zumal wenn sich eine dünne Lettenschicht zwischen Basalt und Eisenstein einlegt". HOFFMANN (1964: 110) berichtet hingegen, dass ein NW-SE streichender und 0,6 m mächtiger Basaltgang den Siderit im Hauptgang der Grube Kuhlenwald (Brachbach) beidseits des Kontaktes in einer Entfernung von ca. 1 m in Magnetit umgewandelt hat. BORNHARDT (1912: 179) berichtet auch von Kontaktveränderungen der Blei- und Zinkerze im Kontakt mit Basalt auf der Grube Ludwigs-eck (Salchendorf), welche er auf der 172-m-Sohle selbst in Augenschein genommen hatte: Ein 1 m mächtiger, zersetzer Basaltgang hatte einen "spateisensteinfreien Blende- und Bleierzgang" durchbrochen, "wobei die in der Basaltmasse enthaltenen Bleiglanschnüre auf den Spaltflächen bunte Anlauffarben zeigten, wie man solche durch Erhitzung von Bleiglanz auch künstlich leicht hervorbringen kann".

Bereits seit 1803 bekannt sind Umwandlungen von Siderit in Magnetit durch Kontakt mit einem tertiären Basalt (Ausläufer des Westerwälder Vulkanismus) von der Grube Alte Birke an der Eisernhardt (Bereich Eiserfeld/Eisern) bei Siegen (ULLMANN 1814: 297). Von dieser Grube wurden zunächst Kontaktmetamorphosen an Brauneisenstein-Gängen, später aber vermehrt (mit zunehmender Teufenentwicklung des Bergwerks) an Spateisenstein-Gängen berichtet. JUNG (1858) schreibt u.a.: "An dem Gebirge Eiserne Haardt bei Eisern liegt die zu den Zechen des Geschwornenreviers Eisern gehörige Eisensteingrube Alte Birke. Grauwacke und Thonschiefer, wovon zahlreiche Eisensteingänge neben Basaltgängen aufsetzen, bilden die südlich von Siegen gelegene

Eiserne Haardt. ... Der Alte Birker Gang streicht Stunde 11 bis 1 and fällt mit 75 bis 85 Grad gegen Westen ein. Seine Mächtigkeit beträgt in oberer Teufe ½ bis 1 Lachter und steigt in unterer Teufe auf 2 bis 3 Lachter. Die Ausfüllungsmasse desselben besteht vorzugweise aus derbem Spath-eisenstein, welcher in oberer Teufe in Brauneisenstein und ausserdem stellenweise in Magneteisenstein umgewandelt ist. Vereinzelt treten Nesterchen von Eisenglanz mitten in der Gangmasse auf. Gangarten bilden Quarz, Grauwacke- und Thonschieferbruchstücke; als beibringende Erze sind die verschiedenartigen Kupfererze zu erwähnen ... Der Eisensteingang dieser Grube wird von einem Basaltgang ... mehrmals durchsetzt ... Dieser Basaltgang, dessen Mächtigkeit 0,1 bis 0,5 Lachter beträgt, befindet sich meistens in einem sehr aufgelösten Zustande, er ist in den sogenannten Wackenthon und an seinen Saalbändern in Eisenjaspis übergegangen ... An dem Schaarungspuncte, wo der Basaltgang mit einer grösseren Fläche auf den Eisenstein einwirkte, ist dieser auf 3 bis 5 Zoll, an den Durchsetzungspuncten dagegen nur ½ Zoll bis 2 Zoll in Magneteisenstein umgewandelt ... im Mittelstolln fand man in Magneteisenstein umgewandelten Spath-eisenstein, der in einiger Entfernung von dem Basaltgang noch vollkommen das Gefüge und den Glanz des Spath-eisensteins zeigt. Dieser Magneteisenstein ist also eine Pseudomorphose des Spath-eisensteins".

Eine Lageskizze der Kontaktmetamorphose im Bereich der Eisenerzgänge auf der Eisernhardt/ Grube Alte Birke findet sich in SCHMIDT (1848), Abb. 2. Der Grube Alte Birke benachbart liegt die alte Pinge/Grube Handelsmann, wo ebenfalls ein Basaltgang kreuzt (SCHMIDT 1848: Tafel I). BORNHARDT (1912) fasst die Beschreibungen wie folgt zusammen: "Bei einer Befahrung der jetzt zur Grube Eisernhardter Tiefbau gehörigen Grube Alte Birke bei Eisern zum Zwecke der Untersuchung eines eigentümlichen, den Brauneisensteingang der Grube, gangweise begleitenden und

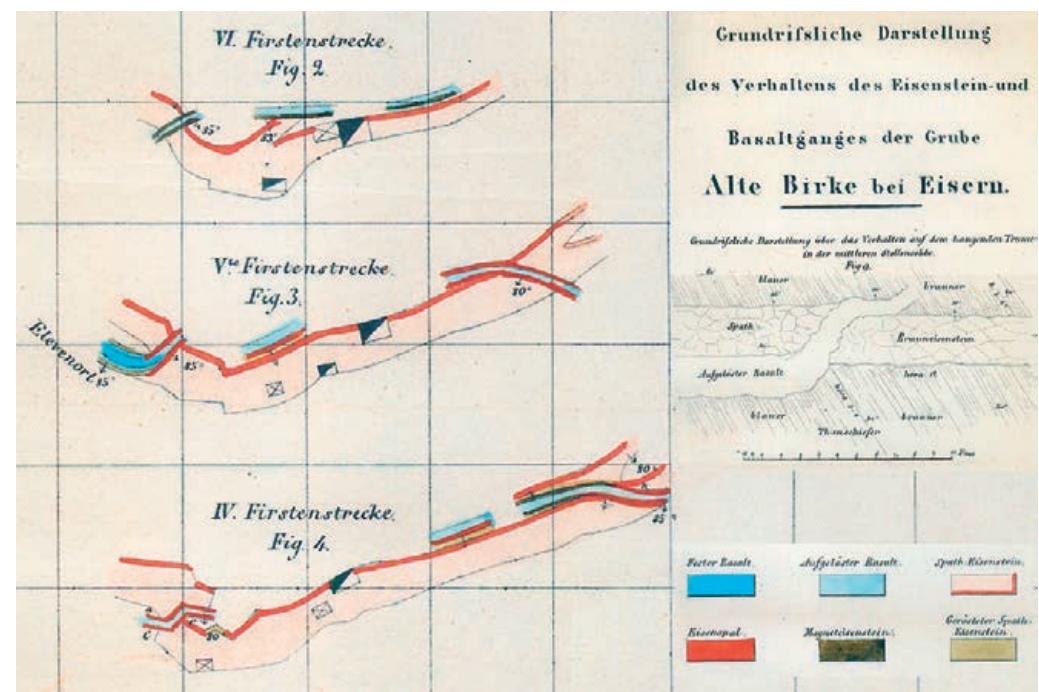


Abb. 2: Profile des Erzgang-Kontaktes mit Basalt im Bereich der Grube Alte Birke an der Eisernhardt bei Siegen. Aus SCHMIDT (1848), verändert.

durchsetzenden Lettens' entdeckte ULLMANN am 21. September 1803 zuerst inmitten des 'Lettens' ein Nest eines schwarzen erdigen Fossils, das er als 'ochrichten Magneteisenstein' bestimmte. ... Die Erkenntnis, dass der 'Lettens' ein zersetzer Basalt sei und dass der Basalt in glutflüssigem Zustande auf den Spateisenstein eingewirkt und ihn in Magneteisenstein umgewandelt habe, verdanken wir erst J. NÖGGERATH und J. CHR. L. SCHMIDT" (BORNHARDT bezieht sich auf NÖGGERATH (1822a, b; 1856), SCHMIDT (1823)). Es ist noch anzumerken, dass nach den Beobachtungen von SCHMIDT (1848: 180) der Brauneisenstein in den oberen Teufen der Grube Alte Birke dem Basalt "mehr Widerstand leistete", also im Kontaktbereich weniger stark alteriert erschien, als der Siderit.

Eine recht ausführliche Beschreibung einer solchen Umwandlung von der Grube L(o)uise in Bürenbach nahe Horhausen/Ww. im Wied-Bezirk stammt von BUSZ (1901), der die Kontaktbildungen dort makroskopisch beschrieb und auch mikroskopisch untersuchte:

"Es sind mehrere Gänge von Basalt, die auf dieser Grube den Spath-eisenstein durchbrechen; und die Mächtigkeit derselben schwankt zwischen ca. 20–100 cm. Der Erhaltungszustand derselben ist sehr verschieden. Meist ist der Basalt sehr stark der Zersetzung anheimgefallen und besteht nur noch aus einer weichen grauen Masse, die an der Luft bald zerbröckelt und vollkommen in Grus zerfällt. ... Nur einer der Basaltgänge von ungefähr 1 m Mächtigkeit besitzt noch stellenweise recht frische Beschaffenheit, und an diesem ist dann auch die Kontaktwirkung am besten zu beobachten. Das Gestein ist von matter schwarzer Farbe und enthält in seiner sehr dichten Grundmasse zahlreiche Einsprenglinge von grünem Olivin, die oft sehr gute scharfe Krystallconturen aufweisen; der grösste beobachtete Krystall war 1 ½ cm lang bei ¾ cm Breite, auch Aggregate von Olivinkörnern kommen vor; außerdem vereinzelt schwarzer Augit in Krystallen bis ½ cm Grösse ...

Unweit der Grube Luise, ungefähr 1 Kilometer NO. Horhausen, kommt nun auch ein Basaltdurchbruch vor, welcher den Basaltkegel »Kissemich« bildet. Es ist anzunehmen, dass die in der Tiefe auftretenden Gänge, die in unmittelbarer Nähe dieses Kegels sich befinden, mit diesem im Zusammenhange stehen, eine Annahme, die durch die Resultate der mikroskopischen Untersuchung sehr wahrscheinlich gemacht wird ... Der Eisenspath, der von dem Basalt durchbrochen wird, tritt gangförmig im Devon auf. Er ist ziemlich grobspäthig, zuweilen in solchem Maasse, dass man faustgroße einheitliche Spaltungsstücke herausschlagen kann; andererseits kommen aber auch feinspäthige Parthien vor. Die Farbe des frischen Spathes ist hellgraubraun, stellenweise ist ein allmählicher Uebergang in Brauneisenstein zu beobachten, hier nimmt dann der Spath eine rostbraune Farbe an

Die durch Basalt veränderte Zone ist meist nur schmal und mag etwa im Durchschnitt 15 bis 20 cm breit sein. Die Veränderung beginnt damit, dass die Farbe dunkler wird. So entsteht eine etwa 10 cm breite schwärzlichgraue Zone, die aber noch vollkommen die Spaltbarkeit und den Glanz der unveränderten Substanz bewahrt. Von da ab tritt dann eine fast vollkommen schwarze Farbe auf, zunächst auch noch ohne Veränderung der Spaltbarkeit und des Glanzes. Der Strich dieser Masse ist grau. In ihr treten dann die feineren und breiten Quarzadern, die den Eisenspath allenthalben durchziehen deutlich und scharf hervor. Die unmittelbar am Basalt liegende Zone endlich in einer Breite von 2 bis 3 cm, hat auch den Glanz und fast vollständig die Spaltbarkeit verloren und stellt eine dichte, matte, schwarze Masse dar, die stark auf die Magnetröhre wirkt und fast ganz aus Magnetit besteht".

Im Grubengebäude der Grube Peterszeche bei Burbach kartierte der Markscheider H. KLIVER 1858 Basaltgänge, welche die Erzgänge teils durchschlagen, teils begleiten (Abb. 3). BORNHARDT

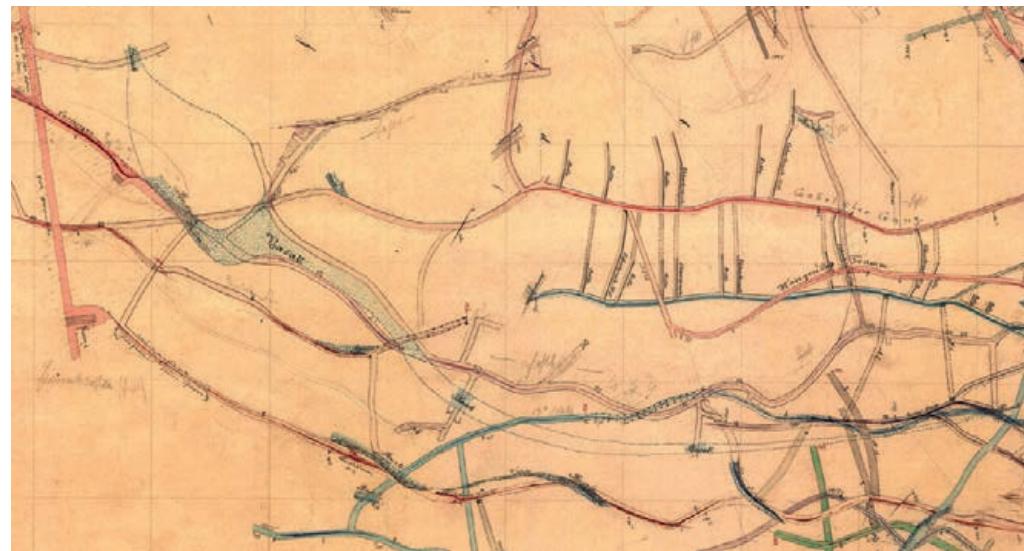
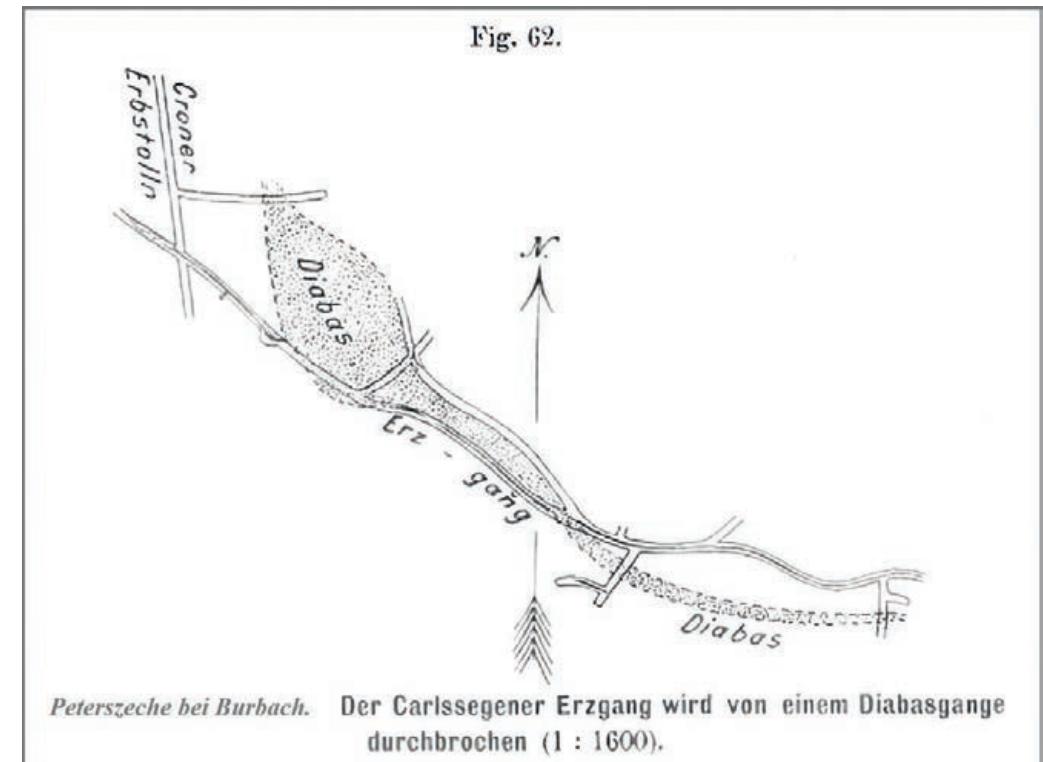


Abb. 3: Kartierung der Vulkanit-Kontakte im Grubengebäude der Grube Peterszeche (Burbach) durch Mark-scheider H. KLIVER von 1858 (Archiv Bezirksregierung Arnsberg).

(1910: 245) zitiert Beobachtungen von F. W. E. SCHMIDT über das Verhalten der Eruptivgänge zu den Erzgängen in den Feldern **Crone**, **Carlssegen**, und **Burg** der Grube Peterszeche wie folgt: "Der Basalt schleppt sich stellenweise mit den Gängen dieser Gruben und durchbricht den Gang Carlssegen an einer Stelle, ohne daß eine Kontaktwirkung wahrnehmbar ist" (Abb. 4). Die Bergrevierbeschreibung (HUNDT et al. 1887: 159) erwähnt: "Oberhalb der Dredenbach und in 750 m süd-westlicher Entfernung von der Grube Grüne Hoffnung kommen am Nenkensberg die Erzlagerstätten der Gruben Crone, Peterszeche und Frankenstein ... (vergl. Gangskizze auf Blatt VIII), mehrfach von schmalen Basalttrümmern durchsetzt, in einer milden Thonschieferzone vor".

Die Bergrevierbeschreibung (HUNDT et al. 1887: 57) spricht von ausgedehnten Basaltvorkommen (teils als Kuppen, teils als Gänge im Unterdevon) an der Grenze der Reviere Burbach und Daaden-Kirchen. Auf Seite 88 ebenda wird erwähnt, dass im Revier Burbach unterirdische Basaltvorkommen an mehreren Punkten bekannt geworden sind: "In dem auf dem Ostabhang des Nenkensberg bei Lippe gelegenen Grubenfelde Peterszeche wurden beim Aufschürfen der Bleierzgänge zwei, in 20 m Entfernung voneinander fortstreichende Basaltgänge angetroffen, welche die Haupterzmittel spitzwinkelig durchsetzen. Der Basalt ging im Einfallen durch Zersetzung in eine Wacke über, während die aus Bleiglanz und Zinkblende bestehende Gangmasse an den vom Basalt durchsetzten Stellen eine Veränderung nicht bemerkten ließ".

Interessanterweise berichtet BORNHARDT (1910: 246) von Durchquerungen von Erzgängen im **Croner Mittel** (105 m-Sohle) und **Blende-Mittel** (150 m-Sohle) der Grube Peterszeche durch Diabasgänge (Abb. 4). BORNHARDT (1912: 307) beschreibt den Kontext von Vulkanit und Erzgang auf der Grube Peterszeche wie folgt. "Eine Beobachtung, die auf das zwischen dem Quarz und dem Diabas bestehende Altersverhältnis Licht wirft, habe ich auf Grube Peterszeche bei Burbach anstellen können. Eine der quarzführenden Sprungklüfte, die dort den Spateisenstein der Gänge abschneiden, ist die in Figur 63, Teil I [Anm.: BORNHARDT 1910], S. 246 darstellte Kluft, die eine Verwerfung der Erzgänge um rund 50 m bewirkt hat. In auffälligem Gegensatz zu dieser bedeutenden Verwerfung der Erzgänge steht die geringfügige, nur 0,5 m betragende Verwerfung, die ein die



Peterszeche bei Burbach. Der Carlssegener Erzgang wird von einem Diabasgange durchbrochen (1 : 1600).

Abb. 4: Kartierung des Vulkanit-Kontaktes am Carlssegener Erzgang der Grube Peterszeche (Burbach) aus BORNHARDT (1910: 245).

Kluft kreuzender Diabasgang erlitten hat, und diese Verwerfung weist noch dazu entgegengesetzte Richtung wie die der Erzgänge auf. Hier muss der Diabas danach jünger sein als die an der Kluft stattgehabte Hauptgebirgsbewegung, und es wird die geringfügige Verwerfung, die den Diabas betroffen hat, auf eine spätere Bewegung zurückzuführen sein. Die Annahme darf als dann wohl als wahrscheinlich gelten, daß die Ausscheidung der in der Kluft verbreiteten derben Quarztrümmer mit der Hauptbewegung zusammenhängt und demnach älter ist als der Diabas".

Zur Beschaffenheit des Vulkanits auf der Grube Peterszeche schreibt BORNHARDT (1910: 248) nach eigenen Beobachtungen: "Über dem verwitterten Tonschiefer folgte, auf ebener Fläche deutlich von ihm geschieden, der Diabas, der sich durch seine lichtgrau-grüne Farbe scharf von dem tief-schwarzen Schiefer abhob. Kontaktinwirkungen waren am Schiefer nicht mit Sicherheit erkennbar. Der Diabas war so stark zersetzt, daß er sich leicht zu einer grundigen Masse zerbröckeln ließ. Infolge seiner geringen Festigkeit war er auf 2 in Mächtigkeit nachgebrochen, ohne daß damit seine hangende Begrenzung schon entblößt gewesen wäre. Die Struktur war rein massig und zeigte in auffälligem Gegensatz zu dem verwitterten Schiefer nichts von Quetschungsspuren. Auch fehlten an der Grenze gegen den Schiefer alle Erscheinungen, die darauf hindeuten könnten, daß der Schiefer seine Verwitterung erst nach dem Empordringen des Diabases erfahren hatte".

Nach dem 2. Weltkrieg wurden nach FENCHEL (in FENCHEL et al. 1985:42) Basalte und Basalttuffe untertage auch in den folgenden Gruben angetroffen: **Pfannenberger Einigkeit** (Salchendorf), **San Fernando** (Herdorf).

KIRNBAUER & HUCKO (2011) geben an, dass im Bereich der Grube **Steinkopf/Neue Hoffnung** bei Niederdreisbach tertiärer Basalt eine Kontaktmetamorphose mit "hornstein- bzw. jaspisartiger Silifizierung" des Brauneisensteins im Eisernen Hut bewirkte, auch unter Bildung von Chalcedon und Nontronit. Die letztgenannten Minerale konnten insbesondere aus dem oberen Stollen ("Steinkopfstollen") geborgen werden. Bereits SCHMIDT (1828) schreibt hierzu: "Bei dieser Gelegenheit erlaube ich mir auf eine andere Wirkung des Basaltes hinzudeuten, bei welcher heiße Quellen vielleicht eine Rolle gespielt haben dürften. Chalzedon habe ich nämlich im hiesigen Gebirge bis jetzt nur auf zwei Gängen gesehen. Einmal auf dem Kupfererz-Gange am Virnenberge bei Rheinbreitbach, und einmal auf dem Eisenstein-Gange der Zeche Neue Hoffnung bei Niederdreisbach, unweit Daaden im Sainischen. An beiden Orten ist er die jüngste Ausfüllungsmasse, und offenbar nach der großen Umwandlung entstanden, welche die Atmosphäre in den oberen Gangdrusen hervorgebracht hat. Denn zu Rheinbreitbach bedeckt er das, unbestreitbar aus dem Kupferkiese oder Kupferglanze, später erzeugte Phosphor-Kupfer, und auf der Neuen Hoffnung, die durch Umwandlung des Spath-Eisensteines entstandenen Braun-Eisensteine in den Drusenräumen. Beide Gänge stehen mit mächtigen Basalt-Gängen in naher Berührung. — Kieselerde ist nur bei einer sehr hohen Temperatur im Wasser auflöslich, und der feuerig - flüssige Basalt konnte wohl in der Nähe befindliche, ihren Ur-Weg durch die Quarz-reichen Gänge nehmende, Quellen erwärmen. Sind nicht auch im Fichtelgebirge Braun-Eisenstein-Gänge vorhanden, die Chalzedon führen, und in deren Nähe Basalt vorkommt? Ueberhaupt ist der Chalzedon plutonischen Gesteinen fast ausschließlich eigen".

Weiterhin wurden thermische Veränderungen von Brauneisenstein aus der Pinge des Fundpunktes "Kronprinz" auf dem Nenkersberg SW Burbach vermutet (KIRNBAUER & HUCKO 2011), an diesem Berg ist tertiärer Basalt in Schurfen und ehemaligen Steinbrüchen gut aufgeschlossen. Die Kontaktbildungen zwischen Erz und Basalt im Bereich der Pinge "Kronprinz" auf dem Nenkersberg wurden zuletzt von ADELMANN & KLEIN (2019) detailliert untersucht. Im Bereich der Pinge des Fundpunktes "Kronprinz" finden sich stückige und scharf begrenzte, bis faustgroße Brauneisenstein-Brocken im Aushubmaterial zusammen mit Basalt in kleineren Lesesteinen. Das Brauneisen-Gestein und Nebengestein imponiert im Aufschluss der Pinge dicht und teilweise gefritten und ist bei Einsatz eines starken Magneten stellenweise magnetisch (Abb. 5). Nach



Abb. 5: Magnetischer Erzbrocken im Aushub der Pinge „Kronprinz“ auf dem Nenkersberg, Burbach (Foto: HG ADELMANN).

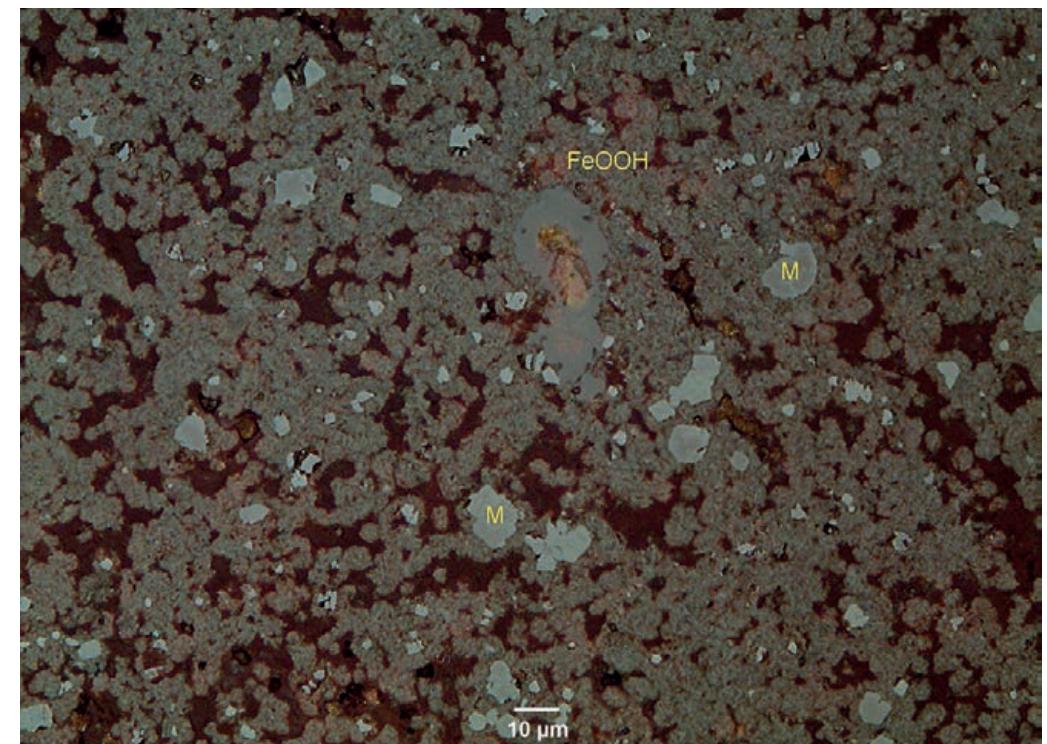


Abb. 6: Magnetit-xx (M), neu gesprosst in Brauneisen (Limonit, FeOOH). Erzanschliff. Probe aus Abbildung 5. Pinge „Kronprinz“ auf dem Nenkersberg, Burbach (Foto: HG ADELMANN).

Zerkleinerung von Brauneisensteinproben aus dieser Pinge zeigten einige Splitter deutlichere ferromagnetische Reaktionen. Im Erzanschliff dieser ausgewählten magnetischen Splitter findet man, dass im meist mikrokristallin vorliegenden Goethit FeOOH überall kleine, typischerweise nur ca. 1-10 μm große Magnetite (M) gesprosst sind, welche für die ferromagnetische Reaktion verantwortlich sind (Abb. 6).

Relativ neueren Datums ist die Beschreibung einer kontaktmetamorphen Umbildung des hydrothermalen Ganginhaltes auf der **Grube Grüne Au** bei Schutzbach durch intrusiven Basalt des nahen Steimelberges (Tertiärer Vulkanismus des Westerwaldes; SCHNORRER & LATSCHE 1994). SCHNORRER & LATSCHE (1997: 23) ergänzen das paragenetische Schema der hydrothermalen Vererzungen dieser Grube nun um eine "tertiäre Thermometamorphose" und zeigen einen Ausschnitt der Siegerländer Gangkarte, in dem die angenommene Ausdehnung des teilweise abgebauten Basaltvorkommens am Steimelberg oberhalb Schutzbach eingezeichnet ist (Abb. 7). Nach dieser Karte soll der Basalt in Form einer seitlichen Apophyse den Erzgang der **Grube Grüne Au** möglicherweise unterquert haben oder sogar direkten Kontakt mit ihm haben. Die diesem Kontakt zugeschriebenen Bildungen werden als schlackig bzw. blasig bezeichnet. SCHNORRER & LATSCHE (1997) erwähnen neben der Bildung von Magnetit und Maghemit aus vorbestehendem Siderit auch silikatische Bildungen von der **Grube Grüne Au** (u.a. Hedenbergit, Liebenbergit, Leucit, Fayalit, Tephroit), sowie die Quarz-Hochtemperatur-Modifikation Cristobalit. Alle genannten Bildungen schreiben SCHNORRER & LATSCHE (1997) einer lokalen Thermometamorphose am Basaltkontakt zu.

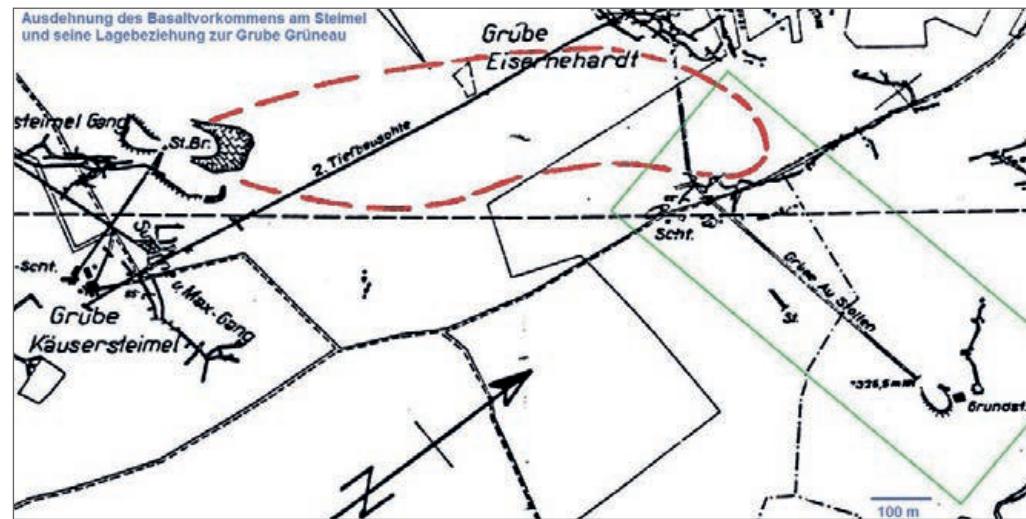
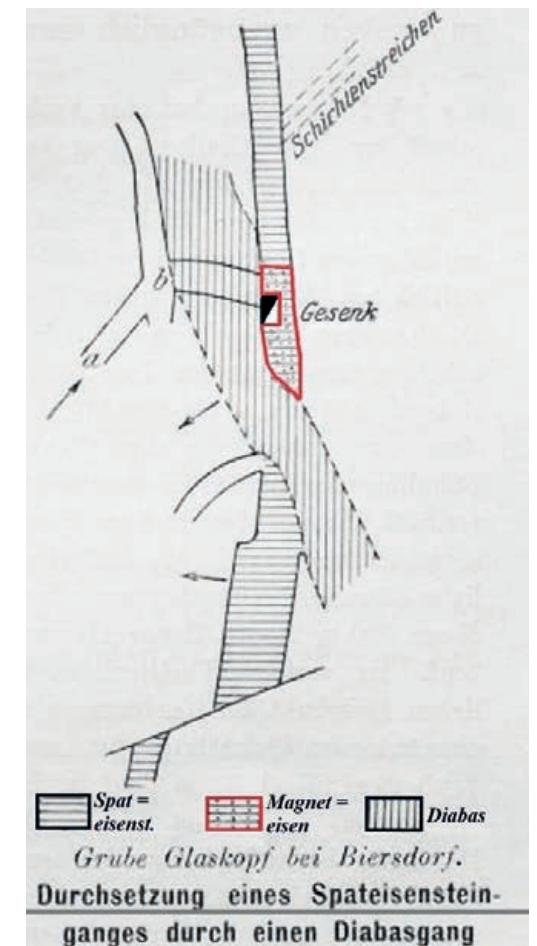


Abb. 7: Ausschnitt der Siegerländer Gangkarte aus SCHNORRER & LATSCHE (1997: 20) mit der von den Autoren angenommenen Ausdehnung des teilweise abgebauten tertiären Basaltvorkommens am Steimelberg oberhalb Schutzbach.

Beispiele der postulierten "tertiären Thermometamorphose" an der Grube Grüne Au wurden auch in das Siegerland Buch des Bode-Verlages (GOLZE et al. 2013) übernommen, auf den Seiten 507-509 gezeigt und besprochen. Die von SCHNORRER & LATSCHE (2000) von der benachbarten Grube Pius bei Schutzbach beschriebenen Silikat-Mineralen Fayalit, Tephroit, Sekaninait, Hedenbergit, sowie die Quarz-Hochtemperatur-Modifikationen Cristobalit und Tridymit werden von diesen Autoren ebenfalls ursächlich einer dort angenommenen "tertiären Thermometamorphose" zugeschrieben. Rösten sind von beiden Gruben bisher nicht bekannt geworden, allerdings sind die Beschreibungen dieser alten und kleineren Gruben spärlich. In der Bergrevierbeschreibung von Daaden-Kirchen (RIBBENTROP 1882) finden sich keine Hinweise auf Vulkanit-Kontakte in den Gruben Grüne Au oder Pius (Schutzbach). Lediglich in SCHMIDT (1848: 118) findet sich ein Hinweis auf einen Basaltkontakt mit einem Siderit-Erzgang auf der benachbarten Grube Gottesegen bei Schutzbach: "Auf dieser Grube begleitet im tiefen Stolln der Basalt das aufgelöste Hangende des Ganges auf etwa 5 Lachter Länge, durchsetzt denselben in diagonaler Richtung ohne Störung des Streichens In neuerer Zeit ist dieses Basaltvorkommen in den oberen Bauen wieder aufgeschlossen, etwa 8 Lachter über dem oberen Stolln. Der Spateisenstein-Gang ist hier 3 bis 5 Fuß mächtig, streicht in hor. 1, fällt mit 70° gegen Osten ein, und wird von zwei 8/10 Lachter von einander entfernten Basaltwackengängen durchsetzt, die mit 50° gegen Südwesten einfallen. Die Mächtigkeit derselben wechselt von 1 bis 8 Zoll, sie haben keine Verwerfung des Eisensteinganges veranlaßt, der in ihrer Nähe viele Rutschflächen zeigt. Der Eisenstein ist im Liegenden des Basaltes auf 1 bis 2 Zoll schwärzlichbraun gefärbt und magnetisch, was sich im Hangenden derselben nicht bemerken läßt".

Aus der Literatur des Siegerland-Wieder Spateisensteinbezirks sind auch Umwandlungen von Siderit ($FeCO_3$) in Magnetit (Fe_3O_4) durch Kontakt mit Diabasen (paläozoische Metabasalte) bekannt geworden. LOTZ (1902) beschreibt den Diabas auf der Grube Glaskopf wie folgt: "Die Farbe des Gesteins wechselt, geht vom dunkelsten Grün bis zum schmutzigen Gelb über, vermutlich infolge der bleichenden Wirkung der Spaltenwasser, da letztere Farbe vorwiegend an den Bändern beobachtet wird. Die Struktur des Gesteins ist körnig, vielfach allerdings sehr feinkörnig; es

Abb. 8: Kartierung des Diabas-Ganges und Kontakt mit dem Siderit-Erzgang auf der 210 m Sohle der Grube Glaskopf von 1902 durch LOTZ (s. Text). Die Grube gehörte später zur Verbundgrube Füsseberg (Daaden). Aus BORNHARDT (1910), verändert.



ähnelt namentlich in zersettem Zustande einzelnen Oberdevon-Diabasen der Dillenburger Gegend, ganz besonders aber den Gangdiabasen der unteren Lenne. Recht ansehnliche Feldspatkristalle, bis 1 cm lang, ließen sich mit bloßem Auge hier und da beobachten, während die anderen Feldspatkristalle bis zu mikroskopischer Kleinheit herabsinken. Die übrigen Bestandteile werden durch die verwaschen-grüne Farbe verdeckt". LOTZ (1902) erstellte auch eine Kartierung des Diabaskontaktes mit dem Siderit-Erzgang auf der 210 m-Sohle der Grube Glaskopf (Abb. 8), wo nach seinen Beobachtungen "ein 5 bis 10 m mächtiger Diabasgang, der früher für Basalt gehalten worden war, ... spitzwinklig durch einen Spateisensteingang hindurchsetzte und dessen mehrere Meter mächtige Ausfüllungsmasse auf 7 bis 8 m Länge in Magneteneisen umgewandelt hatte".

Im Mittel Glaskopf der Grube Füsseberg (Biersdorf) wurde die Diabas-Intrusion in neuerer Zeit ausführlicher untersucht. Ein diskordanter, 2,5 m starker Diabasgang mit Nebengesteinskontakt auf der 728 m-Sohle (-435 m NN) der Grube durchsetzt südlich des Glaskopfschachtes etwa rechtwinklig ein Teilstück des "Füsseberg-Glaskopf"-Siderit-Ganges, welcher hier in etwa in N-S Richtung verläuft (STADLER in FENCKEL et al. 1985:115). Dieser Diabasgang und seine Beziehung zu den Erzgängen wurde 1950 von M. KLOß umfangreich kartiert (Abb. 9; STADLER in FENCKEL et al. 1985: 116). Der Aufschluss liegt nach STADLER zwischen den Querschlägen 13 und 14 und verwirft den südlichen Teil des Erzmittels leicht nach Westen. Der Vollständigkeit halber soll hier erwähnt werden, dass auf der 486 m-Sohle der Grube Füsseberg auch eine basaltische Schlotbrekzie durchörtert wurde (FENCKEL et al. 1985: 300), über eventuelle Kontakterscheinungen wird jedoch nichts ausgesagt.

Eine auffällige Brekziierung von Nebengestein und Erzgang am direkten Kontakt auf der Grube Füsseberg ist wohl teilweise durch die Gangraumnahme der Diabasintrusion zu erklären, möglicherweise aber auch zum Teil erst nach der Kontaktmetamorphose erfolgt. Nach STADLER ist die Intensität der Nebengesteinsalteration auch im direkten Kontaktbereich gering. Auch während Pyrit und Kupferkies kaum alteriert, Stadler erwähnt allenfalls stellenweise eine siebartige Durchsetzung von präexistentem Pyrit durch Magnetit, ganz sporadische, randliche Umwand-

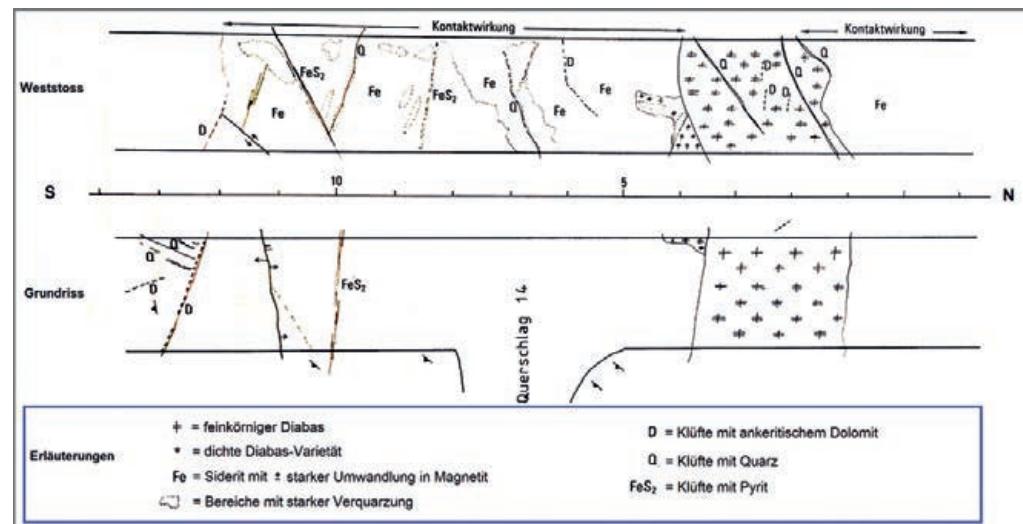


Abb. 9: Kartierung des Diabas-Kontaktes auf der 728 m-Sohle von Grube Füsseberg in 1950 durch M. Klöss (s. Text). Aus STADLER in FENCKEL et al. (1985: 116).

lungen von Kupferkies in Bornit, sowie das generelle Fehlen von als Hochtemperatur-Bildung bekannten Entmischungen (Zinkblende-Sternchen) im Kupferkies (RAMDOHR 1980: 529). Neu gebildeten Hämatit beschreibt STADLER nicht, allenfalls "sporadisch und lokal begrenzte Umbildungen des Magnetits in Martit [= pseudomorph gebildeter Hämatit]". Bemerkenswert ist laut STADLER das Auffinden kleiner, offenbar neugebildeter Granate im angrenzenden Nebengestein. STADLER gibt somit Magnetit als einzige nennenswerte thermometamorphe Neubildung aus den vorbestehenden Erzmineralen an. Die Untersuchung des Diabases der Grube Füsseberg durch HENTSCHEL (in FENCKEL et al. 1985:36) ergab ein recht frisch erscheinendes, zähhartes, feinkörniges Eruptivgestein, in denen die Feldspäte noch gut erhalten, die Pyroxene aber partiell alteriert/umgewandelt waren. HENTSCHEL identifiziert den Füsseberger Diabas im Vergleich zu den gut untersuchten und auch hinsichtlich ihrer Zeitstellung bekannten Diabase des Lahn-Dill-Gebietes aufgrund des mikroskopischen Gefüges, der Mineralzusammensetzung, sowie des Chemismus als einen kleinkörnigen Intrusivdiabas des Unterkarbons.

Umwandlungen von Siderit in Magnetit durch Kontakt der Erzgänge mit Diabas (paläozoischer Meta-Basalt) sind auch von der Grube Werner bei Bendorf am Rhein (vor 1870 Grube Vierwinden nach der Lage auf der Vierwinden-Höhe benannt), und somit ganz im SW des Siegerland-Wieder Spateisensteinbezirks, bekannt geworden. BORNHARDT (1910) schreibt "... wo das Verbreitungsgebiet der Gänge [gemeint sind hier Erzgänge] über den ganzen Westerwald bis an den Rhein heranreicht, derart, dass bei Bendorf a. Rh. auf der Grube Werner noch typische Siegerländer Eisensteingänge abgebaut werden". QUIRING (1931a) beschreibt dortige Kontaktbildungen in den Erläuterungen zur Geologischen Karte, Blatt Bendorf, wie folgt: "Die bis zu 1 m mächtigen Diabasgänge der Grube Werner, die im Tiefbau mehrfach durchrötert worden sind, folgen im Wesentlichen der Streichrichtung des E-Ganges*. Sie fallen 25-65 Grad N ein. Stellenweise durchsetzen sie den E-Gang in spitzem Winkel. Die Diabasgänge sind demnach erst nach der Bildung der Spateisensteingänge aufgebrochen und ausgefüllt worden. Durch Kontakt ist der vom Diabas durchsetzte Spateisenstein örtlich zu Magneteisenstein umgewandelt. Auch die Quarzgänge der Grube Werner werden von Diabas durchsetzt".

*) Es bleibt aus den Ausführungen QUIRINGS unklar, was mit dem "E-Gang" auf der Grube Werner gemeint ist. MEYER & STETS (1996: 137) erwähnen, wie auch BORNHARDT (1912: 175), dass der Diabas auf Gube Werner den Hauptgang quert.

BORNHARDT (1912: 175) schreibt "Ein neuer Fall dieser Art ist mir inzwischen noch bekannt geworden: Herr Grubenverwalter F. Lichtenthaler hat auf Grube Werner bei Bendorf a. Rh. Diabasgänge festgestellt, die dort in der Rheinstollensohle, der 70 m- und der 105 m-Sohle den nördlichen Teil des Hauptganges begleiten und durchsetzen. Einige Bruchstücke von Spateisenstein, die Herr Lichtenthaler mir freundlich gesandt hat, weisen in der Nachbarschaft von anhaftendem Diabas deutliche Spuren von Magnetismus auf".

Nach MEYER & STETS (1996: 106) fehlen moderne petrographische Bearbeitungen der mittelrheinischen Diabas-Gänge, allerdings geben die Autoren auf S. 105 ebenda zur Beschaffenheit eines bei Braubach anstehenden Diabas-Ganges folgendes an: "Überall dort, wo frisches Gestein vorliegt, wird die Ausbildung als 'körniger Diabas' von dunkelgrüner bis grünlichgrauer Farbe beschrieben. Alle Angaben zum Mineralbestand beschränken sich auf die Nennung von Plagioklas, Augit, Hornblende, teilweise auch von serpentiniisiertem Olivin ... geringe Mengen an Quarz, Apait, Titaneisen ... Chlorit und Kalzit".

Auf Grube Werner erwähnt BORNHARDT (1910: 315) noch das Auftreten von Eisenglanz, bzw. mit Hämatit imprägnierten Siderit ("Rotspat"): "Auf Grube Werner bei Bendorf a. Rh. hat sich nach Mitteilung des Herrn Obersteigers Fr. Lichtenthaler Eisenglanz mit wenig Rotspat in spärlichen Nestern in allen Sohlen bis zu der jetzigen tiefsten Sohle, der 315 m-Sohle, gefunden. Eine Änderung des Vorkommens nach der Tiefe hat bis jetzt nicht festgestellt werden können". QUIRING (1931a) schreibt zu der Genese des Hämatits: "Der Eisenglanz, der auf einigen Spateisensteingängen von Blatt Bendorf auftritt, ist in einer jüngeren Thermalperiode im Oberrotliegenden entstanden. Er ist teils als Neubildung, teils als Umwandlungserz zu betrachten, das sich aus der Einwirkung heißer Eisen-Chlorid-haltiger muriatischer Quellen auf die vorhandene Spateisensteinausfüllung der Gänge gebildet hat". Er erwähnt weiterhin beachtliche Mengen Hämatit, die im Feld Loh der Grube Werner abgebaut worden seien: "Von den im Felde der Grube Werner aufsetzenden Gängen verdienen ferner die beiden Vorkommen Loh und Eisenberg Erwähnung. Der Gang Loh streicht in NW-SO-Richtung über den Schnatz-Berg und fällt nach SW ein. Vom Brexetal aus wurde der Gang 1889 bis 1911 durch einen langen Stollen untersucht und abgebaut. Bis zu 500 m Länge schloß der im Gangstreichen getriebene Stollen nur einen bis zu 8 m mächtigen Quarzgang auf, der nur örtliche Nester von Eisenglanz enthielt. Erst als der Stollen das Wenigerbachtal erreicht hatte, wurde der Gang bauwürdig und lieferte 1900 bis 1911 10.500 t Eisenglanz".

Die Altersbeziehung zwischen Diabas und den Siderit-Erzgängen wurde schon früh diskutiert. BORNHARDT (1912: 406) berichtet "Für die Bestimmung des geologischen Zeitalters, in dem sich der Spateisenstein ausgeschieden hat, ist die Tatsache wichtig, dass Diabasgänge an einer Reihe von Stellen (auf den Gruben Glaskopf bei Biersdorf, Peterszeche bei Burbach, Holzappel bei Laurenburg, Gute Hoffnung bei Werlau und Werner bei Bendorf a. Rh.) als jünger als die Ausscheidung des Spateisensteins erkannt worden sind".

Der Vollständigkeit halber sollen hier noch die stark hydrothermal überprägten Meta-Basalte des Paläozoikums erwähnt werden, die das hier beschriebene Untersuchungsgebiet im Süden tangieren. Diese Meta-Basalte kommen in dieser erheblich alterierten Form nur in einem umschriebenen Verbreitungsgebiet an der unteren Lahn und im Mittelrheingebiet zwischen Bendorf im NW und St. Goarshausen im SO als Gänge und Lagergänge vor (MEYER & STETS 1996:

107). Aufgrund der starken Bleichung nach einer offenbar sekundär erfolgten hydrothermalen Überprägung mit ausgeprägter Hydratisierung, Serizitisierung und Karbonatisierung wurden diese ehemaligen Diabase von den alten Bergleuten als "Weißen Gebirge" bezeichnet. Eindeutige Berichte über Thermometamorphosen zwischen dem Weißen Gebirge und Erzgängen sind dem Verfasser nicht bekannt. Diabaskontakte mit Erzgängen, so sie denn vorhanden waren, sind zudem vermutlich durch die nachfolgende, ausgeprägte hydrothermale Alteration dieses Vulkanits zum Weißen Gebirge überprägt und maskiert. BUSCHENDORF & WALTHER (1957) berichten über geringe Magnetitbildungen an einem Kontakt zwischen einem Pb-Zn-Erzgang mit geringer Karbonatführung (dolomitischer Ankerit, wenig Siderit) in der **Grube Mühlenbach** östlich Koblenz. Der dortige alterierte Diabas hat nach Angabe dieser Autoren eine große Ähnlichkeit mit dem von Holzappel im Emser Gangrevier und von der **Grube Gute Hoffnung** (Werlau) bekannten Weißen Gebirge, ohne allerdings das Vollbild dessen Alteration zu erreichen.

Über Kontakte von Erzgängen mit rhyolithischen Vulkaniten oder Metavulkaniten (alte Bezeichnung: "[Quarz-]Keratophyr") ist im Siegerland-Wied Bezirk nichts bekannt geworden. Dies ist hauptsächlich dem Umstand geschuldet, dass der paläozoische rhyolithische Vulkanismus im Untersuchungsgebiet (Siegerland-Wied Spateisensteinbezirk) kaum vertreten ist. Der eher im angrenzenden Bergischen Land und Sauerland verbreitete "K4 Hauptkeratophyr" (JUX 1983) bzw. "Gummersbach Vulkanit" und "Albaum Vulkanit" (WINTER 2006) ist mit seinem unterdevonischen Alter deutlich älter als die Diabase des Unterkarbons. (s. Diskussion) und trat im Gebiet SW des Sauerlandes überwiegend als Vulkaniklastit auf. Der etwas später zu Beginn des bimodalen Vulkanismus des Mittel-Oberdevon- Zyklus (NESBOR 2004) einsetzende trachytische bis alkalirhyolithische Vulkanismus der Givet-Frasne-Phase des Mittel-/Oberdevon-Zyklus (NESBOR 2024: 206) ist im Siegerland-Wied-Revier ebenfalls nicht von Bedeutung, sondern hatte seine Ausbruchszentren in der gesamten Lahn-Mulde, konzentriert am SW-Ende (FLICK 1977, FLICK & NESBOR 1988) und ist in der Dill-Eder-Mulde fast nur noch durch Umlagerungsprodukte repräsentiert (NESBOR in BENDER et al. 1997: 161). Bei einem von HEUSLER (1902: 63) berichteten Kontakt im Bereich der **Grube Neu-Moresnet** (Bruno II) bei Engelskirchen im benachbarten Bergischen Land handelt es sich zudem um einen offenbar jüngeren Bleiglanz-Gang, der lokal "Keratophyr-Tuff" (den dortigen K4-Vulkaniklastit) durchsetzt. Sichtbare Einwirkungen sind nach HEUSLER (1902) nicht gesehen worden.

Den natürlichen Thermometamorphosen stehen Produkte aus der Röstung von Erzen in Röstöfen gegenüber. Diese Bildungen sollen hier mit den natürlichen Thermometamorphosen im beschriebenen Revier ebenfalls verglichen werden. Röstöfen waren im Siegerland weit verbreitet. Um Transportkosten zu sparen und um das Erz in seiner oxidischen Form leichter verhüten zu können, wurde Siderit oft vor Ort an den Gruben geröstet. Im Fall von Siderit (Spat Eisenstein, $FeCO_3$) wurde hierbei das Karbonat ausgetrieben, es kam zu einer Volumenreduktion und es resultierten schließlich Eisenoxide. Leider befanden sich im Spateisenstein oft auch Sulfide wie z. B. Pyrit (FeS_2). Die Mitröstung dieser Sulfide setzte schwefelhaltige Gase wie SO_2 frei, die einen schwefelsauren Niederschlag zur Folge hatten und oft die gesamte Vegetation an den Bergabhängen um die Röstöfen zerstörten.

3. Aktuelle Untersuchungen

Ein typisches Röstofenprodukt von Siderit von der **Grube Stahlberg** in Müsen soll hier zunächst besprochen werden. Bei der thermischen Zersetzung des Siderits entstehen unter Austreibung

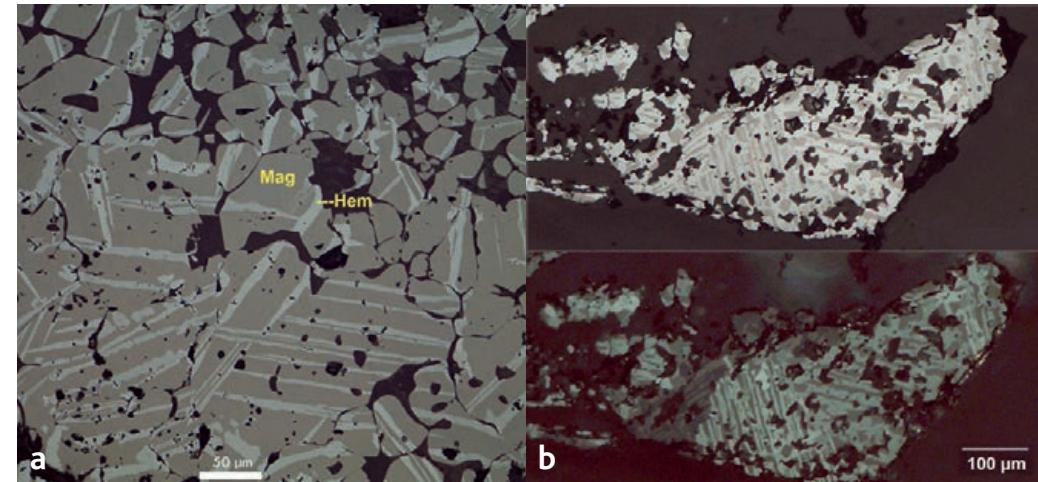


Abb. 10a: Röstofenprodukt von Siderit von der Grube Stahlberg in Müsen. Erzanschliff (PPL). Abb. 10b: Vermutetes Röstofenprodukt von der Grube Grüne Au bei Schutzbach. Erzanschliff (oben: PPL, unten: XPL). Abb. 10a und b zeigen Magnetit-Körner (Mag), partiell mit plattigem Hämatit (Hem) verwachsen (s. Text). (Foto: HG ADELMANN).

von gasförmigem CO_2 Magnetit (Fe_3O_4) und auch etwas Hämatit (Fe_2O_3). Das resultierende, komplett umgesetzte Röstofenprodukt lässt keine Siderit-Morphologie mehr erkennen, sondern imponiert makroskopisch schlackig und ist von dunkelgrauer Farbe. Durch das Austreiben von CO_2 hat sich auch die Dichte erhöht. Der unansehnliche Brocken imponiert im Anschliff unter dem Mikroskop dann mit abgerundeten Magnetit-Körnern, die mit plattigem Hämatit verwachsen sind (Abb. 10a). Der Magnetit zeigt im Erzmikroskop den typischen bräunlichen Farbton im linear polarisierten Auflicht, er ist isotrop. Der Hämatit dagegen zeigt im Erzmikroskop hellgraue Farbtöne im linear polarisierten Auflicht. Er ist optisch anisotrop, und zeigt diese Eigenschaft deutlich unter gekreuzten Polarisatoren durch wechselnde Helligkeiten bzw. Grautöne.

Im Bereich der Schachthalde der **Grube Eiserner Union** (Siegen) fand der Verfasser eindeutige Röstofen-Hinweise. Die Grube begann mit der Errichtung eines Maschinenschachtes im Jahre 1900, von 1900-1906 erfolgte eine Betriebspause aus finanziellen Gründen. Von 1906-1924 wurde der Betrieb wieder aufgenommen, am Schacht entstanden umfangreiche Tages- und Aufbereitungsanlagen, einschließlich einer Aufbereitung- und Röstanlage (https://de.wikipedia.org/wiki/Eiserner_Union). Im Einzelnen wurden im Bereich der Schachthalde der **Grube Eiserner Union** ein magnetischer, offenbar thermisch überprägter Siderit-Quarz-Brocken (Abb. 11), zusammen mit stückiger Kohle gefunden (Abb. 12). Der Siderit-Quarz-Brocken zeigt noch den späten Habitus im Bereich des ehemaligen Siderits, der allerdings komplett schwarz und aufgelockert erscheint, er lässt sich mit den Fingern zerreiben. Der Quarz erscheint zuckerkörnig und lässt sich stellenweise ebenfalls zerreiben. Die thermische Umsetzung war hier offenbar nicht vollständig, der Brocken zeigte keine Schmelzspuren. In zwei angefertigten Erzanschliffen sieht man zwischen den Quarzkörnern der Matrix reichlich Magnetit (mit Spuren von Hämatit-Lamellen) und Kupferkies, der teilweise die Lücken im Magnetit ausfüllt (Abb. 13), in größeren Aggregaten lamellare Zeichnungen zeigt und auch einige kleine Zinkblende-Sternchen enthält (Abb. 14, gelbe Kreise). Nach RAMDOHR (1980:531f) sind Zinkblende-Sternchen im Kupferkies typisch für Hochtemperatur-Lagerstätten, er erwähnt Bildungstemperaturen von ca. 500 °C.

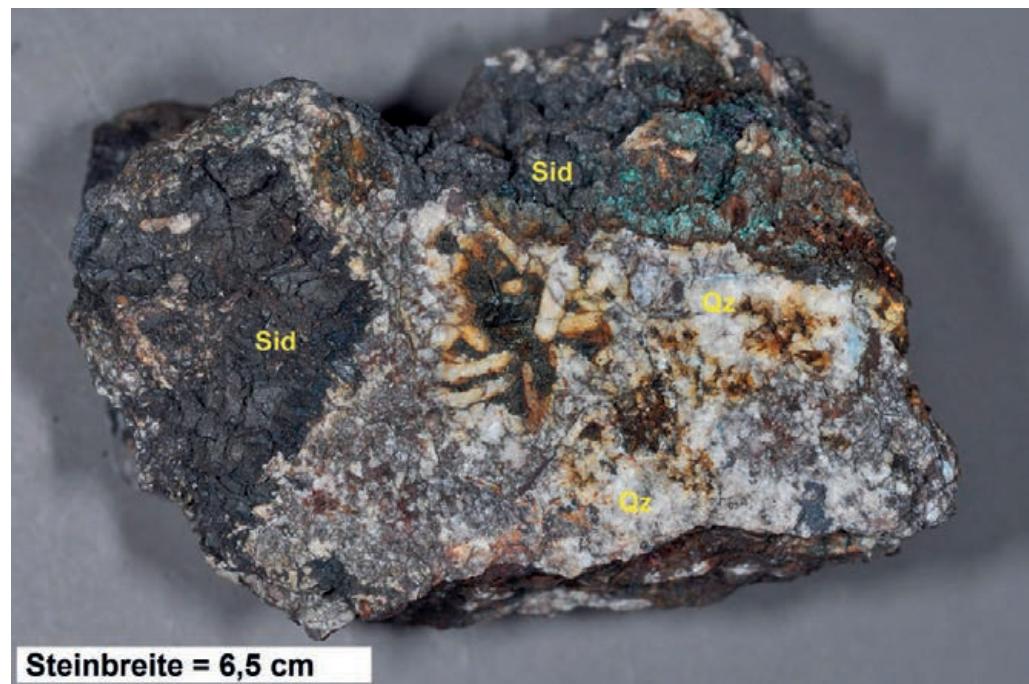


Abb. 11: Magnetischer, offenbar thermisch überprägter Siderit-Quarz-Brocken. Schachthalde der Grube Eiserner Union, Siegen. (Foto: HG ADELMANN).



Abb. 12: Steinkohlen-Fund direkt neben der Probe aus Abb. 11. Schachthalde der Grube Eiserner Union, Siegen. (Foto: HG ADELMANN).

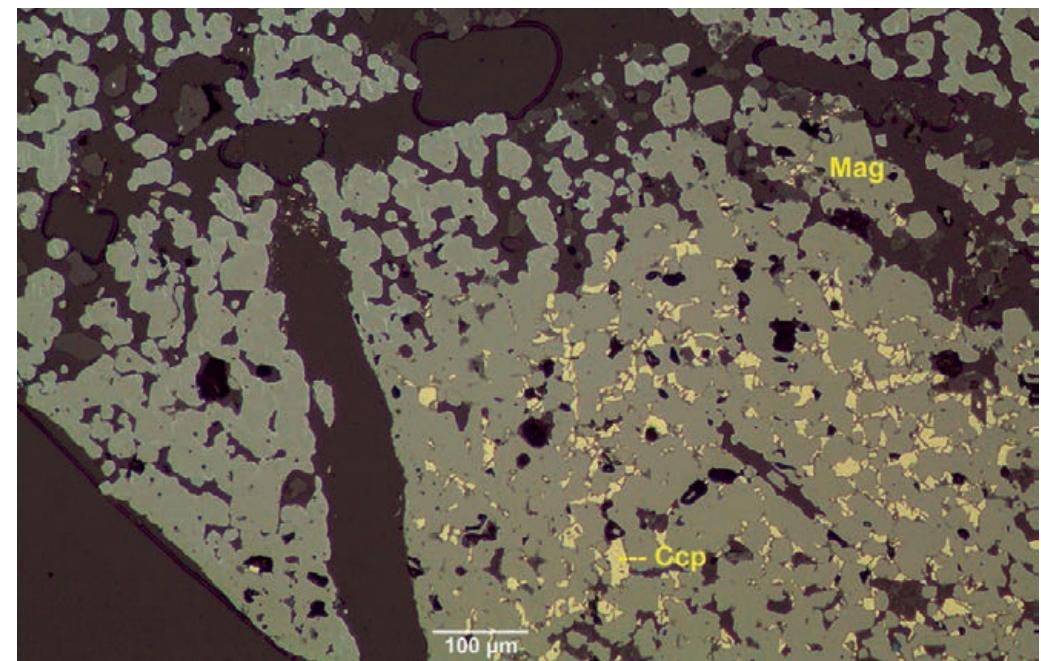


Abb. 13: Magnetit (Mag, mit Spuren von Hämatit-Lamellen) und Kupferkies (Ccp), teilweise die Lücken im Magnetit ausfüllend. Erzanschliff. Schachthalde Grube Eiserner Union, Siegen, Probe aus Abb. 11. (Foto: HG ADELMANN).

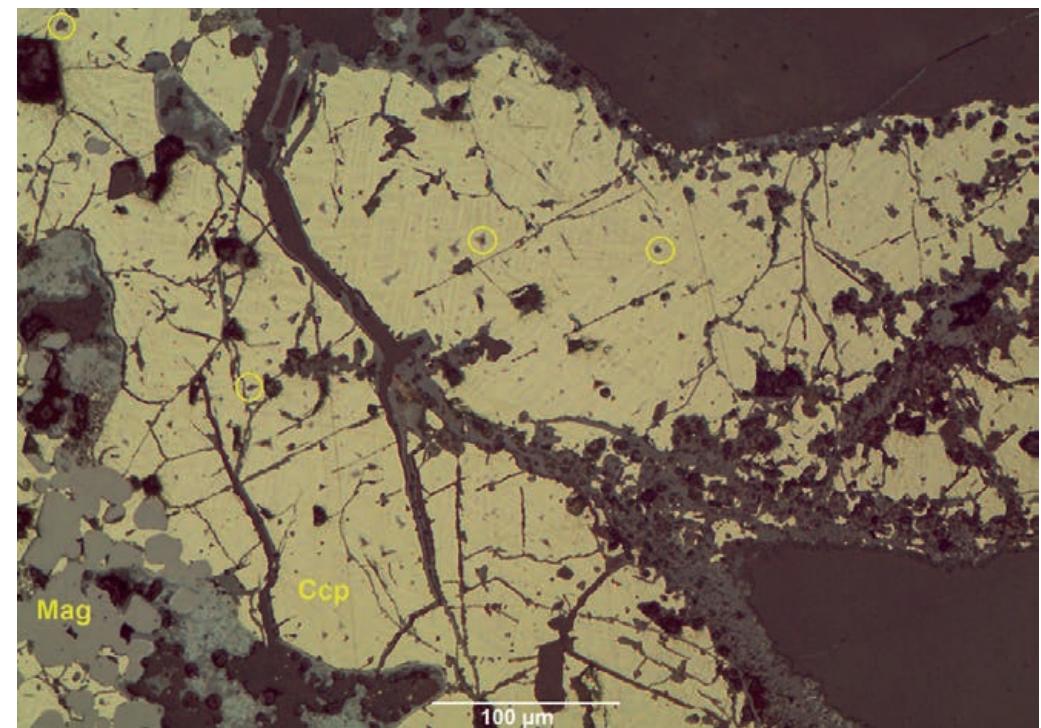


Abb. 14: Kupferkies (Ccp) mit lamellarer Zeichnung, darin einige kleine Zinkblende-Sternchen (gelbe Kreise). Erzanschliff. Schachthalde Grube Eiserner Union, Siegen, Probe aus Abb. 11. (Foto: HG ADELMANN).

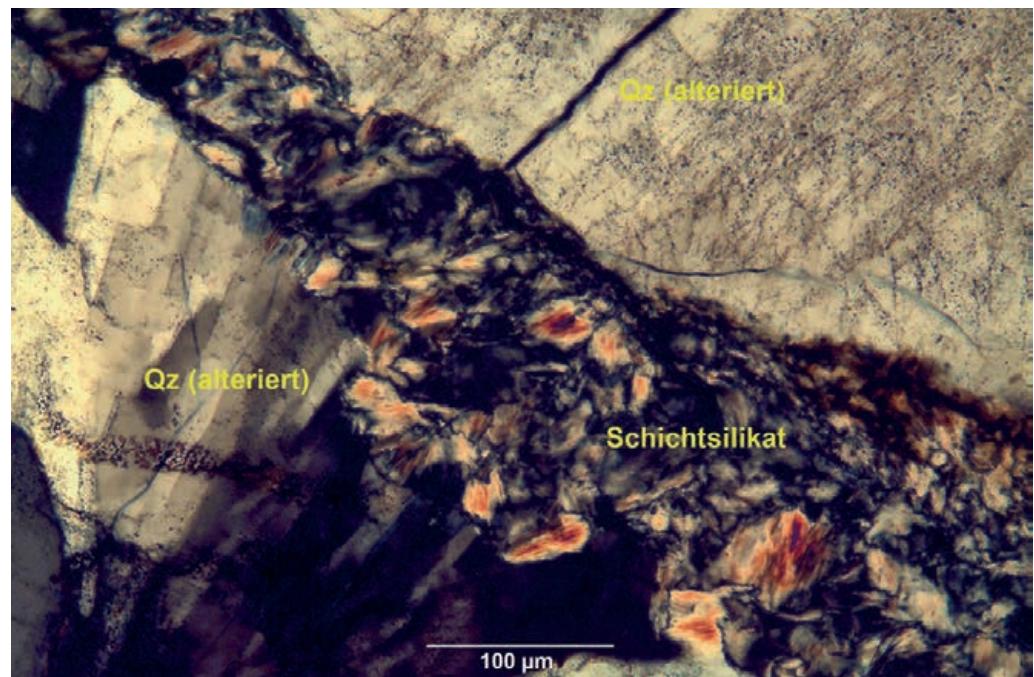


Abb. 15: Schichtsilikat sowie Quarz mit Rissen und sehr vielen winzigen tropfenförmigen Einschlüssen. Dünnschliff. Schachthalde der Grube Eiserner Union, Siegen, Probe aus Abb. 11. (Foto: HG ADELMANN).

Im Dünnschliff erkennt man ein Schichtsilikat sowie Quarz mit Rissen und sehr vielen winzigen tropfenförmigen Einschlüssen (Abb. 15), diese Veränderungen im Quarz entstanden offenbar durch die Hitzeinwirkung und mögen erklären, warum der thermisch alterierte Quarz makroskopisch so stumpf erscheint und mechanisch so gering beanspruchbar ist.

Interessant erschien die Nachuntersuchung der von SCHNORRER & LATSCHE (1994, 1997) angegebenen "tertiären Thermometamorphose" im Bereich des oberen Stollens der **Grube Grüne Au** bei Schutzbach. Die immensen Waldschäden der letzten Jahre haben auch dort große Zerstörungen angerichtet, allerdings stammt die Aufsammlung der hier zu besprechenden Proben noch aus der Zeit mit einem intakten Tannen-Hochwald in diesem Gebiet, welcher die Topographie der Funde viel besser einordnen lässt als es heutzutage aufgrund eines ausgedehnten Windbruchs dort möglich ist. Nachfolgend sollen thermisch alterierte Erzproben gezeigt und besprochen werden, die an der Halde des oberen Stollens der **Grube Grüne Au** aufgesammelt werden konnten. Dabei war auffällig, dass offenbar hitzealterierte und meist magnetische Brocken über einen sehr großen Bereich des ehemals lichten Tannenwaldes nordöstlich der Halde am oberen Stollen verteilt waren. Die alterierten Stücke fanden sich in der Regel oberflächlich am Waldboden verstreut, in der Halde selbst fanden sich dagegen kaum solche alterierten Stücke. Die aufgesammelten hitzealterierten Proben lassen den ursprünglichen Siderit (FeCO_3) makroskopisch in manchen Proben zwar noch in seiner typischen, späten Ausbildung erkennen, er ist jedoch durch die Umwandlung in Magnetit (Fe_3O_4) schwarz gefärbt (Abb. 16), ein Test mit einem Permanentmagneten offenbart einen recht hohen Magnetit-Gehalt. Der Quarz ist makroskopisch glanzlos-stumpf und wirkt zertrüttet, er zerbröselt auch bei bereits geringen mechanischen Belastungen. Die hitzealterierten Gesteins-Proben von dort zeigen im frischen Anbruch aber auch teils schlackig-bläsige Zonen und auch silbrig glänzendes Erz (Abb. 17), sowie auch wie ent gast wirkendes, sehr stark alteriertes Sedimentgestein (Abb. 18).



Abb. 16: Hitzealterter Siderit-Quarz-Brocken. Die späte Ausbildung des ehemaligen Siderits ist noch gut zu erkennen. Grube Grüne Au, Schutzbach. (Foto: HG ADELMANN).



Abb. 17: Hitzealterter Brocken mit blasigen Zonen (hellblauer Kreis) und silbrigen Erzanteilen (gelber Kreis). Grube Grüne Au, Schutzbach. (Foto: HG ADELMANN).

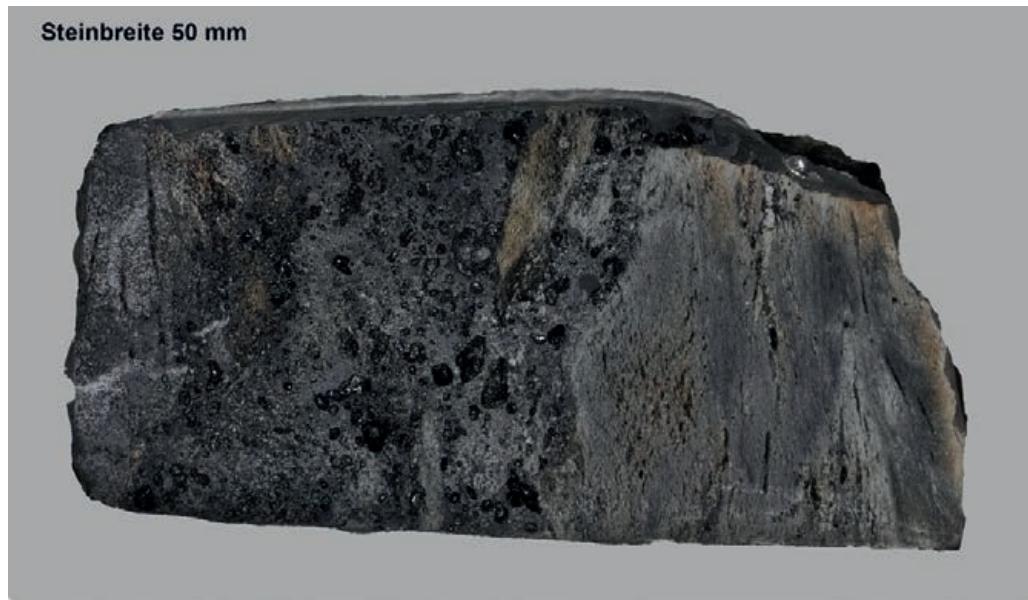


Abb. 18: Hitzealterierter Brocken mit blasig-schlackigen Zonen (Mitte) und schlackig-entgasten Nebengesteinsanteilen (links und besonders rechts). Grube Grüne Au, Schutzbach. (Foto: HG ADELMANN).

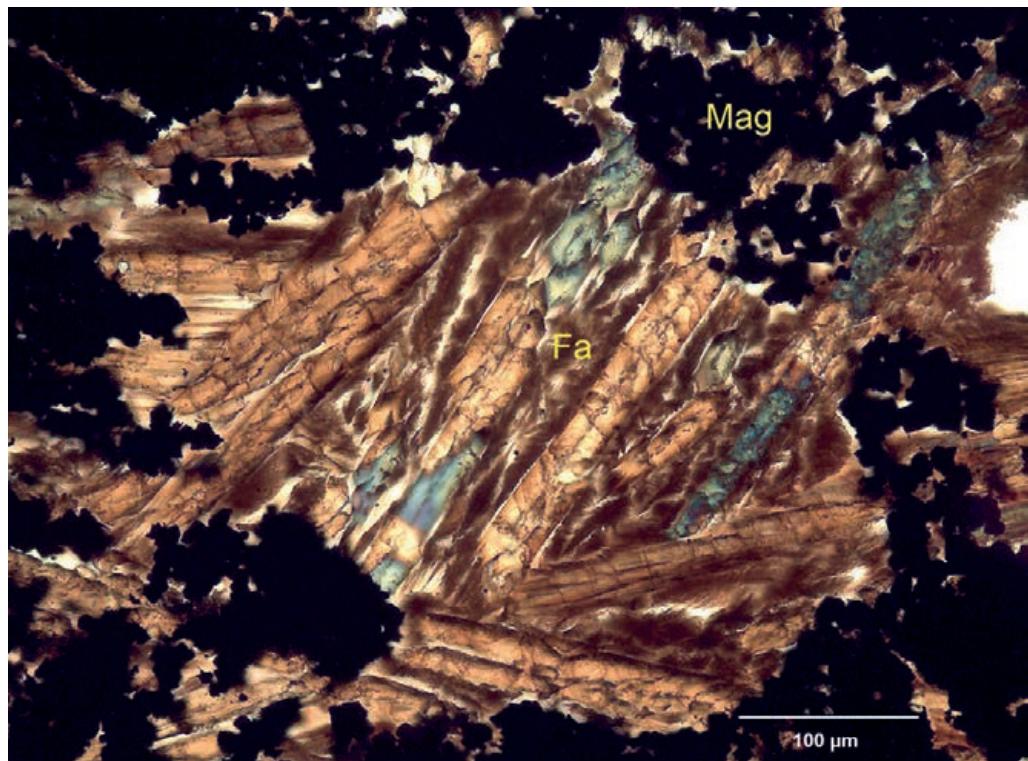


Abb. 19: Dünnschliff durch einen hitzealterierten Brocken mit randlich idiomorphen Magnetiten (Mag) und Fayalit (Fa) in Spinifex-Textur (Mitte). Grube Grüne Au, Schutzbach. (Foto: HG ADELMANN).

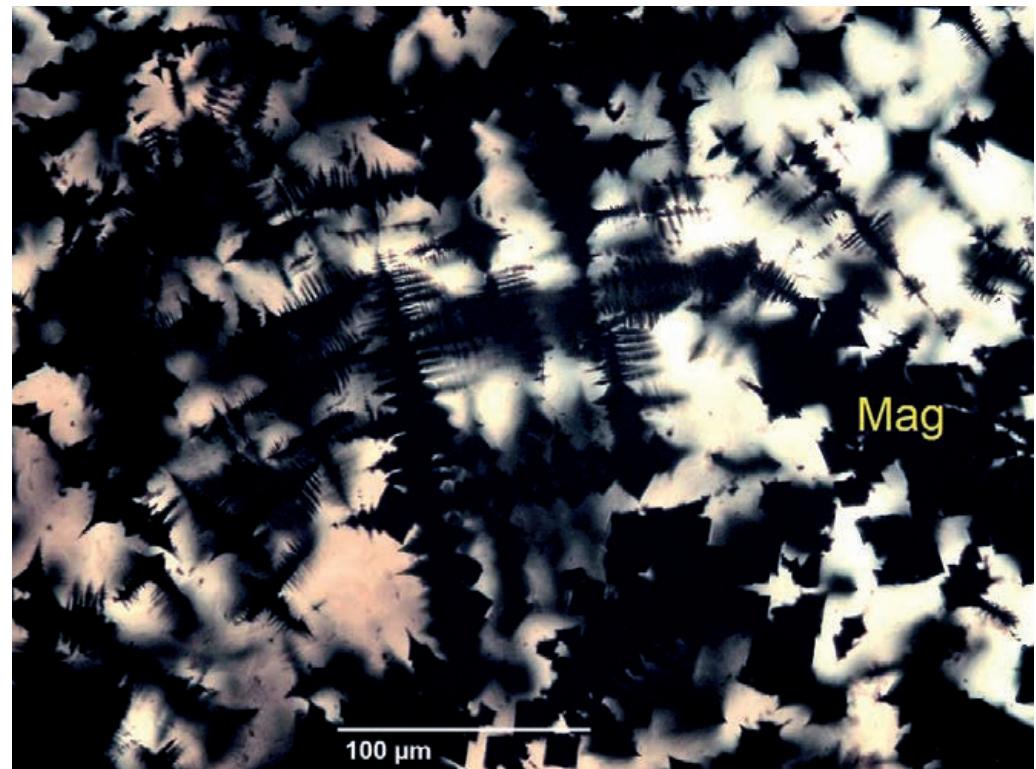


Abb. 20: Dünnschliff durch einen hitzealterierten Brocken mit skelettförmigen Magnetit-Kristallen (Mag) in durchscheinender Quarzmatrix. Grube Grüne Au, Schutzbach. (Foto: HG ADELMANN).

Ein Dünnschliff (30 µm) durch eine hitzealterierte Gesteins-Probe von dort zeigt langgestreckte und segmentierte Kristalle von Fayalit ($Fe^{2+}[SiO_4]$) in der typischen Spinifex-Textur, sowie randlich im Bild idiomorphe, körnige, opake Magnetit-Kristalle (Abb. 19). Der Fayalit stellt hier ein thermisches Reaktionsprodukt des Eisens aus dem Siderit mit dem Silizium im Quarz und im Nebengestein dar. Ein weiterer Dünnschliff (30 µm) durch eine hitzealterierte Gesteins-Probe vom selben Fundgebiet lässt skelettförmige Magnetit-Kristalle in durchscheinender Quarzmatrix erkennen (Abb. 20).

Die Ausbildung der Magnetite als Skelett-Kristalle ist Folge einer relativ raschen Abkühlung in einer Umgebung, wo die Kristalle frei wachsen konnten (ADEL-HALL 2007 und CRAIG & VAUGHAN 1994: 123). Verwachsungen von Magnetit (isotrop, braun) mit Hämatit (anisotrop, verschieden helle Grautöne), ähnlich Abb. 10b, waren ebenfalls häufig zu sehen. In diesen Bereichen war der vorbestehende Siderit komplett umgesetzt.

Die thermische Alteration hat auch zu Überprägungen der Buntmetall-Erze in diesen Proben geführt. Es fanden sich häufig mustergültige Zinkblende-Sternchen im überprägten Kupferkies (Abb. 21), die als typische Hochtemperatur-Bildungen angesehen werden (RAMDOHR 1980: 529). RAO (1967: 39) gibt an, dass die Zinkblende-Entmischungen im Kupferkies bei Temperaturen oberhalb von 300 °C stattfinden. Weiße, hochreflektierende Erzfunkeln in offenbar angeschmolzenem Fahlerz (Tetraedrit, *F in Abb. 22) erwiesen sich in der REM-EDX Analyse als ged. Antimon, vermutlich ein Hitzezerfallsprodukt des Tetraedrits (Sb in Abb. 22).

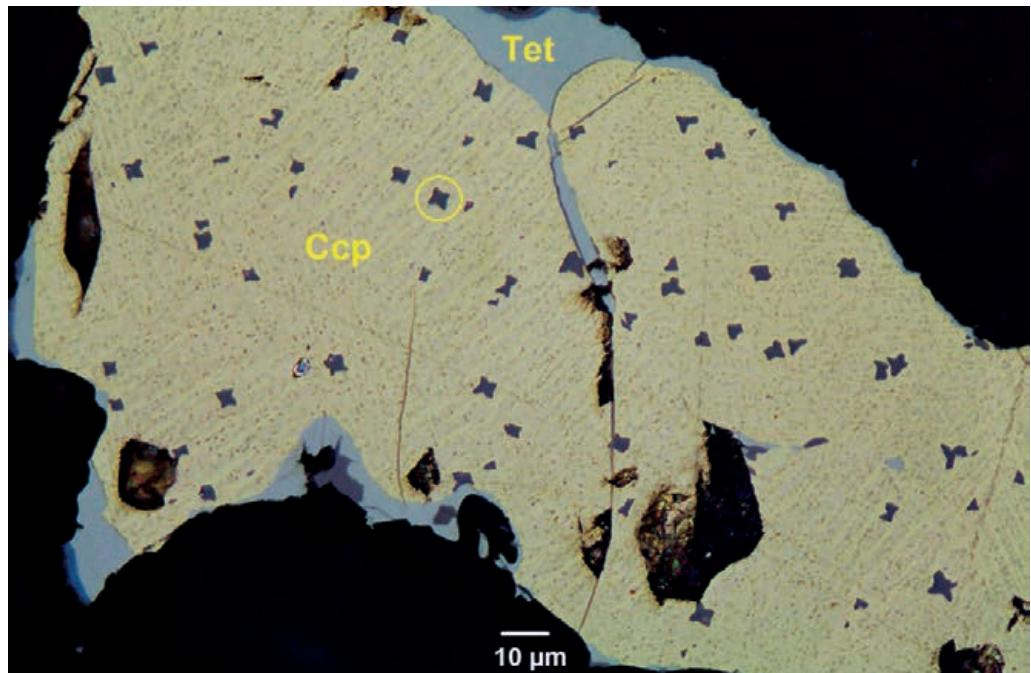


Abb. 21: Typische Zinkblende-Sternchen (Kreismarkierung) in Kupferkies (Ccp). Der alterierte Kupferkies zeigt überdies viele kleine Zinkblende Körner in lamellaren Gruppierungen. Randständig findet sich angeschmolzenes Fahlerz (Tet = Tetraedrit). Erzanschliff. Grube Grüne Au, Schutzbach. (Foto: HG ADELMANN).

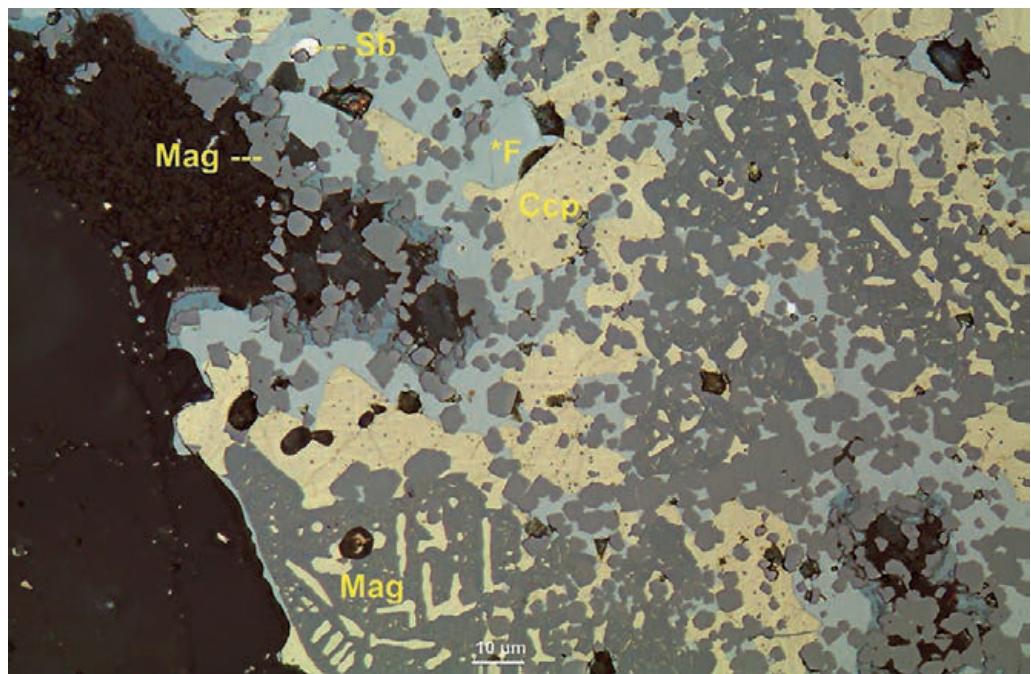


Abb. 22: Aggregat aus alteriertem Kupferkies (Ccp), angeschmolzenem Antimon-Fahlerz (Tetraedrit, *F), sowie vielen, oft idiomorphen Magnetit-Körnern (Mag). Daneben ged. Antimon (Sb), siehe Text. Erzanschliff. Grube Grüne Au, Schutzbach. (Foto: HG ADELMANN).

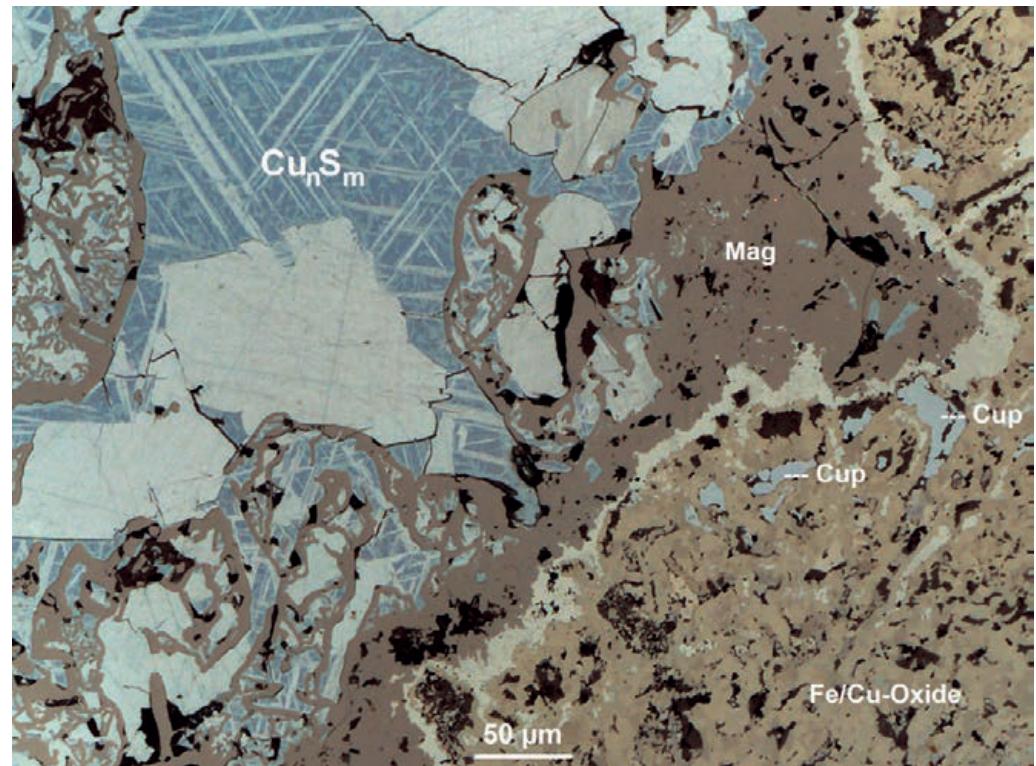


Abb. 23: Komplexe Paragenese aus orientiert verwachsenen, bläulich-weißlichen Kupferglanz (Cu_nS_m - siehe Text), Cu-Fe-Oxiden unterschiedlicher Stöchiometrie incl. Delafossit (Fe/Cu-Oxide), sowie Cuprit (Cup). Mag = Magnetit. Erzanschliff, Grube Grüne Au, Schutzbach. (Foto: HG ADELMANN).

Abb. 23 zeigt eine komplexe Paragenese aus orientiert verwachsenen, bläulich-weißlichen Kupferglanz (Cu_nS_m links oben) - offenbar Zerfall einer Cu-S-Solid-Solution (RAO 1967; ADELMANN 2021), sowie Delafossit und andere bräunlich-beige erscheinenden Erze, die in der Mikrosonde (REM-EDX) Cu/Fe-Oxide verschiedenster Stöchiometrien ergaben. Ebenfalls zu sehen ist Cuprit, das grau-bräunliche Erz dazwischen stellt sich im EDX als Magnetit (Mag) dar.

Bisher nicht von dieser Lokalität beschrieben ist ein ca. 3-4 m hoher kegelförmiger Hügel nordöstlich des Haldengeländes am oberen Stollen der Grube Grüne Au (Abb. 24). Auffällig ist ein dort reichliches Auftreten von glattflächigen Feuerfest-Steinen, wie sie beim Ausmauern von Röstanten verwendet wurden (* in der Abb. 24). Zusätzlich finden sich in diesem Hügel thermisch stark überprägte Backsteine (Abb. 25). Die Struktur wird als Ruine eines Röstanten in diesem Bereich der Grube Grüne Au interpretiert.

Dank des Entgegenkommens der Universität Bonn konnten Magnetit-Proben von der Grube Alte Birke aus der mineralogischen Sammlung untersucht werden. Beide ausgewählte Proben stammen, wie die alten Etiketten vermuten lassen, wohl noch aus dem 19. Jahrhundert. Die kleinere der beiden Proben zeigt das Erz in bräunlichen Farbtönen und meist noch deutlich die spätere Textur des vorbestehenden Siderits, sowie kleinere Partien, wo das Erz zum erdigen Zerfall neigt (Abb. 26). Die größere Probe ist hingegen kohlenschwarz und zeigt noch mehr erdig zerfallende Partien (Abb. 27), letztere Probe (auf dem Etikett als "locker, mulmig" bezeichnet)



Abb. 24: Kegelförmiger Hügel östlich des Haldengeländes am oberen Stollen der Grube Grüne Au (Schutzbach) mit reichlichem Auftreten von glattflächig bearbeiteten Feuerfest-Steinen (*Markierung). (Foto: STEFAN HUCKO, Siegen).



Abb. 25: Backstein mit Feuerspuren vom in der vorigen Abbildung gezeigten kegelförmigen Hügel nordöstlich des Haldengeländes am oberen Stollen der Grube Grüne Au (Schutzbach). (Foto: HG ADELMANN).



Abb. 26: Siderit-Umwandlung zu Magnetit. Grube Alte Birke (Eisern). (Foto: HG ADELMANN).



Abb. 27: Siderit-Umwandlung zu Magnetit. Grube Alte Birke (Eisern). (Foto: HG ADELMANN).

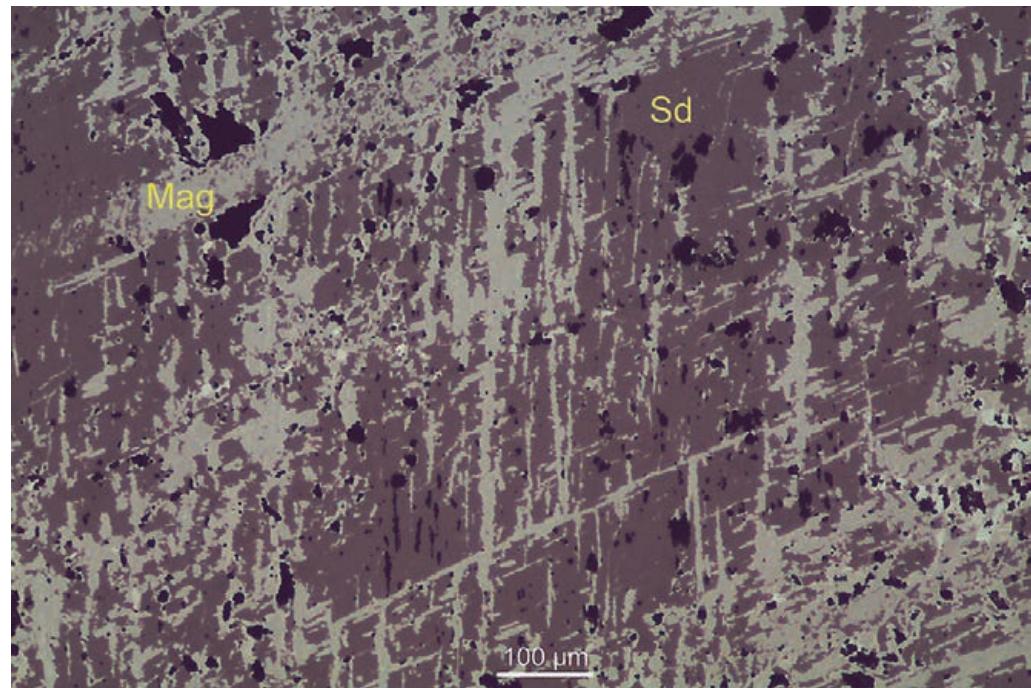


Abb. 28: Magnetit (Mag) verdrängt älteren Siderit (Sd) ausgehend von den Siderit-Korngrenzen. Aufnahme in PPL. Grube Alte Birke (Eisern). (Foto: HG ADELMANN).

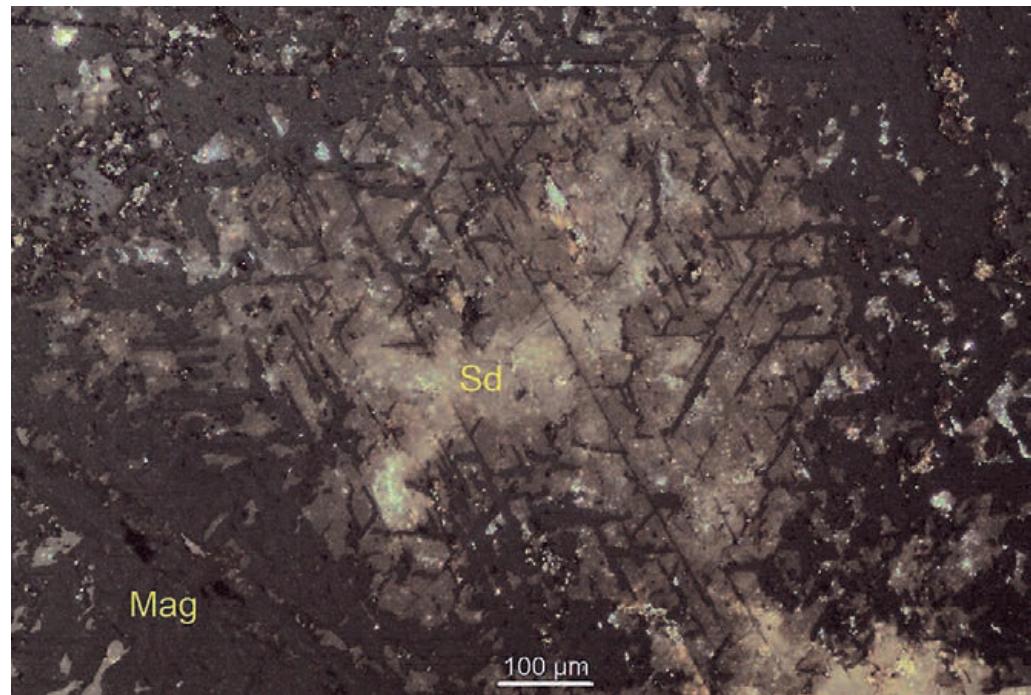


Abb. 29: Magnetit verdrängt älteren Siderit ausgehend von den Siderit-Korngrenzen. Aufnahme in XPL. Grube Alte Birke (Eisern). (Foto: HG ADELMANN).

repräsentiert wohl am ehesten die Bezeichnung "Eisenmohr" der alten Bergleute für solche Erzstücke (GOLZE et al. 2013: 366). Bereits schwache Magnete haften an diesen Proben, was einen relativ hohen Magnetit-Gehalt vermuten lässt. Ein Basaltkontakt ist an den Proben selbst nicht dargestellt. In der erzmikroskopischen Untersuchung (Abb. 28, 29) erkennt man, dass der Magnetit den Siderit ausgehend von den Siderit-Korngrenzen verdrängt. Die schwarzen Areale stellen Löcher im Gestein dar, welche auf die Volumenreduktion bei der Umwandlung von Siderit nach Magnetit zurückzuführen sind.

Dank der Großzügigkeit des Geologischen Dienstes in Krefeld konnten auch die umfangreichen Proben STADLERS aus dem Siderit-Diabas-Kontakt auf der 728 m-Sohle der **Grube Füsseberg** (Biersdorf) nachuntersucht werden (Abb. 30). Makroskopisch ähnelt das Gestein einem vergrünten, ehemals basaltischen Vulkanit. In den Anschliffen zeigt sich in der Kontaktzone zum Magnetit ein sehr stark alterierter Vulkanit (Abb. 31) der mikroskopisch keine weiteren Rückschlüsse auf seine ehemalige Struktur oder Mineralbestand zulässt. In der Matrix des Vulkanits eingebettet liegen vereinzelt und nur noch als schwache Relikte erkennbar ehemalige Olivin-Kristalle, nun weitestgehend chloritisiert und karbonatisiert (Abb. 32). Es fanden sich im angrenzenden Siderit die von STADLER beschriebenen, neugebildeten Magnetite (Abb. 33), teilweise mit noch erkennbarer, darunter liegender Textur der Siderit-Korngrenzen (Abb. 34a, b), teilweise auch, wie von Stadler angegeben, den Spaltrichtungen des Siderits folgend orientiert (Abb. 35). Im Gegensatz zu den Beobachtungen STADLERS konnten im Siderit auch neugesprossste Hämatit-Rosetten und -Aggregate, teilweise mit an- und eingelagerten Magnetit-Kristallen aufgefunden werden (Abb. 36).



Abb. 30: Der Nachuntersuchung zugeführte Auswahl von Original-Proben Stadlers aus dem Siderit-Diabas-Kontakt auf der 728 m-Sohle der Grube Füsseberg. (Foto: HG ADELMANN).

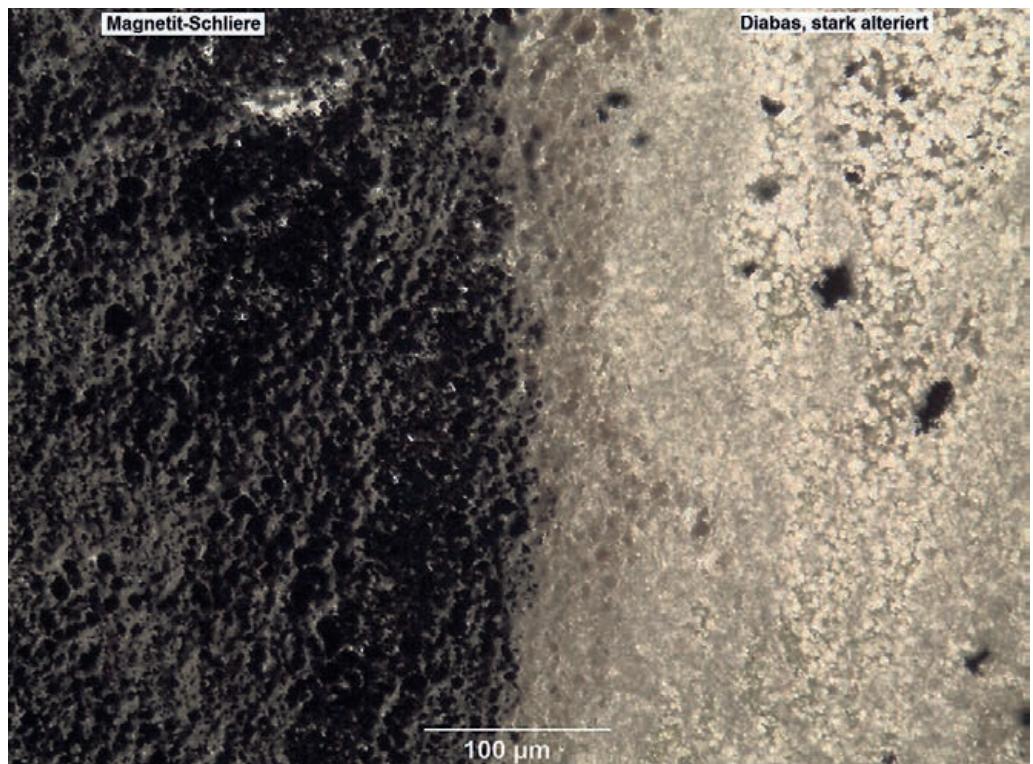


Abb. 31: Magnetit-Schliere (links) und angrenzend stark alterierter Metavulkanit (rechts). Siderit-Diabas-Kontakt auf der 728 m-Sohle der Grube Füsseberg. (Foto: HG ADELMANN).

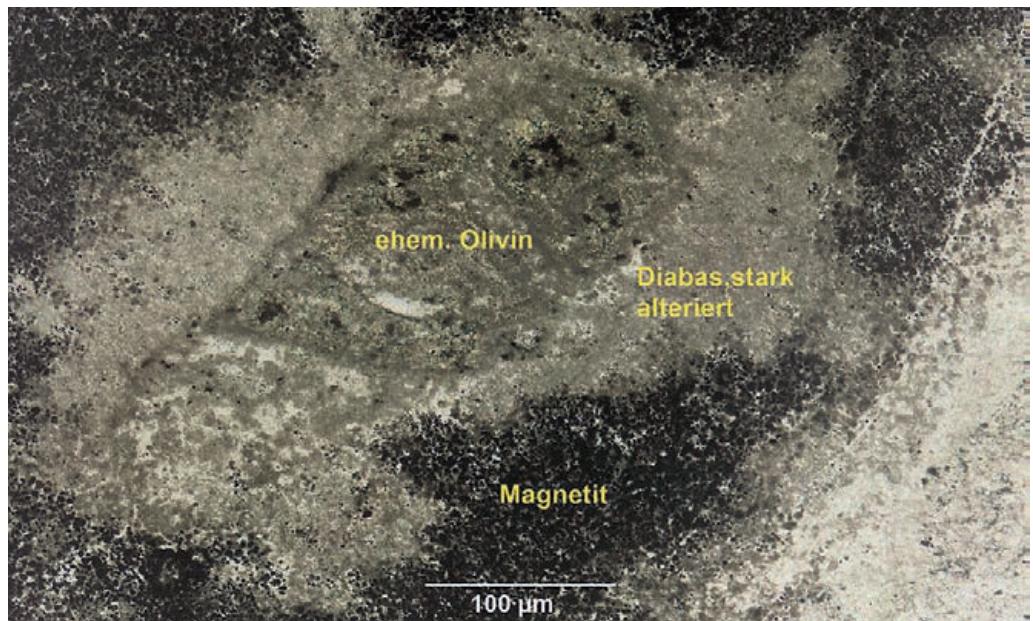


Abb. 32 Stark chloritisierter und karbonatisierter ehemaliger Olivin-Kristall in stark alterierter Metavulkanit-Matrix (Grautöne), daneben Magnetit (schwarz). Siderit-Diabas-Kontakt auf der 728 m-Sohle der Grube Füsseberg. (Foto: HG ADELMANN).

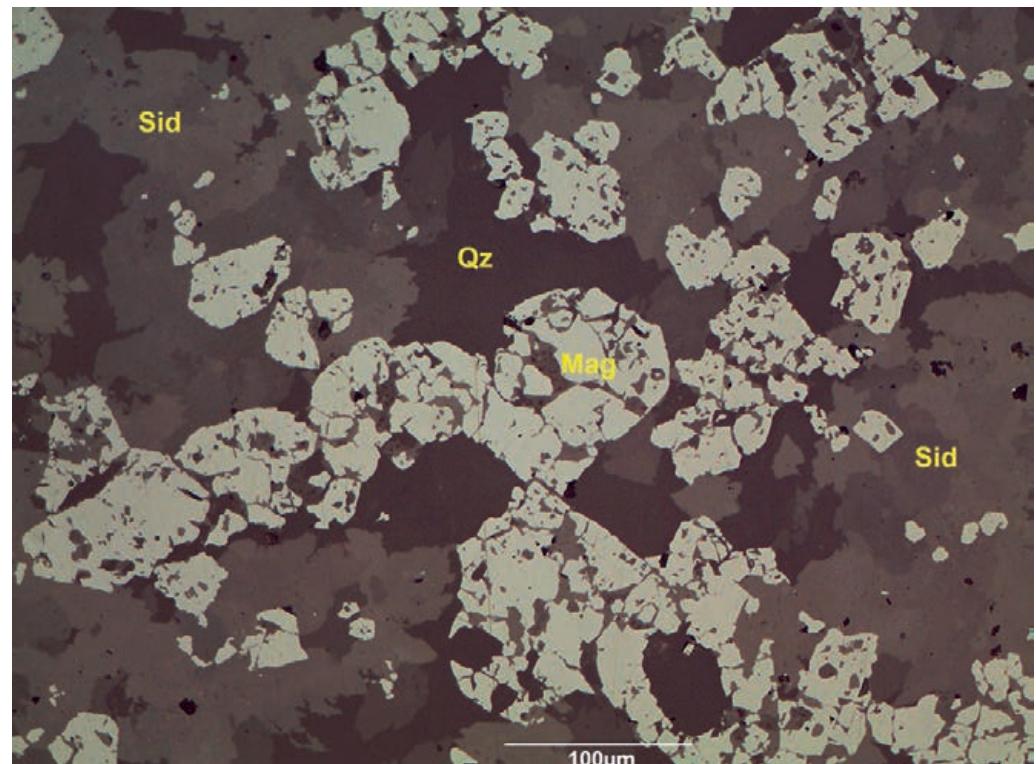


Abb. 33: Neugesproste Magnetite (Mag) in Siderit (Sid), daneben etwas Quarz (Qz). Siderit-Diabas-Kontakt auf der 728 m-Sohle der Grube Füsseberg. (Foto: HG ADELMANN).

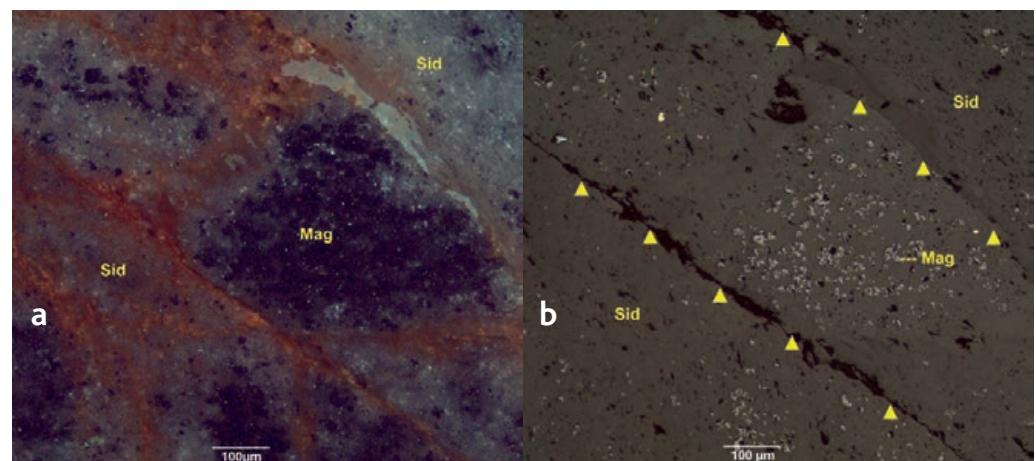


Abb. 34: Neugesproste Magnetite (Mag) in Siderit (Sid). Die Korngrenzen der Siderit-Rhomboeder sind noch gut erkennbar (Pfeile). Fotos in XPL **a** und PPL **b**. Siderit-Diabas-Kontakt auf der 728m Sohle der Grube Füsseberg. (Foto: HG Adelmann).

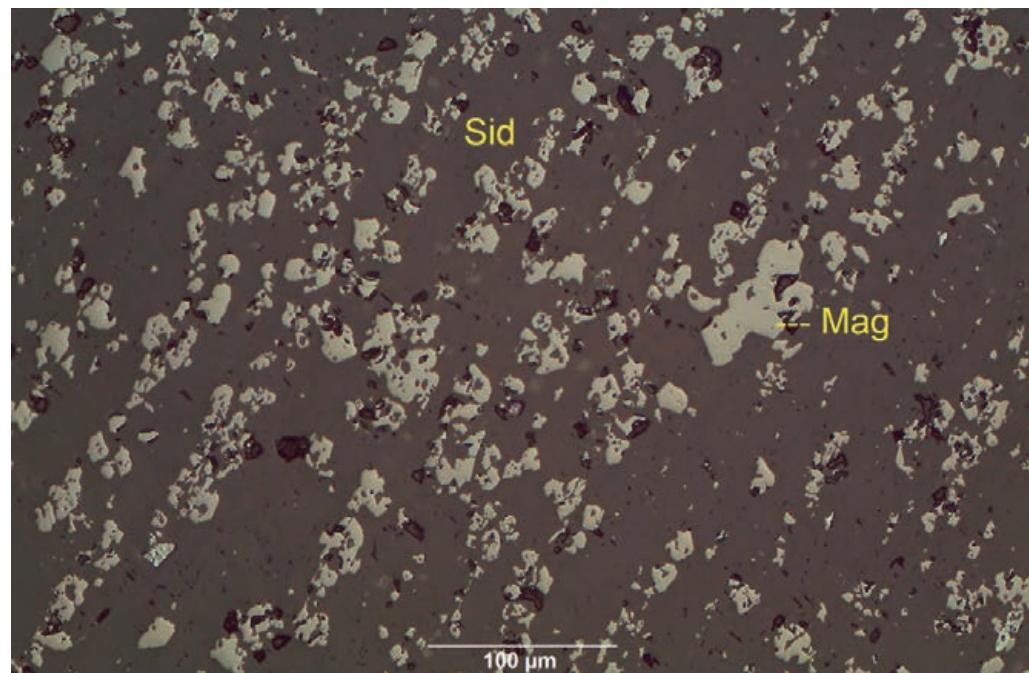


Abb. 35: Neugesprosste Magnetite (Mag) in Siderit (Sid) sind entlang der Spaltrichtungen des Siderits orientiert. Siderit-Diabas-Kontakt auf der 728 m-Sohle der Grube Füsseberg. (Foto: HG ADELMANN).

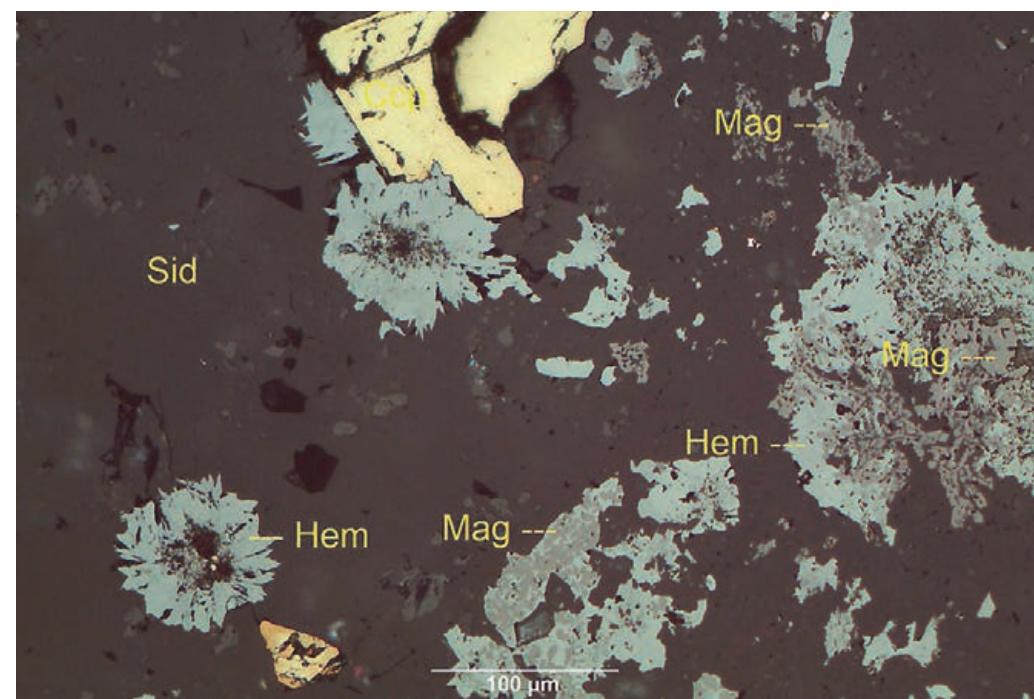


Abb. 36: Neugesprosste Hämatit-Rosetten (Hem) neben neugesprossten Magnetiten (Mag) in Siderit (Sid), daneben unalteriert erscheinender, vorbestehender Kupferkies. Siderit-Diabas-Kontakt auf der 728 m-Sohle der Grube Füsseberg. (Foto: HG ADELMANN).

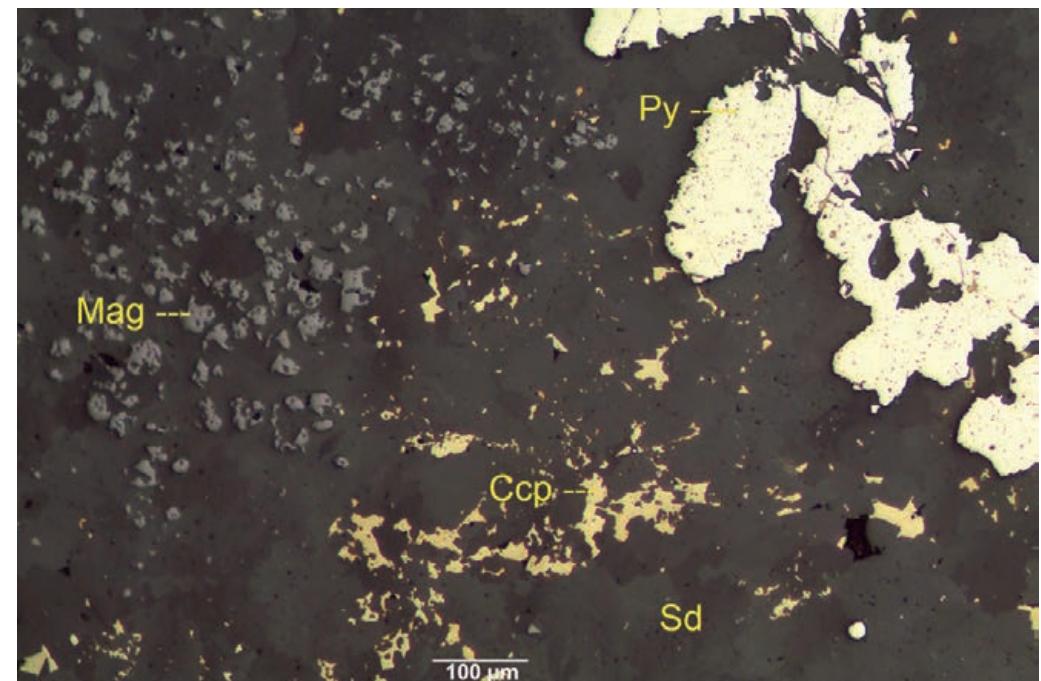


Abb. 37: Präexistenter Pyrit (Py) erscheint in Zonen intensiver Magnetitbildung (Mag) korrodiert. Daneben stark korrodiert erscheinender Kupferkies (Ccp) und ursprünglich vorhandener Siderit (Sd). Siderit-Diabas-Kontakt auf der 728 m-Sohle der Grube Füsseberg. (Foto: HG ADELMANN).

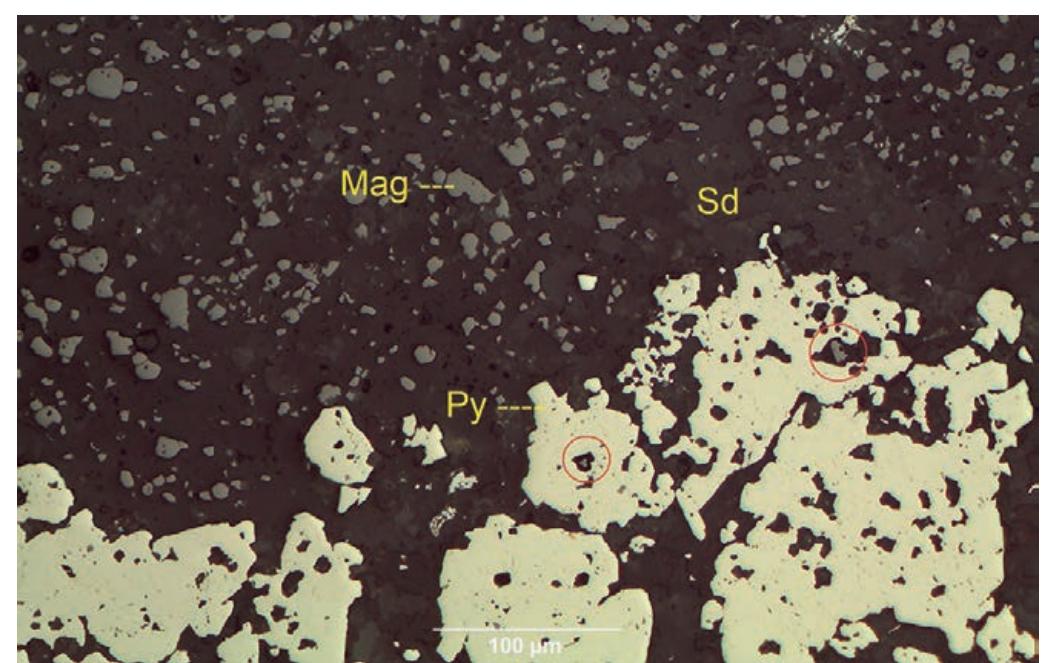


Abb. 38: Korrodiert, löcheriger und von Magnetit (Mag) siebartig durchsetzter (rote Kreismarkierung) Pyrit (Py). Daneben ursprünglich vorhandener Siderit (Sd). Siderit-Diabas-Kontakt auf der 728 m-Sohle der Grube Füsseberg. (Foto: HG ADELMANN).



Abb. 39: Weißlicher, traubig-nieriger Chalcedon auf „Eisenjaspis“. Steinkopfer Stollen der Grube Steinkopf / Neue Hoffnung bei Niederdreisbach. Unten Detailaufnahme (Sammlung & Foto: THOMAS KETTNER).

Im Siderit sporadisch auftretende Sulfiderze sollen nachfolgend auf Veränderungen im Diabaskontakt beurteilt werden. Präexistenter Pyrit erscheint in Zonen intensiver Magnetitbildung offenbar dahingehend alteriert, dass er korrodiert erscheint (Abb. 37), oder wie von STADLER bereits beschrieben, löcherig und von Magnetit siebartig durchsetzt ist (Abb. 38). Ein ähnliches, noch stärker korrodiert erscheinendes Bild ist auch beim Kupferkies zu beobachten (Abb. 37). An manchen Stellen allerdings erscheint selbst der dem Magnetit unmittelbar benachbarte Kupferkies offenbar vollkommen unalteriert (Abb. 36).

Abb. 39 zeigt traubig-nierig ausgeprägten Chalcedon auf Brauneisenstein von der **Grube Steinkopf** bei Niederdreisbach. Im Erzanschliff der roten Eisenjaspis-Matrix aus dieser Probe erkennt man feinkristallinen Quarz, der durch Eisen gelb-rot gefärbt ist (Abb. 40). Einen Dünnschliff durch den hellen, traubigen Chalcedon von Abb. 39 zeigt Abb. 41, die kleinen Chalcedon-Trauben sitzen auf größeren, idiomorphen Quarzkristallen.

Von der **Grube Werner** (Bendorf) lagen leider keine Magnetit-Proben vor, allerdings konnte ein Hämatit dieser Lagerstätte aus der Sammlung des Landesamtes für Geologie und Bergbau in Mainz beprobt werden. Die erzmikroskopische Untersuchung ergab Hämatit, welcher Siderit verdrängt, die Ergebnisse werden in ADELMANN & SCHAEFFER (2025) näher beschrieben.

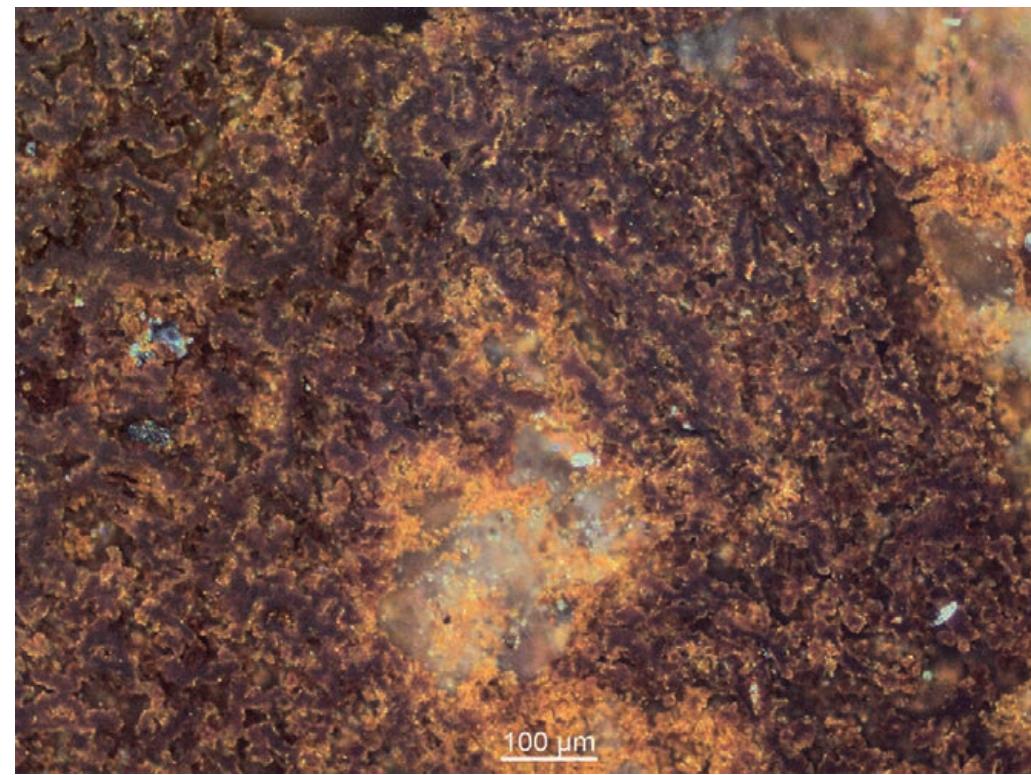


Abb. 40: „Eisenjaspis“ im Erzanschliff, Aufnahme in XPL. Steinkopfer Stollen der Grube Steinkopf / Neue Hoffnung bei Niederdreisbach. (Foto: HG ADELMANN)

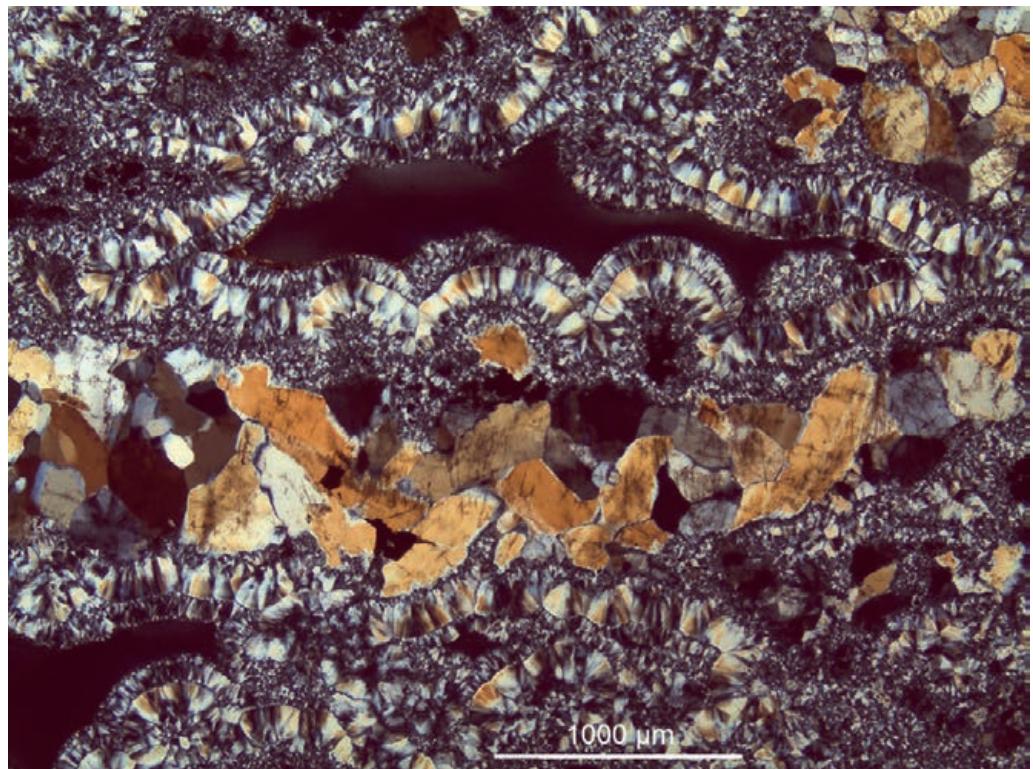


Abb. 41: Feinkristalliner Chalcedon auf Quarz-Kristallen (Dünnschliff, Aufnahme in XPL). Der Schliff ist etwas dicker als üblich, daher zeigt der Quarz höhere (buntere) Anisotropiefarben. Steinkopfer Stollen der Grube Steinkopf / Neue Hoffnung bei Niederdreisbach. (Foto: HG ADELMANN)

4. Diskussion

Die vom Verfasser kürzlich gemachten Funde mit zerrüttetem Quarz und schwarzem Siderit (mit direkt benachbartem Kohle-Fund) vom Maschinenschacht der **Grube Eiserner Union**, Eisern, sind den alterierten Siderit-Quarz-Brocken von der Halde am oberen Stollen der **Grube Grüne Au** sehr ähnlich (vergl. Abb. 11 und 16). Die Schachthalde der **Grube Eiserner Union** befindet im Bereich der "Eisernhardt", in diesem Gebirge sind tertiäre Basaltintrusionen bekannt, z.B. in der oben genannten, benachbarten **Grube Alte Birke**. Allerdings sind am Maschinenschacht der **Grube Eiserner Union** ehemalige Röstöfen wahrscheinlich, da im selben Haldenbereich zusammen mit den zerrütteten Siderit-Quarz-Brocken auch kleine Kohlebrocken gefunden wurden (Abb. 31, 32). Magnetitbildungen mit eingeschalteten Hämatit-Lamellen ähneln sich überdies, wenn man ein Röstofenprodukt (Abb. 10a), ein zu unterstellendes Röstofenprodukt (Abb. 13), und eine thermisch alterierte Probe (Abb. 10b) von der **Grube Grüne Au** vergleicht.

In der (mehrfach umgegrabenen) Halde am oberen Stollen der **Grube Grüne Au** selbst traten so gut wie keine dieser alterierten Stücke auf, allerdings fanden sie sich reichlich nordöstlich davon im Wald und oberflächlich zerstreut – dort, wo jetzt auch die Reste eines ehemaligen Röstofens lokalisiert werden konnten. Auch sind diese hitzealterierten Stücke von der **Grube Grüne Au** typischerweise weniger als 10 cm groß und lassen auch aufgrund ihrer uniformen

Größenverteilung auf gepochtes Erz zum Zwecke der weiteren Aufbereitung (z. B. Röstung) schließen. Die Röstofenproben von der **Grube Stahlberg** erscheinen makroskopisch nahezu komplett geschmolzen und schlackig und lassen die ursprüngliche Textur des Gesteins nicht mehr erkennen – im Gegensatz zu den thermisch alterierten Proben von der **Grube Grüne Au**, wo die ursprüngliche Gesteinsstruktur noch in etwa erhalten ist, allerdings mit deutlicher Zerstörung (Abb. 18) und makroskopisch sichtbaren Anschmelzungen und Blasenbildungen (Abb. 17). Es ist anzunehmen, dass im neuzeitlichen Röstofenprozess an der **Grube Stahlberg** eine deutlich höhere Effizienz, sprich eine höhere Temperatur erreicht wurde, als es ca. 150 Jahre früher auf der **Grube Grüne Au** möglich gewesen wäre.

Auch die starke Veränderung der Buntmetall-Erze in den hitzealterierten Proben der **Grube Grüne Au** (Abb. 21 bis 23) ist untypisch für die eher geringen Veränderungen von Cu-/Fe-Sulfiden an Vulkanit-Kontakten; bereits BORNHARDT (1910: 378) bemerkt: "Kupferkies und Kupferglanz schmelzen und verschlacken nicht so leicht ...". Auch HEUSLER (1897: 117, 118) gibt an, dass auf der **Grube Ludwig** (Honolulu) ein bis zu 1 m mächtiger Basaltgang (Siebengebirgs-Vulkanismus) einen Blei-Zink-Erzgang durchsetzt hat, ohne dass an dem Erzgang dadurch eine Veränderung zu beobachten war. Ähnliches berichtet BORNHARDT (1912: 179, 180) aus eigener Befahrung der **Grube Ludwigseck** (Salchendorf), wo es durch einen Basalt lediglich zu "bunten Anlauffarben" der Bleiglanz-Spaltflächen an den betroffenen Bleiglanschnüren im Kontaktbereich kam.

Die thermischen Veränderungen der hier vorliegenden Erzproben im Basaltkontakt der **Grube Alte Birke** sowie im Diabaskontakt auf der **Grube Füsseberg** sind im Vergleich viel weniger ausgeprägt als auf der **Grube Grüne Au**, insbesondere konnten keine der von SCHNORRER & LATSCHE (1994, 1997, 2000) angegebenen Silikate nachgewiesen werden. Es konnten in der umfangreichen STADLER'schen Aufsammlung zum Diabas-Siderit-Kontakt auf der **Grube Füsseberg** im Geologischen Dienst in Krefeld auch keine schlackigen Stücke gefunden, die denen der **Grube Grüne Au** oder **Eiserner Union** ähneln. Auch die Nebengesteinsalterationen sind auf **Grube Grüne Au** doch deutlich (Abb. 18) und widersprechen anderen Beobachtungen an Basaltkontakten. So schreibt SCHMIDT (1848: 176) zum Basaltkontakt auf der **Grube Alte Birke**: "An den Orten, wo die Basaltgänge das Nebengestein durchsetzen, ist solches nur wenig verändert". SCHMIDT (1848: 118) beschreibt zwar einen Basaltkontakt mit einem Siderit-Erzgang auf der **Grube Gottesgegen** bei Schutzbach mit einer geringmächtigen Magnetitbildung am Siderit-Kontakt von 1 bis 2 Zoll im Liegenden, jedoch nicht im Hangenden. Die von SCHMIDT beschriebenen Veränderungen passen jedoch nicht zu den massiven Veränderungen der teils geschmolzenen und "entgasten" Gesteine im Wald NE des oberen Stollens der **Grube Grüne Au**.

Das Vorliegen einer "tertiären Thermometamorphose" nach SCHNORRER & LATSCHE (1994, 1997) auf der **Grube Grüne Au** bei Schutzbach ist anzuzweifeln. Die Gesamtschau der aktuellen Befunde einschließlich der oben angesprochenen Vergleiche, die vergleichsweise starke Alteration der Erzstücke und des anhängenden Nebengesteins, die Verteilung der alterierten Erzbrocken sowie der Fund einer Röstofen-Ruine im Verteilungsbereich der alterierten Stücke lassen die stark thermisch alterierten Erzproben im Bereich des oberen Stollens der **Grube Grüne Au** am ehesten als Röstofenprodukte erscheinen. Der Magnetit, aber auch besonders die nach SCHNORRER & LATSCHE (1994, 1997) beschriebenen silikatischen Bildungen von der **Grube Grüne Au** (u.a. Hedenbergit, Liebenbergit, Leucit, Fayalit, Tephroit), sowie die Quarz-Hochtemperatur-Modifikation Cristobalit wären somit als Schlackenminerale anzusprechen und nicht Bestandteil des natürlichen Mineral-Inventars der Grube.

Ähnliches könnte dann für die Minerale Fayalit, Tephroit, Sekaninait, Hedenbergit sowie die Quarz-Hochtemperatur-Modifikationen Cristobalit und Tridymit auf der benachbarten **Grube Pius** gelten, die bisher ebenfalls einer dortigen Thermometamorphose an einem Basaltkontakt zugeordnet wurden (SCHNORRER & LATSCHE 2000). Diese Autoren erwähnen auf S. 16: "Auch im Längenfeld der Grube Pius, die im nordöstlichen Teil dieses Ganggebietes liegt, sind diese frühzeitlichen Belege des Bergbaues und der Verhüttung noch zu finden". Hier wäre konsequenterweise noch nach lokalen Verhüttungs-Relikten, incl. Röstofer-Resten zu suchen.

Stücke, welche alterierten Siderit in direktem Kontakt mit Basalt zeigen, fanden sich nicht in der an solchen Proben reichen Sammlung von der **Grube Alte Birke** an der Universität Bonn. Möglicherweise ist dies auf die Beobachtungen zurückzuführen, dass der Basalt oft stark zersetzt war, wie bereits von JUNG (1858) und BORNHARDT (1912) für die Verhältnisse auf der **Grube Alte Birke** erwähnt und auch von Busz (1901) für die **Grube Louise** in Bürdenbach nahe Horhausen/Ww. beschrieben: "Meist ist der Basalt sehr stark der Zersetzung anheimgefallen und besteht nur noch aus einer weichen grauen Masse, die an der Luft bald zerbröckelt und vollkommen in Grus zerfällt.

.... Wegen dieser starken Umwandlung gelingt es daher auch nicht Stücke zu schlagen, die den Kontakt mit dem Spatheisenstein zeigen". Lediglich an den Proben des Diabas-Siderit-Kontaktes auf der **Grube Füsseberg** konnte ein direkter Kontakt zwischen dem Erz und dem Vulkanit in aktuell untersuchten Proben beobachtet werden, der Vulkanit ist jedoch auch hier im Kontaktbereich massiv zersetzt, wie in den Abb. 31 und 32 zu sehen ist.

Die Literatur berichtet von ZWEI Diabas-Intrusionen in der Lagerstätte der **Verbundgrube Füsseberg**: LOTZ (1902) kartiert einen Kontakt eines 5-10 m mächtigen Diabas-Ganges mit einem Siderit-Erzgang auf der 210 m-Sohle des **Mittels Glaskopf** dieser Grube (Abb. 8), und STADLER (STADLER in FENCHEL et al. 1985: 115) berichtet von einem 2,5 m mächtigen Diabas-Gang im Kontakt mit einem Siderit-Erzgang auf der 728 m-Sohle der Verbundgrube (Abb. 9), südlich des Glaskopf-Schachtes, also in direkter Nähe zu der älteren Kartierung von Lotz, nur jetzt in viel größerer Tiefe. Es sind auf dieser Grube also mindestens zwei verschiedene, offenbar übereinander liegende Diabas-Lagergänge mit Siderit-Kontakt bekannt geworden.

Die aktuellen Untersuchungen der Proben vom Siderit-Diabas-Kontakt der **Grube Füsseberg** konnten wesentliche Ergebnisse von STADLER (STADLER in FENCHEL et al. 1985:115) bestätigen, auch die von ihm vermutete, den Diabaskontakt begleitende, umschriebene hydrothermale Aktivität. STADLER (in FENCHEL et al. 1985:118) machte diese für die Bildung von Dolomit und Chlорit in einem alterierten Diabas am Kontakt verantwortlich. Es fanden sich nun deutliche Belege für die von STADLER beschriebene erhebliche Alteration (Bleichung, Karbonatisierung) des Vulkanits durch begleitende Hydrothermen. Die sehr feinkörnige Ausbildung der hier vorliegenden Diabas-Probe von der **Grube Füsseberg** spricht für eine rasche Abkühlung der magmatischen Schmelze der Intrusion und erklärt zudem das Fehlen vor weitreichenden thermischen Alterationen im Siderit-Erzgang.

Die geringe Alteration der wenigen Buntmetallerze, selbst in direkter Nachbarschaft zu Magnetitbildungen, sowie das Fehlen von ausgeprägten Nebengesteinsfrittungen sprechen gegen ehemals sehr hohe Temperaturen im Bereich des Diabas-Kontaktes auf der 728 m-Sohle der **Grube Füsseberg**. Insbesondere konnte das Fehlen von Zinkblende-Entmischungen/Zinkblende-Sternchen im Kupferkies in den Proben von der **Grube Füsseberg** bestätigt werden, was – im Gegensatz zu den Befunden auf der **Grube Grüne Au** – auf niedrigere Temperaturen im Kontaktbereich hinweist.

In den STADLER-Proben vom Diabas Kontakt auf Füsseberg zeigen sich Pyrit (Abb. 37, 38) und Kupferkies korrodiert (Abb. 070), vermutlich aufgrund lokaler hydrothermaler Prozesse, aber nicht angeschmolzen wie in den Proben der **Grube Grüne Au**. An manchen Stellen allerdings erscheint selbst der dem Magnetit unmittelbar benachbarte Kupferkies vollkommen unalteriert (Abb. 36). Dieser Kupferkies kann aber auch teilweise im Rahmen von hydrothermalen Vorgängen bei der Platznahme der Diabas-Intrusion mobilisiert und nachfolgend neu abgeschieden worden sein.

Neugebildeter Hämatit in der Ausbildung als Hämatit-Kristallrosetten in den nun untersuchten Proben des Diabas-Kontaktes auf der **Grube Füsseberg** wird von STADLER (STADLER in FENCHEL et al. 1985: 115) nicht berichtet, dieser erwähnt Hämatit allenfalls als Bestandteil eines alterierten Magnetits ("Martit"). Kleinere Hämatit-Bildungen, wie die hier beschriebenen Kristall-Rosetten, können sicherlich zwangsläufig als ein Produkt der Einwirkung sehr begrenzter, oxidierender Begleit-Hydrothermen auf den Siderit im Bereich des Vulkanit-Kontaktes mit den Erzgängen interpretiert werden.

Beobachtungen in Richtung von hydrothermalen Begleitphänomenen bei der Platznahme von Vulkanit-Intrusionen finden sich schon früh bei SCHMIDT (1848: 179), der die Alteration des eingedrungenen Basaltes auf der **Grube Alte Birke** und die umschriebene Bildung von "konzentrisch schlängelnden" Fe-Mn-Hydroxy-Silikaten im Kontaktbereich (die er als "Eisenopale" bezeichnete) dadurch erklärte, dass "die basaltische Masse hier noch durch die Wasser der Eisensteingänge vollkommen zerstellt werden konnte und wurde". Er führt weiter aus, dass ein solches "secundäres Eisenoxyhydrat-Silikatgebilde" (Eisenopal) nirgendwo sonst auf "den Spatheisenstein-Mitteln unserer Gänge" vorkommt. SCHMIDTS Beobachtung, dass die Eisenopale oftmals die Salbänder zum Nebengestein bilden (eine nach seinen Angaben sandsteinartige Grauwacke), lässt eine (zusätzliche?) Mobilisierung von Quarz aus dem Nebengestein durch die hydrothermalen Begleitphänomene beim Eindringen des Basaltes vermuten.

Im Bereich der **Pinge Kronprinz** auf dem Nenkensberg bei Burbach wurden die Fe-Mn-Vererzungen in der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke vermutlich durch den am Nenkensberg anstehenden und auch im Bereich der Pinge in Lesesteinen zu findenden tertiären Basalt teilweise thermometamorph überprägt, was den beobachteten Magnetismus einiger Erzbrocken (Abb. 5) sowie die mikroskopisch erkennbare Magnetit-Bildungen (Abb. 6), besonders in den braunroten, gefritteten Brauneisenstein-(Goethit/Limonit)-Partien erklärt (ADELMANN & KLEIN 2019). Im Kontakt der sekundären Eisenerze mit der heißen basaltischen Lava entstehen intermediäre, basische Eisenhydroxide, aus denen sich dann bei Abkühlung Magnetit bildet (CLARK 1990). Obwohl am Nenkensberg mittelalterliche bzw. frühneuzeitliche Schlacken eine örtliche Verhüttung von Eisenerz belegen, sind die vergleichsweise gering alterierten, magnetischen Brauneisen-Steine der **Pinge Kronprinz** am Nenkensberg mit den im Limonit gesprossen kleinen Magnetiten nicht vergleichbar mit den benachbarten Verhüttungs-Schlacken vom Nenkensberg oder auch den schlackigen, entgasten Röstoferprodukten von der **Grube Grüne Au** und werden daher als authentische Thermometamorphosen von Brauneisenstein an tertiärem Basalt auf dem Nenkensberg interpretiert. Einige der von ADELMANN & KLEIN (2019) gefundenen und beschriebenen Proben von der **Pinge Kronprinz** (Burbach) zeigen ein jaspisähnliches Erscheinungsbild (Abb. 5).

Die Chalcedon- und Jaspisbildungen am Brauneisenstein auf der **Grube Neue Hoffnung** (ehemals Grube Steinkopf) bei Niederdrisbach stehen vermutlich mit dem tertiären basaltischen Vulkanismus am nahen Berg Steinkopf und somit im direkten Lagerstättenumfeld in Verbin-

dung. Der beschriebene **Jaspis** ist eine dichte Quarzvariante, die durch Einlagerung von lokal vorhandenen Eisen-Ionen gelb bis bräunlich rot gefärbt ist. Wie bereits SCHMIDT (1828) feststellte ist die Silifizierung im Bereich der Grube Neue Hoffnung jünger als die dortige Brauneisensteinbildung.

Chalcedon bildet sich häufig unter tiefhydrothermalen Bedingungen in den Blasenräumen von Ergussgesteinen (SCHRÖCKE & WEINER 1981). Es stellt sich die Frage, ob der Chalcedon auf der **Grube Neue Hoffnung** (a) als lokale hydrothermale Nebenerscheinung in einem direkteren Basaltkontakt mit dem Brauneisenstein, oder (b) im Rahmen eines weitläufigeren Hydrothermalsystems des nahen Steinkopf-Vulkanismus gebildet und dann an das Brauneisen angelagert worden ist. Es ist seit langem bekannt, dass sich Chalcedon auch bei Temperaturen < 100 °C bilden kann, Bedingungen wie sie in SiO_2 -reichen, relativ kühlen Hydrothermen meteorischer oder überwiegend meteorischer Herkunft auftreten (HEANEY 1993), was die Möglichkeit einer Chalcedon-Bildung im Rahmen eines nahen basaltischen Vulkanismus offenlässt, aber nicht zwingend Bedingungen wie bei einem direkten Vulkanit-Kontakt erfordert. Für die Bildung von Jaspis und Nontronit sind ebenfalls keine hohen Bildungstemperaturen erforderlich. Direkte Kontaktwirkungen des Basalts (wie zum Beispiel Magnetitbildung) sind an den Chalcedon- und Jaspis-belegten Brauneisensteinen bisher nicht beschrieben. Eigene Untersuchungen an Proben von der **Grube Neue Hoffnung** konnten bisher in keinem Fall Magnetitbildung in der bestehenden Brauneisenstein-Mineralisation nachweisen. Man kann also strenggenommen nicht wie KIRNBAUER & HUCKO (2011) von einer Kontaktmetamorphose an den dortigen Erzgängen sprechen, wenn sich lediglich Chalcedon, Jaspis (und Nontronit) neu gebildet haben, der ursprüngliche Ganginhalt jedoch NICHT verändert wurde.

WOLF (1885: 67), berichtet, dass auf der **Grube Louise** (Bürdenbach) der Brauneisenstein in Kontakt mit dem eingedrungenen Vulkanit (beschrieben als "Basaltwacke") "eine dichte, jaspisähnliche Struktur" angenommen habe. BORNHARDT (1910: 306) merkt hierzu noch an, dass hier wohl zunächst nur das Aussehen dieser Stütze beschrieben wurde und nicht notwendigerweise auch eine tatsächliche Verkieselung der Stütze stattfand.

Im Grubengebäude der **Grube Peterszeche** kam es, wie in der Literaturübersicht dargestellt, zu mehreren Kontakten von Vulkaniten mit Erzgängen. Jedoch merkten sowohl SCHMIDT (zitiert in BORNHARDT 1910) als auch HUNDT et al. (1887) an, dass sich keine Veränderungen der Erzgänge am Vulkanit-Kontakt beobachten ließen. Neuere Beobachtungen oder Proben liegen nicht vor, die Grubenbaue sind auch nicht mehr zugänglich. Folglich kann auf der Grube Peterszeche derzeit keine Kontaktmetamorphose im engeren Sinne bestätigt werden.

Zur Verbreitung und zum Alter der Vulkanite

Die **Basalte** im Kontakt mit den Siegerländer Erzgängen können zweifellos als tertiäre Bildungen der ausgeprägten vulkanischen Phasen des Westerwaldes angesehen werden (HOTENROTT 2021). Nach THÜNKER (2001: 99) sind Basalt-Schlote in die paläozoische Schichtenfolge des Siegerlandes eingedrungen und führen stellenweise noch zum Teil zentimetergroße, angeschmolzene Gesteinseinschlüsse sedimentärer Herkunft. Es gibt Hinweise, dass die tertiären Basalte im Siegerland-Bezirk an schon im Paläozoikum wirksamen Störungslinien aufgestiegen sind (QUIRING 1931b, THÜNKER 2001). Bereits SCHMIDT (1848: 183) erwähnte, dass der Basalt im Bereich der **Grube Alte Birke** wohl "auf der wieder geöffneten Spalte des Eisensteinganges und sei-

ner Seitenklüfte emporgestiegen" sei. Nach den radiometrischen Datierungen war der Westerwald-Vulkanismus zu verschiedenen Zeiten aktiv, die wichtigste der bis zu drei unterscheidbaren vulkanischen Phasen ist die erste Phase, die mit ca. 28–22 Ma in das Oberoligozän bis Unter-miozän fällt (REISCHMANN & NESBOR 2021: 414). Das dem Siegerland direkt benachbarte tertiäre Vulkangebiet im NO des Westerwaldes fällt in diese Zeit und ist nach REISCHMANN & NESBOR (2021: 414) überwiegend aus Alkalibasalten und Basaniten aufgebaut.

Basalt-Kontaktmetamorphosen an Erzgängen, aufgeschlossen in der **Pinge Kronprinz** am Nennersberg, welcher der Grube Peterszeche benachbart ist, konnten zuletzt durch ADELMANN & KLEIN (2019) validiert werden.

Wie in Kap. 2 beschrieben, führt BORNHARDT (1912: 307) anhand von strukturgeologischen Kriterien aus, dass der die Siderit-Erzgänge "durchbrechende" Vulkanit in der **Grube Peterszeche** (Burbach) jünger sein muss als die dortige Siderit-Vererzung. Aus der Literatur geht allerdings nicht eindeutig hervor, um welchen Vulkanit es sich in der Grube Peterszeche handelt. Erwähnt werden wie oben beschrieben **Diabas** (BORNHARDT) und **Basalt** (HUNDT et al., F. W. E. SCHMIDT, H. KLIVER), wobei BORNHARDT (1910: 245) anmerkt, dass der Diabas auf **Grube Peterszeche** (und auf **Grube Glaskopf**) früher für Basalt gehalten wurde. FENCKEL et al. (1985: 36) erwähnen das Auftreten von mitteldevonischen **Diabasen** mit Feldspat-Einsprenglingen ("Diabasporphyrit") als Lagergänge sowie Givet-Schalstein (**Diabas-Tuff**) im SE-Teil von Blatt 5214 Burbach und im NE-Eck von Blatt 5314 Rennerod, und dass diese wegen ihrer Verknüpfung zu den Erzgängen (Kontaktbildungen) bedeutsam für die Alterseinstufung der Gangbildung seien.

Intrusiv-Diabas, entweder aus der mitteldevonischen vulkanischen Phase im Givet-Adorf oder der unterkarbonischen vulkanischen Phase (siehe nächster Absatz) kommt in der Lagerstätte der **Grube Peterszeche** prinzipiell auch in Frage. Im Bereich von Burbach sind zwar keine paläozoischen Vulkanite oberflächlich aufgeschlossen, der Bereich grenzt jedoch direkt an die Dillmulde, wo diese paläozoischen Vulkanite weit verbreitet und auch teils mächtig sind (NESBOR 2004). Zudem ist im Grubengebäude der NW der Peterszeche (und damit noch weiter von der Dillmulde entfernt) liegenden **Grube Füsseberg** Intrusivdiabas sicher nachgewiesen. Auch wenn in der Gesamtsicht vieles dafür spricht, dass es sich beim intrusiven Vulkanstein auf der Grube Peterszeche um tertiäre basaltische Lagergänge und nicht um paläozoische Vulkanite handelt, kann diese Frage letztlich nur durch eine petrographische Untersuchung des Vulkanits geklärt werden. Allerdings dürfte es schwierig sein, Vulkanit-Proben zu finden, die mit Sicherheit aus dem untertage anstehenden Vulkanit stammen und nicht Lesesteine darstellen, zum Beispiel aus dem Umfeld einer der Grube direkt benachbarten Basalt-Brecheranlage im Buchhelltal. Die Nachsuche nach Diabas und Basalt auf den beiden Schachthalden über den Stollen der **Grube Peterszeche** wäre sicher auch interessant.

Die Datierung der **Diabas**-Intrusionen ist hingegen etwas komplizierter, da es in den in Frage kommenden Zeiträumen zu mehreren paläozoischen Vulkanit-Bildungen im Untersuchungsbereich kam. Die Diabase werden heutzutage nicht mehr als primäre Vulkanite (primärmagmatische Kristallivate) angesehen werden, sondern als alterierte Paläo-Basalte (FLICK & NESBOR 1988), sog. "Metabasalte". Die Diabas-Intrusionen in der **Grube Füsseberg** sind dem Paläovulkanismus der dem Siegerland direkt SE benachbarten Dill-Eder-Mulde zuzuordnen. Nach NESBOR (2004) war die Entwicklung der Dill-Eder-Mulde wie auch der südwestlich benachbarten Lahn-Mulde auf dem ausgedünnten Schelf des Old Red Kontinents während des Devons und des Unterkarbons von einem intensiven Intraplatten-Vulkanismus begleitet.

NESBOR unterscheidet dabei einen mittel-/oberdevonischen vulkanischen Zyklus von einem unterkarbonischen vulkanischen Zyklus, wobei beide Zyklen wiederum in mehrere Phasen unterteilt werden können. Im Prinzip können die Diabas-Intrusionen in der **Grube Füsseberg** sowohl dem Vulkanismus der Givet-Adorf-Phase des devonischen Zyklus als auch der vulkanischen Phase I des Unterkarbons ursächlich zugeordnet werden, da in beiden Phasen paläozoische Basalt-Intrusionen bzw. Lagergänge bekannt geworden sind (NESBOR 2004) und der Vulkanit in der Lagerstätte der **Grube Füsseberg** in unterdevonische Schichten intrudierte (ZITZMANN et al. 1989). HENTSCHEL (in FENCHEL et al. 1985: 41) untersuchte Diabas-Proben von der 17. Sohle (-560,6 m NN) und der 728 m-Sohle ("hypothetische" 15. Sohle) (FENCHEL et al. 1985: 298) der **Grube Füsseberg** mit mikroskopischen und geochemischen Methoden. Er kommt zu dem Schluss, dass der Intrusivdiabas auf der Grube Füsseberg am ehesten einen unterkarbonischen Vulkanit darstellt.

Nach HENTSCHEL (in FENCHEL et al. 1985: 40) scheidet ein Intrusivdiabas der Givet-Adorf-Phase (Typ 10 in der Aufstellung nach Hentschel) aus: "Gesteinstyp 10, in dem Olivin (in Pseudomorphosen) und Hornblende wesentliche Minerale sind, entfällt, da diese Bestandteile dem Füsseberger Gestein (bis auf Spuren von Hornblende) fehlen". Allerdings konnten Olivin-Pseudomorphosen nun doch deutlich gesehen werden (Abb. 32). Nach HENTSCHEL (in FENCHEL et al. 1985: 40) korreliert der Intrusivdiabas also am ehesten mit den vor ca. 350 Ma großräumig angelieferten tholeiitischen (subalkalischen) Metabasalten der vulkanischen Phase I des Unterkarbons (NESBOR 2004), die neben Intrusionen vor allem die bedeutende "Deckdiabas-Formation" geliefert hat. Die Diabas-Lagergänge zeigen sich aufgrund ihrer grobkristallinen Textur meist als Metadolerite, die beobachtete, feinkörnige Ausprägung der Intrusiv-Diabase am Kontakt ist hingegen durch eine rasche lokale Abkühlung zwangsläufig erkärbbar. Die neueren petrographischen Untersuchungen an tholeiitischen Metadoleriten der Unterkarbon Phase I durch NESBOR (2004: 160) ähneln durchaus den älteren Beschreibungen des Intrusivdiabases in der **Grube Füsseberg** durch HENTSCHEL (in FENCHEL et al. 1985:41).

In der **Grube Werner** (Bendorf) schneidet nach QUIRING (1931a) ein jüngerer Diabasgang die Eisenspat-Gänge, die ihrerseits Singhofen-Schichten durchschlagen. Die Singhofen Schichten datieren ins Unterdevon, Unter-Ems (MEYER & STETS 1996: 51). Es ist zu vermuten, dass auch der intrusive Diabas im Bereich der **Grube Werner** demselben, großräumigen (FLICK 2010) unterkarbonischen Vulkanismus zugeordnet werden kann, möglicherweise in Fortsetzung der Dill-Eder-Mulde, welche im Bereich des Westerwaldes unter das Deckgebirge abtaucht und in der Moselmulde ihre Fortsetzung findet (MEYER & STETS 1996: 100, 104). Diese Annahme wird gestützt durch eine der Dill-Eder-Mulde folgende NE-SW Streichrichtung der Diabasgänge auf Blatt Bendorf (MEYER & STETS 1996: 105). Nach MEYER (1986: 179f.) werden im Gebiet der unteren Mosel Ems-Schichten von einigen Diabas-Gängen durchschlagen, schwarmartige Diabas-Vorkommen treten auch noch in der Moselmulde im Trierer Raum auf. In der umfangreichen Beschreibung zum Bergbau und den Erzparagenesen in der Eifel durch REPPKE (1995) taucht Magnetit nur innerhalb der sulfidischen Erzparagenesen auf, nicht als Kontakterscheinung. REPPKE (1995: 56) interpretiert den Magnetit als Reaktionsprodukt bei der Umwandlung (Pyritisierung) von Pyrrhotin, da er gelegentlich noch Pyrrhotin-Reste enthält, bzw. kleine Magnetit-Körner in Zinkblende als Folger einer Umkristallisation selbiger (REPPKE 1995: 76). Kontakte von Diabasen mit Erzgängen in der Eifel sind dem Verfasser bisher nicht bekannt geworden. Im Grenzgebiet zwischen dem Wied-Bezirk und dem südlich benachbarten Emser Pb-Zn-Erzrevier erwähnt WALTHER (in FENCHEL et al. 1985: 119 u. 376) die **Grube Mühlenbach** östlich Koblenz, wo stark alterierter Diabas die Siderit-Vorphase der dortigen Blei-Zink-Vererzung in einem Begleit-Trüm des

Eichelberger Ganges durchschlägt (BUSCHENDORF & WALTHER 1957). Diese Autoren vermuten ein unterkarbonisches Alter des dortigen Diabases (wie auch des eingangs erwähnten "Weißen Gebirges").

Somit wären die Diabas-Intrusionen auf den genannten Gruben deutlich jünger als die vermutlich in das Devon zu legende variszische Siderit-Mineralisation. STADLER (in FENCHEL et al. 1985: 119) gibt an, dass die Bildung einer jüngeren, Magnetit-freien Siderit-Generation am Diabas-Kontakt auf der **Grube Füsseberg** nahelegt, dass die Diabas-Intrusion noch in das Ende der Siderit-Abscheidung fiel. Diese Annahme ist aber nicht zwingend nötig, da die von STADLER beschriebenen, jüngeren Siderit-Bildungen im Kontaktbereich zwangsläufig durch die oben erwähnten hydrothermalen Begleitphänomene der Diabas-Intrusion erklärt werden können, wobei durchaus erheblich älterer Siderit remobilisiert und rekristallisiert werden konnte.

Auch die vulkanogen-sygenetischen Roteisenstein Lager vom Lahn-Dill-Typ (FLICK et al. 1990, NESBOR et al. 1993) sind stellenweise im Kontakt mit Paläovulkaniten unter Magnetitbildung alteriert, wie zum Beispiel von LIPPERT (in BENDER et al. 1997) für "Gruben im oberen Schelde-Tal" bei Dillenburg angegeben, sowie "auf einem Lager zwischen Schalstein und Grünstein bei Hirzenhain" (WENKENBACH 1879: 201). Eine genauere Angabe findet sich in BRAUNS (1905: 633), er gibt die Bildung von "Magneteisen" am Roteisenstein durch Kontakt mit Deckdiabas auf der **Grube Königszug** (Oberscheld) an.

Nach eigenen Funden findet sich Magnetit derzeit noch recht häufig im Bereich der oberen Stollen der **Grube Schöner Anfang** bei Kölshausen-Breitenbach in der Dillmulde (GEORG, HAUS & POREZAG 1986: 69). Da diese Roteisenstein-Lager an der Givet-Adorf Grenze gebildet wurden ("Grenzlager") und sich die metabasaltischen Vulkanite und Vulkaniklastite ("Schalstein") der Givet-Adorf-Phase in deren Liegendem befinden (NESBOR in BENDER et al. 1997), kommt für die genannte Magnetitbildung an den Roteisenstein-Grenzlagerstätten bei Fehlen von tertiären Basalten am ehesten der basaltische Vulkanismus der Phase I des Unterkarbons (intrusive, tholeiitische Metabasalte) in Frage (BENDER et al. 1997: 240, 264-266, 279, 283).

Größere Nester von Hämatit in der Gangmasse, wie z. B. von JUNG (1858), wie oben ausgeführt, auf der **Grube Alte Birke** auf der Eisernhardt bei Siegen beschrieben, lassen jedoch ein zusätzliches Auftreten der eigenständigen, spätvariszischen hydrothermalen Rejuvenation ("Eisenglanzphase" in FENCHEL et al. 1985) vermuten, zumal ja auf der **Grube Hohle(r)stein** an der Eisernhardt die Rejuvenations-Paragenese nachgewiesen ist (WAGNER, 1999; ADELMANN 2021). Bereits BORNHARDT (1910: 348) merkte an, dass die Eisenglanz- und Rotspatbildung auf der **Grube Alte Birke** unabhängig von den tertiären Basalt-Eruptionen und älter als diese sei. Auf **Grube Werner** (Bendorf), wo ebenfalls Magnetit auftritt, erwähnte BORNHARDT (1910: 315) ebenfalls noch das Auftreten von Eisenglanz, bzw. mit Hämatit imprägniertem Siderit ("Rotspat"). Wie in der Literaturübersicht in Kap. 2 erwähnt, schätzt bereits QUIRING (1931a: 50) das signifikante Vorkommen von Eisenglanz (abgebaut wurden ca. 10.500 Tonnen) im Bereich der **Gruben Werner/Löh** bei Bendorf als ein Produkt einer "jüngeren Thermalperiode" ein. Das Auftreten größerer Hämatit-Nester auf **Grube Alte Birke** und **Grube Werner** legt daher ein zusätzliches Auftreten der hydrothermalen Rejuvenation auf diesen Gruben nahe. Eigene erzmikroskopische Ergebnisse (ADELMANN & SCHAEFFER 2025) bestätigen das Vorliegen der hydrothermalen Rejuvenation auf der Grube Werner und schließen damit eine Lücke in der aktuell bekannten geografischen Verbreitung dieser Mineralisation zwischen dem Siegerland (WAGNER 1999) und der SW-Eifel (ADELMANN 2021).

5. Schlussfolgerungen

Wie dargestellt, sind intrusive Vulkanite recht häufig in der Bergwerks-Literatur des Siegerland-Wieder Spateisenstein-Bezirks beschrieben, oftmals fehlen jedoch deutliche Überprägungen der Erzgänge im Sinne einer Thermometamorphose. Echte Thermometamorphosen an Erzgängen im Siegerland-Wieder Spateisensteinbezirk sind nach den hier vorliegenden Funden und Befunden bestätigt für den tertiären Basaltkontakt an der **Grube Alte Birke** (Eisernhardt, Siegen), dem Versuchs-Bergbau (Schurf) der **Pinge Kronprinz** am Nenkersberg bei Burbach sowie für den Kontakt an der Diabas-Intrusion im Bereich der **Verbundgrube Füsseberg** (Biersdorf), speziell im Bereich der später hierzu konsolidierten, ehemals eigenständigen **Grube Glaskopf**.

Nach der Literaturlage zu vermuten sind Magnetitbildungen an Diabas-Kontakten auf der **Grube Werner** (Bendorf am Rhein).

Im Grubengebäude der **Grube Peterszeche** (Burbach) kam es, wie in der Literaturübersicht dargestellt, zu mehreren Kontakten von Vulkaniten mit Erzgängen, offenbar jedoch ohne Veränderungen des ursprünglichen Ganginventars am Kontakt. Folglich kann dort ohne neue Daten derzeit keine Kontaktmetamorphose im engeren Sinne bestätigt werden. Die Frage, ob es sich bei dem intrusiven Vulkanit in der Lagerstätte der **Grube Peterszeche** um tertiären Basalt oder um Paläovulkanite handelt, kann letztlich nur durch Untersuchung des Gesteins beantwortet werden.

Auf der **Grube Steinkopf/Neue Hoffnung** konnte eine Umwandlung von Brauneisenstein in Magnetit nicht nachgewiesen werden, daher kann man dort nach den vorliegenden Befunden nicht, wie in der Literatur angegeben, vom Auftreten einer Thermometamorphose sprechen. Die dortigen Bildungen von Eisenjaspis und Chalcedon sind durchaus als niedrig-temperierte Bildungen durch Hydrothermen im Rahmen des ehemaligen Vulkanismus am Steinkopf erklärbar.

In der dem Siegerland unmittelbar benachbarten Dill-Eder-Mulde sind vulkanogen-syngenetische Roteisenstein Lager vom Lahn-Dill-Typ an der Givet-Adorf Grenze ("Grenzlager") weit verbreitet. Diese Lagerstätten waren ehemals Gegenstand eines extensiven Eisenerz-Bergbaus. Auch hier finden sich stellenweise Magnetitbildungen im Kontakt des Roteisensteins mit intrusivem Diabas des Unterkarbons. Beispiele sind die **Grube Schöner Anfang** bei Kölshausen-Breitenbach, **Grube Fortuna** (Solms-Oberbiel) und **Gruben im oberen Scheldetal** NE Dillenburg.

Eine von STADLER (in FENCHEL et al. 1985: 119) angegebene zeitliche Korrelation der Diabas-Intrusion auf der **Grube Füsseberg** mit dem Ende der variszischen Siderit-Mineralisation ist nicht zwingend. Eine von STADLER als Beleg hierfür genannte, jüngere Siderit-Generation im Kontaktbereich kann alternativ als Bildung lokaler, den Kontakt begleitender hydrothermaler Vorgänge interpretiert werden, unter denen vorbestehender Siderit mobilisiert und rekristallisiert ist. Die intrusiven Diabase auf der **Grube Füsseberg** im Siegerland und vermutlich auch auf der **Grube Werner** bei Bendorf am Rhein korrelieren am ehesten mit dem vor ca. 350 Ma großräumig angelieferten tholeiitischen Metabasalt der Vulkanischen Phase I des Unterkarbons (NESBOR 2004), allerdings sind auch die etwas weniger häufigen Vulkanite des Mittel-/Oberdevon-Zyklus ähnlich weiträumig in den Antiklinalstrukturen von Taunus und Siegerland vertreten (NESBOR 2024: 207, 220). Die Diabas-Intrusionen sind damit als deutlich jünger anzusehen als die vermutlich im Devon gebildeten variszischen Siderit-Erzgänge. Für die Diabas-

Intrusionen im Kontakt mit Roteisenstein-Lagern des Lahn-Dill-Typs in der dem Siegerland benachbarten Dillmulde kommen ebenfalls die vor ca. 350 Ma großräumig angelieferten tholeiitischen Metabasalte der Vulkanischen Phase I des Unterkarbons in Frage.

Eine von SCHNORRER & LATSC (1994, 1997) auf der **Grube Grüne Au** postulierte "tertiäre Thermometamorphose" der Erzgänge an einer vom nahen Steimelberg ausgehenden Basaltinvasion ist anzuzweifeln. Die aktuellen Funde und Befunde inklusive des Auffindens einer Röstofen-Ruine im Bereich des oberen Stollens der **Grube Grüne Au**, der Verteilung der hitzealterierten Erzstücke, sowie die angesprochenen morphologischen Vergleiche der Alterationen von **Grüne Au** mit Röstofenprodukten bzw. gesicherten Thermometamorphosen im Untersuchungsgebiet lassen die stark thermisch alterierten Gesteins- und Erzproben im Wald im Bereich des oberen Stollens der **Grube Grüne Au** am ehesten als Röstofenprodukte von gepochtem Erz erscheinen. Der Magnetit, aber auch besonders die nach SCHNORRER & LATSC (1994, 1997) neu beschriebenen, vielfältigen silikatischen Bildungen von der **Grube Grüne Au** sind somit am ehesten als Schlackenminerale anzusprechen und nicht Bestandteil des natürlichen Mineralinventars der Grube. Minerale wie Fayalit, Tephroit, Sekaninait, Hedenbergit, Cristobalit, Tridymit von der benachbarten **Grube Pius** sind nach Ansicht des Verfassers auch verdächtig auf Schlackenbildung und weisen nicht notwendigerweise auf eine weitere "tertiäre Thermometamorphose" hin, wie von SCHNORRER & LATSC (2000) für dort angegeben. Beide Autoren geben zudem im selben Artikel auf S. 16 an, dass sich im Längenfeld der **Grube Pius** Zeichen von frühneuzeitlicher Verhüttung finden lassen.

Die Erwähnung von größeren Hämatit-Mengen kann im Bereich der **Grube Alte Birke** vermutlich auf ein Auftreten der spätvariszischen, hydrothermalen Rejuvenation dort zurückgeführt werden. Historische Angaben zu abbauwürdigen Hämatit-Mengen auf der **Grube Werner** sowie eigene erzmikroskopische Ergebnisse (ADELMANN & SCHAEFFER 2025) bestätigen das Vorliegen der hydrothermalen Rejuvenation auf der **Grube Werner** und schließen damit eine Lücke in der aktuell bekannten geografischen Verbreitung dieser Mineralisation zwischen dem Siegerland und der SW-Eifel (ADELMANN 2021).

Dank

HEINER FLICK (Marktoberdorf), und DIETER NESBOR (Wiesbaden) danke ich für Diskussionen und kritische Durchsicht. ANNE ZACKE, Institut für Geowissenschaften der Universität Bonn, danke ich für die Möglichkeit zur Beprobung der geologisch-mineralogischen Sammlung. ROGER LANG, Landesamt für Geologie und Bergbau RLP in Mainz, danke ich für Literatur und Proben aus dem Bestand des Landesamtes. ROLF GOLZE (Hilchenbach) und MEINHARD WEBER (Verein für Siegerländer Bergbau e.V., Siegen) danke ich für die Bereitstellung von Original-Literatur und Karten. THOMAS KETTNER (Netphen) danke ich für die Bereitstellung von Proben.

Literatur

ADEL-HALL, J.M. (2007): The Opaque Mineralogy of Basalts from DSDP LEG 26 – In: Deep Sea Drilling Project (DSDP), Volume XXVI, chapter 20; http://www.deepseadrilling.org/26/dsdp_toc.htm

- ADELMANN, H. G. (2021): Die hydrothermale Rejuvenation im Rheinischen Schiefergebirge – neue Erkenntnisse zu einer weniger bekannten Mineralisation. – *Geol. Jb. Hessen*, **140**: 145–182, 21 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- ADELMANN, H. G. & KLEIN, E. (2019): Vererzungen in der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke (MTV) und kontaktmetamorphe Veränderungen im südlichen Siegerland. – *Der Aufschluss* **70**: 345–357; Heidelberg.
- ADELMANN, H. G. & SCHAEFFER, R. (2025): Update zur Paragenese der hydrothermalen Rejuvenation im Rheinischen Schiefergebirge. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **53**: 67–110, 41 Abb.; Mainz. <https://doi.org/10.23689/fidgeo-9882>
- BENDER, P., LIPPERT, H.-J. & NESBOR, H.-D. (1997): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25.000, Blatt Nr. 5216 Oberscheld. – 2. Aufl., 41 Abb., 28 Tab., 2 Beibl., Wiesbaden.
- BORNHARDT, W. (1912): Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung (Tl. II). – *Arch. Lagerstättenforsch.*, **8**: VIII + 444 S., 57 Abb., 6 Tab., 14 Gangbilder; Berlin.
- BORNHARDT, W. (1910): Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung (Tl. I). – *Arch. Lagerstättenforsch.*, **2**: XII + 415 S., 81 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- BOSUM, W., & DÜRBAUM, H.-J., FENCHEL, W., FRITSCH, J., LUSZNAT, M., NICKEL, H., PLAUMANN, S., SCHERP, A., STADLER, G. & VOGLER, V. (1971): Geologisch-lagerstättenkundliche und geophysikalische Untersuchungen im Siegerländer-Wieder Spateisensteinbezirk. – *Beih. geol. Jb.*, **90**: 139 S., 41 Abb., 4 Tab., 9 Taf.; Hannover.
- BRAUNS, R. (1902): Die zur Diabasgruppe gehörenden Gesteine des Rheinischen Schiefergebirges. – In: *Sitzungsber. Königl. Preuß. Akad. Wiss.* **30**: 630–638; Berlin.
- BUSCHENDORF, F. & WALTHER, H. W. (1957): Zur Altersbeziehung von Blei-Zinkvererzung und Diabasaufstieg im östlichen Lahn-Hunsrück-Bezirk (südl. Rheinisches Schiefergebirge). – *N. Jb. Mineral. Abh.*, **91**: 455 – 484. Stuttgart.
- BUSZ, K. (1901): Magneteisen von Grube Louise. – *Centralbl. Min. Geol. u. Pal.*: S. 489.
- CLARK A., J. (1990): Seeing beneath the soil. – London (B. T. Batsford Ltd).
- CRAIG, J.R. & VAUGHAN, D.J. (1994): Ore Microscopy and Ore Petrography. – 434 S., New York (John Wiley & Sons).
- ERBREICH, L. (1856): Grube Landeskron. Grund- und Saigerriss aus dem Jahr 1856, letzte Aktualisierung 1895. – Archiv Bezirksregierung Arnsberg, Abteilung 06 Bergbau und Energie in NRW.
- FENCHEL, W., GIES, H., GLEICHMANN, H.D., HELLMUND, W., HENTSCHEL, H., HEYL, K.H., HÜTTENHAIN, H., LANGENBACH, U., LIPPERT, H. J., LUSZNAT, M., MEYER, W., PAHL, A., RAO, M. S., REICHENBACH, R., STADLER, G., VOGLER, H. & WALTHER, H.W. (1985): Sammelwerk Deutsche Eisen-erzlagerstätten: I. Eisenerze im Grundgebirge (Varistikum): 1. Die Sideriterzgänge im Siegerland-Wied-Distrikt. – *Geol. Jb.*, **D 77**: 3-517, 128 Abb. 38 Tab., 31 Taf.; Hannover.
- FLICK, H. (1977): Geologie und Petrographie der Keratophyre des Lahn-Dill-Gebietes (südliches Rheinisches Schiefergebirge). – *Clausthal. Geol. Abh.*, **26**: 1-231, 78 Abb., 6 Tab., 7 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.
- FLICK, H. (2010): Lahn-Dill-Gebiet. Riffe, Erz und edler Marmor. – Streifzüge durch die Erdgeschichte, hrsg. von G. MEYENBURG. – 116 S., 64 Abb., 2 Tab., 1 Kt.; Wiebelsheim (Quelle & Meyer, Edition Goldschnecke).
- FLICK, H. & NESBOR, H.-D. (1988): Der Vulkanismus in der Lahnmulde. – *Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver.*, N. F. **70**, 411-475, 26 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- FLICK, H., NESBOR, H.-D. & BEHNISCH, R. (1990): Iron ore of the Lahn-Dill-type formed by diagenetic seeping of pyroclastic sequences – a case study on the Schalstein section at Günsberg (Weilburg). – *Geol. Rundsch.*, **79/2**: 401-415, Stuttgart (Enke).
- GEORG, R., HAUS, R. & POREZAG, K. (1986): Erzbergbau in Hessen, Historische Fotodokumente mit Erläuterungen. 1870–1983. – 2. Aufl., 479 Seiten, 517 SW-Abb., Wetzlar (Förderverein Besucherbergwerk Fortuna e.V., Hrsg.).
- GOLZE, R., HENRICH, M., HUCKO, S. & STÖTZEL, N. (2013): Siegerland & Westerwald. Bergbaugeschichte - Mineralienschätzte - Fundorte. – 800 S.: zahlr. Ill., graph. Darst. Salzhemendorf-Lauenstein: Bode.
- HEANEY, P. J. (1993): A proposed mechanism for the growth of chalcedony. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **115** : 66-74.
- HEUSLER, C. (1902): Über die Beziehungen von Erzgängen zu Eruptivgesteinen. – *Verh. Nat. hist. Ver. preuss. Rheinl. Westph.*, **58**: 53-65;
- HEUSLER, C. (1897): Beschreibung des Bergreviers Brühl-Unkel und des Niederrheinischen Braunkohlebeckens. Bonn (Marcus).
- HOFFMANN, A. (1964): Beschreibung rheinland-pfälzischer Bergamtsbezirke, Bd. I, Bergamtsbezirk Betzdorf. – 260 S., 20 Abb., 1 Kt. Essen (Glückauf).
- HOTENROTT, M. (2021): Westerwald. – In: Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (Hrsg.): Geologie von Hessen. 705 S., 300 Abb., 42 Tab., 2 Taf. Stuttgart (Schweizerbart).
- HUNDT, TH., GERLACH, G., ROTH, F. & SCHMIDT, W. (1887): Beschreibung der Bergreviere Siegen I, Siegen II, Burbach und Müsen. – 280 S. + Beil.; Bonn (Marcus).
- JUNG, W. (1858): Magneteisensteinvorkommen auf Grube Alte Birke bei Eisern. – *Verh. Nat. hist. Ver. preuss. Rheinl. Westph.*, **15**, S. 203 ff.
- JUX, U. (1983): Erläuterungen zu Blatt 5010 Engelskirchen. Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25.000. – 148 S.; Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen; Krefeld.
- KIRNBAUER, T. & HUCKO, S. (2011): Hydrothermale Mineralisation und Vererzung im Siegerland. – *Der Aufschluss*, **62**: 257-296; Heidelberg.
- KLIVER, H. (1858): Riss der Grube Peterszeche, Burbach, Wilhelmshoffnung Stollensohle. – Archiv Bezirksregierung Arnsberg, Abteilung 63 Bergbau und Energie.
- LOTZ, H. (1902): Beitrag zur Kenntnis vom Alter der Siegerländer Erzgänge. – *Zeitschr. f. prakt. Geol.*, **15**: 251.
- MARTIN, C. & EIBLMAIER, M. (2003): Lexikon der Geowissenschaften. – Gesamtausgabe in 5 Bänden + 1 Registerband. Berlin (Spektrum Akademischer Verlag).
- MATTHES, S. (1983): Das geologische Auftreten der Gesteinsmetamorphose und ihrer Produkte. – In: *Mineralogie – eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde*. – XIV, 417 S.; Berlin, Heidelberg (Springer).
- MEYER, W. (1986): Geologie der Eifel. – 704 S., 157 Abb., 12 Tab., 8 Taf.; Stuttgart (Schweizerbart).
- MEYER, W. & STETS, J. (1996): Das Rheintal zwischen Bingen und Bonn. – Sammlung geologischer Führer **89**. 386 S., 44 Abb., 2 Beil. Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- NESBOR, H.-D. (2004): Paläozoischer Intraplattenvulkanismus im östlichen Rheinischen Schiefergebirge - Magmenentwicklung und zeitlicher Ablauf. – *Geol. Jb. Hessen*, **131**: 145–182, 21 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- NESBOR, H.-D. (2024): Paläozoischer Vulkanismus im Rheinischen Schiefergebirge als Indikator für die geotektonische Entwicklung in Mitteleuropa. – *Geol. Jb. Hessen*, **141**: 197-246, 19 Abb., 3 Tab.; Wiesbaden 2024.
- NESBOR, H.-D., BUGGISCH, W., FLICK, H., HORN, M. & LIPPERT, H.-J. (1993): Vulkanismus im Devon des Rhenoherzynikums. Fazielle und paläogeographische Entwicklung vulkanisch geprägter mariner Becken am Beispiel des Lahn-Dill-Gebietes. – *Geol. Abh. Hessen*, **98**: 3-87, 37 Abb., 8 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.

- NÖGGERATH, J. (1856): Spateisenstein in Magneteisenstein übergehend von der Grube Alte Birke bei Siegen. – Verh. Nat. hist. Ver. Rheinl. Westf., **13**: LXXVII.
- NÖGGERATH, J. (1822a): Ein Paar Basaltgänge im Grauwackengebirge des Landes Siegen. – In: Das Gebirge in Rheinland-Westphalen nach mineralogischem und chemischem Bezuge, Bd. **1**: S. 113 ff.
- NÖGGERATH, J. (1822b): Zusammenvorkommen von Basalt und basaltartigen mit erzführenden Gängen im rheinisch-westfälischen Übergangsgebirge. – In: Das Gebirge in Rheinland-Westphalen nach mineralogischem und chemischem Bezuge, Bd. **1**: S. 116 ff.
- QUIRING, H. (1931a): Erläuterung zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Bl. Bendorf. – 67 S.; Berlin.
- Quiring, H. (1931b): Erläuterung zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Bl. 5114. – Siegen, 81 S., 9 Abb., 10 Tab.; Berlin.
- RAMDOHR, P. (1980): The Ore Minerals and Their Intergrowths. – 2nd edition. 1205 p. Pergamon.
- RAO, M.S., (1967): Die Kupfererzparagenesen im Siegerland-Wieder-Spateisensteinbezirk, ihre Verbreitung und Genese. – Diss. TH Clausthal, 75 S., 50 Abb. 23. Tab., 3 Anl., Clausthal.
- REISCHMANN, T. & NESBOR, H.-D. (2021): Vulkanische Gesteine. – In: Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (Hrsg.): Geologie von Hessen. 705 S., 300 Abb., 42 Tab., 2 Taf. Stuttgart (Schweizerbart).
- RIBBENTROP, A. (1882): Beschreibung des Bergreviers Daaden-Kirchen. – 66. S.; Bonn (Marcus).
- SCHMIDT, F. W. E. (1848): Die Basaltgänge in dem rheinisch-westphälischen Schiefergebirge, oder nordwärts der Basaltregion des Westerwaldes, und in der Umgebung des Siebengebirges. – In: Archiv f. Mineralogie, Geognosie, Bergbau u. Hüttenkunde, **22**: 103–205. Berlin (Reimer).
- SCHMIDT, J. C. L. (1828): Über die Wirkungen des Basaltes. – Zeitschr. Min., **22**(1): 430-431; Stuttgart.
- SCHMIDT, J. C. L. (1823): Über das Vorkommen des Basalts am Druidenstein bei Heckersdorf und in der Zeche Neue Mahlscheid unweit Daaden im Bergamts-Bezirk Siegen. – In: NÖGGERATH, J.: Das Gebirge in Rheinland-Westphalen nach mineralogischem und chemischem Bezuge, Bd. **2**: 216–249.
- SCHNORRER, G. & LATSCHE, H. (2000): Klein und fein: Die Mineralien der Grube Pius bei Schutzbach im Siegerland. – Mineralien-Welt, **11**, 16-31.
- SCHNORRER, G. & LATSCHE, H. (1997): Die Mineralien der Grube Grüneau bei Schutzbach im Siegerland (Teil I). – Lapis, **22** (12): 18-36.
- SCHNORRER, G. & LATSCHE, H. (1994): Geschichte und Geologie der ehemaligen Grube Grüneau bei Schutzbach im Siegerland. – Der Aufschluss, **45**: 105-110.
- SCHRÖCKE H. & WEINER K. L. (1981): Mineralogie. Ein Lehrbuch auf systematischer Grundlage. – 964 S.; Berlin New York (de Gruyter).
- THÜNKER, M. (2001): Erläuterungen zu Blatt 5114 Siegen. Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25.000. – 80 S.; Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen (Krefeld).
- ULLMANN, J. C. (1814): Systematisch-tabellarische Uebersicht der mineralogisch einfachen Fossilien: 297; Cassel und Marburg (Kriegersche Buchhandlung).
- WAGNER, Th. (1999): Spätvaristische hydrothermale Mineralisationen im Rheinischen Schiefergebirge. – Freiberger Forschungshefte C **478** Geowissenschaften, 194 S.; Technische Universität Bergakademie Freiberg.
- WENCKENBACH, Fr. (1879): Übersicht über die in Nassau aufgefundenen einfachen Mineralien. – Jahrb. Nass. Ver. Naturk., **32**. https://www.zobodat.at/pdf/Jahrbuch-Nassauischen-Verein-Naturkunde_31-32_0147-0219.pdf
- WINTER, J. (2006): Zirkon-Tephrostratigraphie – stratigraphische Abfolge und Genese der Keratophyr-Horizonte des Sauerlandes (Unterdevon, Rheinisches Schiefergebirge). – Z. dt. Ges. Geowiss., **157**(2): 155-202, 14 Abb., 7 Tab.; Stuttgart.
- WOLF, G. (1885): Beschreibung des Bergreviers Hamm an der Sieg. – 137 S.; Bonn (Marcus).
- ZITZMANN, A., BENDER, P., KONRAD, H.-J. & MITTMAYER, G. (1989): Geologische Übersichtskarte 1:200.000, Blatt CC 5510 Siegen. – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Zusammenarbeit mit den Geologischen Landesämtern der Bundesrepublik Deutschland (Hrsg.); Hannover.

Update zur Paragenese der hydrothermalen Rejuvenation im Rheinischen Schiefergebirge

HOLGER G. ADELMANN & REINHARD SCHAEFFER

Kurzfassung: Die sogenannte hydrothermale Rejuvenation ist eine spätvariszische, eigenständige Hydrothermalaktivität, die im Rheinischen Schiefergebirge vom Kerngebiet des Siegerländer Bergbaureviers um die Stadt Siegen bis in den SW angrenzenden Westerwald bzw. den Erzbezirk an der Wied und zuletzt auch im SW der Eifel nachgewiesen wurde. Aktuell wurde das Auftreten der hydrothermalen Rejuvenation im Remscheider Sattel vermutet und nun auch mikroskopisch bestätigt. Dieser Aufsatz versteht sich als Erweiterung und Ergänzung einer Übersichtsarbeit zur hydrothermalen Rejuvenation, die einer der Verfasser vor nicht allzu langer Zeit publiziert hat. In der vorliegenden Arbeit werden weitere Vorkommen der Rejuvenations-Paragenese im Rheinischen Schiefergebirge vorgestellt und diskutiert, und darunter auch solche, für die eine hydrothermale Rejuvenation zwar anzunehmen ist, das paragenetische Bild jedoch vom bisher beschriebenen Archetyp abweicht. Es wird eine paragenetische Definition dieser Mineralisationsphase vorgeschlagen, welche eine bessere Einordnung und auch Abgrenzung der Rejuvenation zu anderen Mineralisationen ermöglicht, die auf den ersten Blick verwandt erscheinen mögen.

Schlüsselwörter: Rejuvenation, hydrothermal, Rheinisches Schiefergebirge, Erzgänge, Paragenese, Hämatit, Bornit, Chalkosin

Abstract: The so-called hydrothermal rejuvenation is a late Hercynian, independent hydrothermal activity that has been previously documented in the Rhenish massif from the central area in the Siegerland mining district around the city of Siegen to the southwestern bordering Westerwald area, the Wied ore district, and a few years ago in the southwest Eifel region as well. Most recently, the occurrence of the hydrothermal rejuvenation was suspected in the Remscheid anticline where it has now been confirmed with ore microscopy. This article is intended as an extension and supplement to a review article on the hydrothermal rejuvenation published recently by one of the authors. The current study presents and discusses further occurrences of the rejuvenation paragenesis in the Rhenish Slate Mountains, including those for which the hydrothermal rejuvenation was suspected, but the paragenetic pictures deviate from the previously described archetype. A distinct paragenetic definition of this mineralization phase is proposed, which allows a better classification and differentiation of the hydrothermal rejuvenation from other mineralizations that may appear related at first glance.

Keywords: rejuvenation, hydrothermal, Rhenish massif, ore veins, paragenesis, hematite, bornite, chalcocite

Abkürzungen:

PPL = Plane-Polarised Light (linear polarisiertes Licht), XPL = Polarisiertes Licht mit Polarisator und Analysator in Kreuzstellung.

Synonyme:

Spat(h)eisenstein = Spat(h) = Eisenspat = Siderit, Eisenglanz = Hämatit

Alle Abbildungen, falls nicht anders angegeben, von den Verfassern.

<https://doi.org/10.23689/fidgeo-9316>

Manuskript eingegangen am 24.04.2025

Anschrift des Autors:

Dr. HOLGER G. ADELMANN
Schillerstraße 11a
D-50968 Köln
E-Mail: holger.adelmann@t-online.de

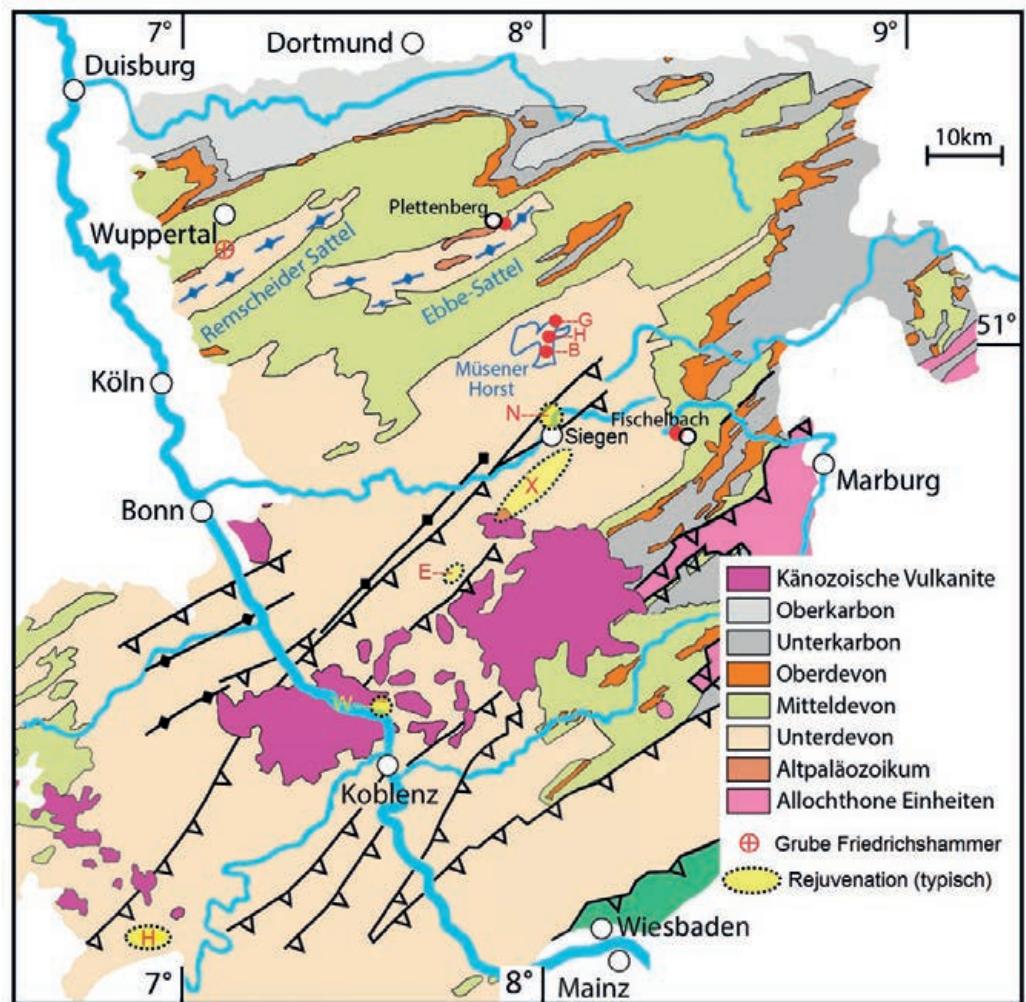


Abb. 1: Übersichtskarte mit Lage der ausgewählten Fundpunkte: Das rote Kreuz im Kreis markiert die Grube Friedrichshammer (Wuppertal-Cronenberg), roter Punkt SE Plettenberg = Grube Vorsehung, roter Punkt W Fischelbach = Grube Gonderbach. Im Bereich des Müsener Horstes, der mit seinen wichtigsten Randstörungen eingezeichnet ist, bezeichnet H = Grube Heinrichsseggen (Littfeld), G = Grube Glanzenberg (Silberg), B = Grube Brüche (Müsener). Gelbe elliptische Flächen mit punktiertem Rand bezeichnen publizierte & verifizierte Bereiche mit Auftreten der Rejuvenation. Hierbei bezeichnen N = Grube Neue Haardt (Siegen-Weidenau) und Nachbargruben, E = Grube Eiskeller (Welkenbach), W = Grube Werner (Bendorf / Rhein), H = Grube Neuglück (Hasborn) und Fundpunkte östlich davon bis Bad Bertrich, X bezeichnet einen langen Streifen mit Auftreten der Rejuvenation SE der Siegener Hauptüberschiebung vom Bereich Siegen-Eisern im NE über den Eisernhardter Gangzug, den Steimel-Arbacher Gangzug, den Kulnwalder Gangzug, den Schutzbacher Gangzug bis hin zur Grube Bindweide (Steinebach) im SW.

1. Einführung

Dieser Aufsatz versteht sich als Erweiterung und Ergänzung zur Übersichtsarbeit zur hydrothermalen Rejuvenation, die einer der Verfasser vor nicht allzu langer Zeit publiziert hat (ADELMANN 2021). In der vorliegenden Arbeit werden weitere Vorkommen der Rejuvenations-Paragenese im

Rheinischen Schiefergebirge vorgestellt und diskutiert, darunter auch solche, für die eine hydrothermale Rejuvenation zwar anzunehmen ist, das paragenetische Bild jedoch vom beschriebenen Archetyp abweicht.

Die letzte große Monographie zu den hydrothermalen Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge wurde von FENCHEL et al. (1985) verfasst. Die Grundzüge des tektonischen Rahmens, der verschiedenen hydrothermalen Mineralisationen (FENCHEL et al. 1985), sowie detaillierte und aktualisierte Untersuchungen zur hydrothermalen Rejuvenation wurden zuletzt von ADELmann (2021) dargestellt. Es folgt eine kurze Zusammenfassung.

Die sogenannte hydrothermale Rejuvenation ist eine spätvariszische, eigenständige Hydrothermalaktivität, die im Rheinischen Schiefergebirge vom Kerngebiet des Siegerländer Bergbaureviere um die Stadt Siegen bis in den SW angrenzenden Westerwald bzw. den Erzbezirk an der Wied (Grube Eiskeller bei Welkenbach) nachgewiesen wurde. Die Rejuvenation zeigt möglicherweise eine weitere SW-Fortsetzung über die Grube Eiskeller hinaus auf der Grube Roßbach im gleichnamigen Ort, allerdings sind hier die Angaben zu Eisenglanz oder Hydrohämatis in der Literatur nicht ganz eindeutig. In der weiteren Fortsetzung nach Südwesten waren im Mittel Loh der Grube Werner bei Bendorf am Rhein aber beträchtliche Mengen Eisenglanz vorhanden (QUIRING 1931).

ADELmann (2021) konnte zuletzt weitere Fundpunkte einer typisch ausgeprägten hydrothermalen Rejuvenation im Bereich Hasborn / Bad Bertrich in der SW-Eifel hinzufügen und auch neue Hinweise zur Alterstellung und zum paragenetischen Ablauf dieser Mineralisation beitragen. Zu den bisher bekannten Vorkommen der Rejuvenations-Paragenese im Rheinischen Schiefergebirge und zu den im vorliegenden Aufsatz besprochenen Lokalitäten siehe die Übersicht in Abb. 1.

Diese spätvariszische hydrothermale Mineralisation, für die ADELmann (2021) zuletzt eine Zeitklammer von ca. 300 Ma bis 258 Ma vorgeschlagen hat, orientiert sich noch an variszischen Großstrukturen und überprägt vorbestehende Gänge mit variszischen Mineralisationen und erzeugt dabei typische Paragenesen. Die Bildung eigener Gänge, wie zum Beispiel bei der vermutlich ebenfalls spätvariszischen Antimon-Mineralisation (ADELMANN et al. 2024), wurde bisher bei der Rejuvenation nicht beobachtet. Die spätvariszische hydrothermale Rejuvenation reaktiviert die W-E, N-S und NW-SE streichenden älteren Gänge der variszischen Hauptmineralisation mit ihrer Siderit-Quarz- und etwas jüngeren Sulfid-Mineralisation. Die Teufenerstreckung dieser hydrothermalen Rejuvenation reicht dabei von der heutigen Oberfläche bis in Teufen von 200 - 400 m, in einzelnen Fällen wie zum Beispiel auf der Grube Neue Haardt bei Siegen-Weidenau zeigte sich noch bis in Teufen von 1000 m eine deutliche Hämatitführung (BORNHARDT, 1910, STADLER 1959). Die niedrig-salinaren, NaCl-KCl-H₂O-Fluide der Rejuvenation hatten vermutlich hohe Homogenisierungs-Temperaturen von z. T. mindesten 300-330 °C und zeigen Ähnlichkeiten zu denjenigen der Antimon-Mineralisation und der alpinotypen Zerrklüfte (WAGNER 1999).

RAO (1967: 21) unterschied in dieser "Rejuvenationsphase" eine initiale Periode mit heißen, aber mineral- und NaCl-armen, oxidierenden Hydrothernen, die bei Anwesenheit von Siderit den typischen Hämatit als Haupterz dieser Paragenese gebildet hat und so den älteren Namen "Eisenglanzphase" dieser Mineralisation begründete. In den typischen Vorkommen der Rejuvenation folgt auf die hochtemperierte Hämatit-Bildung ein "sulfidischer Nachhall" (SCHNORRER & LATSCHE 1997) mit vermehrter hydrothermalen Zufuhr von Cu (und teilweise Bi), in dem jetzt aber unter

mehr reduzierenden Bedingungen neue Cu(Fe)-Sulfide wie z. B. Bornit und Chalkosin (Details in Rao 1967), sowie lokal durch Wismut-Zufuhr Bi-Sulfosalze entstanden sind (ADELMANN 2021). Wittichenit als typisches Wismut-Mineral der Rejuvenation erfordert lokale Bi-Anreicherungen in den Thermen der Rejuvenation, da Wittichenit auch auftritt, wenn keine Bi-Vormineralisation besteht (ADELMANN 2021).

Cu-Sulfide treten in einer Vielzahl von Erzlagerstätten auf und sind für sich allein nicht diagnostisch für die Rejuvenation. Sie sind aufgrund ähnlicher optischer Eigenschaften nicht leicht zu differenzieren. Eine Unterscheidung zwischen diesen Cu_nS_m -Verbindungen ist im Lichtmikroskop kaum möglich, selbst in der Elektronenstrahl-Mikrosonde mitunter schwierig (WAGNER 1999: 92).

Chemisch sind die Kupfersulfide durch die Endglieder Covellin (CuS) und Chalkosin (Cu_2S) definiert. Die dazwischenliegenden Stöchiometrien repräsentieren eine Vielzahl von eigenständigen Mineralen, welche allerdings zum Teil metastabil sind (PÓSFAL & BUSEK 1994). Meist liegen mehrere dieser Minerale in einem Kupferglanz-Aggregat vor. Diese gelegentlich massig ausgebildeten, in der Regel zementativ gebildeten Kupferglanz-Aggregate aus z. B. Chalkosin, Djurleit, und Digenit wurden von den alten Bergleuten, wohl aufgrund von Glanz und Bruch als "Kupferglas-erz" bezeichnet (WAGNER 1998). Covellin zählt nicht zu den Kupferglanzen und tritt meist in der Zementationszone als sekundäre Bildung auf.

Wo vorbestehend, werden Co-Arsenopyrite der variszischen Vorphase ("Quarz-Kobalt-Gänge"; FENCHEL et al. 1985) durch die Rejuvenation in den Cu-Co-Thiospinell Carrollit überführt, wie ADELMANN (2021) zuletzt belegen konnte.

Bereits BORNHARDT (1910: 72) bemerkte die durch die Hydrothermen der Rejuvenation hervorgerufene auffällige Bleichung der direkten Nebengesteine, teils auch unter lokaler Hämatit-Imprägnierung (WAGNER 1999).

Details zur Bildung und Erscheinungsbild der typischen Paragenese der Rejuvenation werden in Kap. 3 gegeben. Es sollen in dieser Arbeit allerdings auch einige "atypische" Ausbildungen der Rejuvenation vorgestellt und diskutiert werden.

2. Ausgewählte Literatur und Beschreibungen der vorgestellten Fundorte

Nachfolgend soll die wichtige Literatur zu den für diese Arbeit ausgewählten Fundorten vorgestellt werden. Für generelle Literaturverweise zur Rejuvenation sei auf WAGNER (1999) und ADELMANN (2021) verwiesen, sowie auf die Referenzen in Kap. 3 dieser Arbeit.

Für diese Arbeit wurden bewusst Fundorte ausgewählt, für die neue Erkenntnisse vorliegen. Untersuchungen zu bisher bekannten Fundorten der Rejuvenation im Siegerland wurden zuletzt von ADELMANN (2021) vorgestellt. Mögliche weitere Fundorte der Rejuvenation mit allerdings nicht eindeutiger Literaturlage und Abwesenheit von eigenen Befunden sollen hier nicht betrachtet werden. Ein solches Beispiel ist die Grube Wingertshardt bei Voßwinkel. Hier finden sich in WETTIG (1974: Anl. 1m) und FENCHEL et al. (1985: 91, 101) zwar Hinweise auf das Auftreten der hydrothermalen Rejuvenation, diese wären allerdings noch durch neuere Untersuchungen zu verifizieren.

2.1 Mösener Horst (Gruben Heinrichssegen, Victoria, Glanzenberg)

Der Mösener Horst befindet sich an der Grenze von Siegerland und Sauerland. Er stellt eine Hochscholle des Morsbach-Mösener Schollensattels dar und ist gegen die jüngeren Schichten im Westen und Osten durch NS-verlaufende Randstörungen abgegrenzt (CLAUSEN 1991). Durch die Heraushebung der Sedimente des Horstes und der nachfolgenden Abtragung der jüngeren Schichten ist dort mit dem Gedinne die älteste Schichtenfolge im Siegerländer Bergbaurevier exponiert. Im östlichen Teil des Mösener Horstes sind im Silberg-Sattel sogar ober-silurische Schichten aufgeschlossen (Abb. 2, CLAUSEN 1991).

In der älteren Literatur gibt es hier einige wenige Hinweise auf das Auftreten der Rejuvenations-Paragenese. In der Beschreibung des Bergreviers Olpe, Arnsberg etc. (N.N. 1890: 75 u. 106) heißt es über die Grube Kuhlenberger Zug bei Welschenennest: "Auch ist der Roteisenstein auf dem Antoniusgange der Grube Kuhlenberger Zug vorgekommen, wo er nach der Teufe in Spateisenstein übergeht", und ferner: "Der Stehende Gang führte in der Kuhlenberger Stollensohle auf 180 in Länge bei 1 - 2 m Mächtigkeit roten grobblättrigen Spateisenstein, der noch 10 m tief niedersetzt und dann in gewöhnlichen Spateisenstein überging".

Im paragenetischen Teil in FENCHEL et al. (1985: 103f.) findet der Mösener Horst keine Erwähnung als Verbreitungsgebiet der "Eisenglanzphase", in den detaillierten Grubenbeschreibungen des Olpe-Müsener-Bezirks ab Seite 127 findet sich lediglich für die Grube Victoria bei Littfeld ein schwacher Hinweis auf Rotspat (FENCHEL et al. 1985: 138 f.). Für die Gruben Glanzenberg und Goldberg bei Silberg, die Gruben Heinrichssegen und Altenberg bei Littfeld, sowie die wirtschaftlich bedeutenden Mösener Gruben Stahlberg und Wildermann finden sich in den detaillierten Gangbeschreibungen in FENCHEL et al. (1985) keine Nennung von Rotspat oder Hämatit,

wohl aber bei WETTIG (1974: Anlage 1d: Grube Stahlberg incl. Schwabengrube). Außerdem existiert ein Eigenfund von Rotspat von einer Halde der Grube Stahlberg durch einen der Verfasser (RS). WAGNER (1998b: 171) führt an, dass die Mineralisation der Rejuvenationsphase im Bereich Mösener / Littfeld eine deutliche geringere Hämatitführung aufweist als im Siegener Kerngebiet.

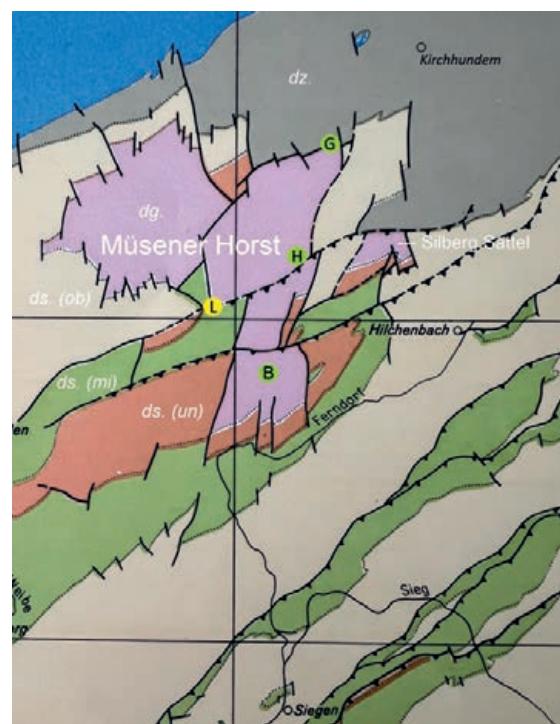


Abb. 2: Strukturkarte des nördlichen Siegerlandes mit dem Mösener Horst. Der Mösener Horst ist mit seinen wichtigsten, begrenzenden Randstörungen dargestellt. Im Mösener Horst ist Gedinne (neue Bezeichnung: Lochkovium) aufgeschlossen. Abkürzungen: dg. = Gedinne, ds. (un) = Untersiegen, ds. (mi) = Mittelsiegen, ds. (ob) = Obersiegen, dz. = Emsium. L = Littfeld (Ortschaft), H = Grube Heinrichssegen, G = Grube Glanzenberg, B = Grube Brüche (nach Bosum et al. 1971, verändert).

Auch in den umfangreichen systematischen Untersuchungen zu den hydrothermalen Erzgängen und deren Mineralisationen im nördlichen rechtsrheinischen Schiefergebirge erwähnt WETTIG (1974: 85 und 178) für den Bereich Wenden, Silberg, und Müsen lediglich "Fundpunkte" von Eisenglanz und Rotspat, wobei diese Minerale "in einigen Gruben des Silberg-Müsener-Ganggebietes als mineralogische Seltenheit bekannt geworden" sind.

Die ausgeprägte Bruchtektonik im Müsener Horst und damit im Bergbaurevier Littfeld-Silberg (THÜNKER 1998) begünstigte vielleicht aufgrund der vielen, bereits im Paläozoikum angelegten Störungen durch spätere Reaktivierung auch die ausgeprägten jüngeren postvariszischen Mineralisationen in diesem Bereich.

2.2 Grube Friedrichshammer, Wuppertal

Der Siderit-Erzgang tritt in dem im NW an das Siegerland angrenzenden Bergischen Land bei Wuppertal-Cronenberg auf der NW-Flanke des Remscheider Sattels auf (Abb. 3). Der Erzgang erstreckt sich in WSW-ENE-Richtung durch das Kaltenbachtal direkt nördlich des "Manuelskottens" bei Kohlfurther Brücke. Der Erzgang ist hier auf etwa 450 m Länge durch einen Pingenzug erkennbar, seine zentralen UTM-Koordinaten sind 32 368575 / 5 673169 (Stolleneinschnitt im Kaltenbachtal). Nach Haldenfunden besteht der wesentliche Ganginhalt aus Siderit, und darüber hinaus - sehr untergeordnet - noch aus Ankerit, Quarz, Kupferkies und Pyrit. Sämtliche Minerale entsprechen in ihren Ausbildungsformen den Sideritgängen des Siegerlandes (SCHAEFFER & HALLER, im Druck).

Ein Teil des Siderits wurde pseudomorph durch Hämatit ersetzt, der in seinen Internstrukturen den ehemaligen Siderit abbildet (Abb. 4). Der 2023 mithilfe der Röntgenfluoreszenz analysierte

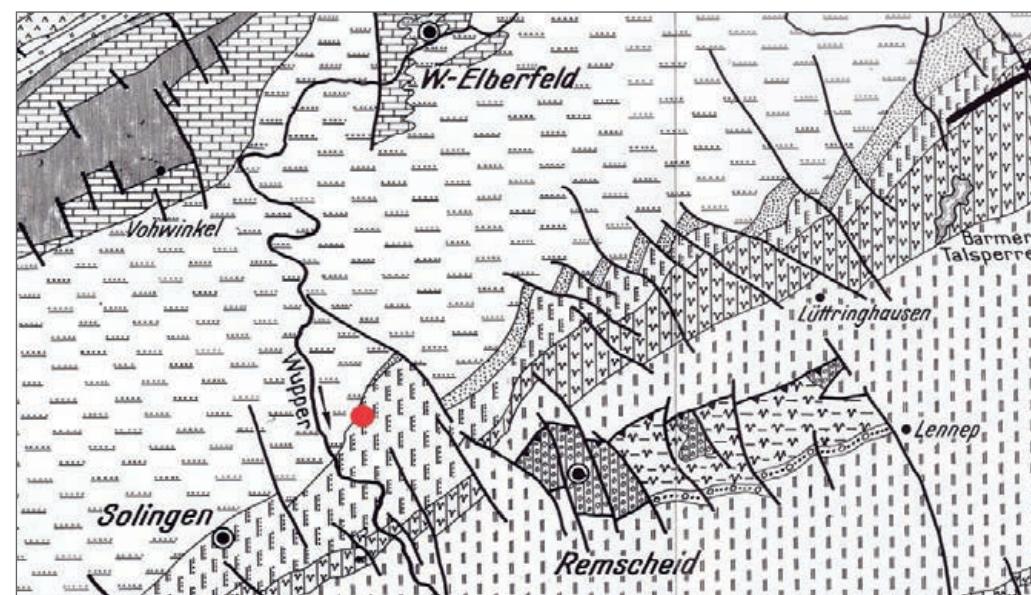


Abb. 3: Übersichtskarte mit der Lage der Grube Friedrichshammer am Rand des Remscheider Sattels (s. Text, aus RICHTER 1996, verändert).

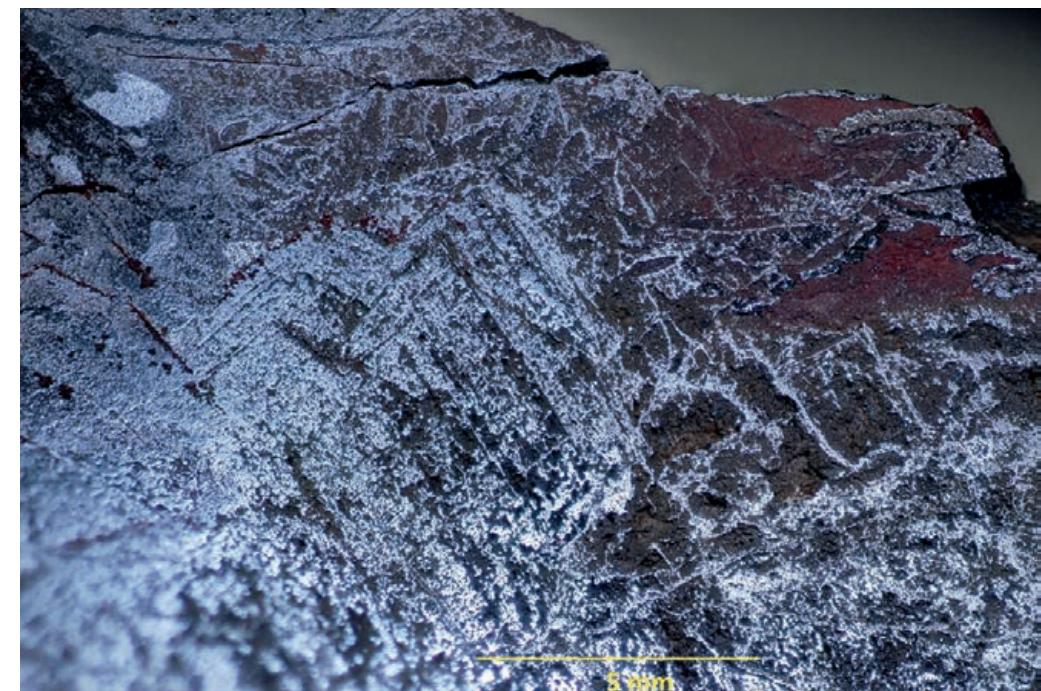


Abb. 4: Hämatit stahlgrau, metallisch glänzend. Die rhomboedrischen Internstrukturen des ehemaligen Siderits (Bildmitte) sind deutlich zu erkennen. Grube Friedrichshammer (Kaltenbachtal bei Wuppertal – Cronenberg), polierter Anschliff. Foto: FRANK HÖHLE (Wuppertal).

Hämatit enthält im Durchschnitt 60,67 % Eisen, 0,023 % Mangan und 0,01 % Kupfer, auch hiermit ähnelt der Hämatit dem der Siegerländer "Eisenglanzphase" (Rejuvenation). Weitere Kupferminerale wie Bornit oder Kupferglanz konnten an diesem Fundort nicht nachgewiesen werden. Die Nebengesteine des Ganges sind Sandsteine und Tonschiefer des Eifeliums (unteres Mitteldevon). Die im Gelände auffindbaren Bergbaurelikte verweisen auf einen umfangreichen Bergbaubetrieb unbekannten Alters, die letzte Betriebsperiode liegt zwischen 1853 und 1881 (BUFF 1882). In der sonstigen geologischen und bergbauhistorischen Literatur wurde der Sideritgang bislang nicht behandelt.

2.3 Grube Vorsehung, Plettenberg

Die Grube "Vorsehung" (Lage s. Abb. 5) gehört zum Grubenfeld St. Caspar am Bärenberg E Plettenberg (BERTRAM 1953). Der hier auftretende Kupfererzgang mit Quarz als Gangart streicht WSW-ENE im Hangenden parallel zur Ebbe-Nordrand-Aufschiebung, die mit der Siegener Hauptüberschiebung genetisch verwandt ist. In der benachbarten Versuchsgrube "Vorsicht" soll "Roteisenstein" gefunden worden sein (BERTRAM 1953), ansonsten fehlen aber Hinweise auf die hier vorkommenden Erzminerale. Im 18. und 19. Jahrhundert hatte diese Kupfererzgrube eine gewisse Bedeutung mit mehreren kurzen Betriebsperioden. Es gibt zu dieser Grube keine geologische Literatur und keine Bergrevierbeschreibung. Die einzige umfangreichere schriftliche Erwähnung der Grube stammt von BERTRAM (1953) in seiner unveröffentlichten Schrift "Bergbau im Amtsgerichtsbezirk Plettenberg" mit einigen Zitaten aus alten Urkunden.

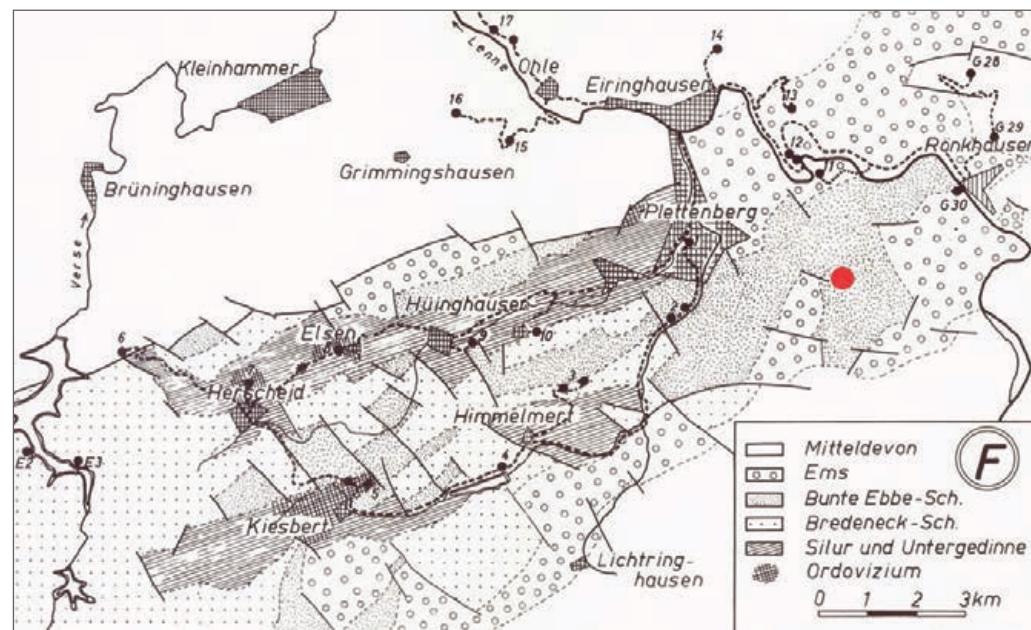


Abb. 5: Übersichtskarte des Ebbe-Sattels im Bereich Plettenberg mit Lage der Grube Vorsehung (roter Punkt) (Original-Abb. aus SCHMIDT & PLESSMANN, 1961, verändert)

Nach der modernen Karte Blatt Plettenberg (ZIEGLER 1970) liegt der Gang in Tonschiefern der Ebbe-Schichten (oberes Gedinne) an der Nordwest-Flanke des Ebbe-Sattels. Die Tonschiefer der Ebbe-Schichten sind laut der Karte hier NW-vergent und halbstein nach SE einfallend. Laut dem digitalen Geländemodell existieren zwei Stollen in verschiedenen Niveaus, die nach NW oder N den Gang querschlägig erreichen. Im Talabhang des Grüne-Tals befindet sich der deutlich erkennbare untere Stollen "Vorsicht" mit seiner Halde und dann im Talgrund einige Meter weiter die ehemalige Schmelzhütte, die noch im 19. Jahrhundert arbeitete und von PIRKE et al. (2014) geophysikalisch untersucht wurde.

2.4 Grube Gonderbach, Fischelbach

Auf der Grube Gonderbach wurde hauptsächlich ein silberarmer Bleiglanz ("Glasurbleierz") gewonnen, Fahlerz und Kupferkies traten untergeordnet auf. Siderit oder Hämatit fehlen. Das Bergwerk erreichte eine gewisse Berühmtheit durch kurzzeitig aufgetretene Silber-Reicherzfälle (IHNE 1862). Die nachfolgenden Angaben zur Grube Gonderbach gehen auf KOLBE (1925) zurück.

Der Gang der Grube Gonderbach quert den Gonderbacher Sattel (Abb. 6). Im Schnitt erkennt man, dass der Gonderbacher Gang in einer Störung aufsetzt (Abb. 7). Nebengesteine sind Sedimente des Emsiums. Der Gang fällt mit 75° nach Süden ein (KOLBE 1925), einer Interpretation der Gangstörung als Seitenverschiebung steht nichts entgegen.

Die Gonderbacher Lagerstätte ist als ein zusammengesetzter Gang zu bezeichnen, der im östlichen Teil aus drei, sich mitunter vereinigenden Gangtrü-

mern besteht, sodass sich insgesamt eine Gesamtmächtigkeit zwischen 2 und 18 Metern ergibt. Der Gang verläuft fast genau ost-westlich und mit etwa 75° Einfallen nach Süden spitzwinklig zum Streichen des Nebengesteins, ohne durch jüngere Störungen verworfen zu sein. Die Ausfüllungsmasse des Ganges besteht außer den Erzen und den Gangarten Quarz und Baryt aus Letten und Bruchstücken des Nebengesteins (KOLBE 1925).

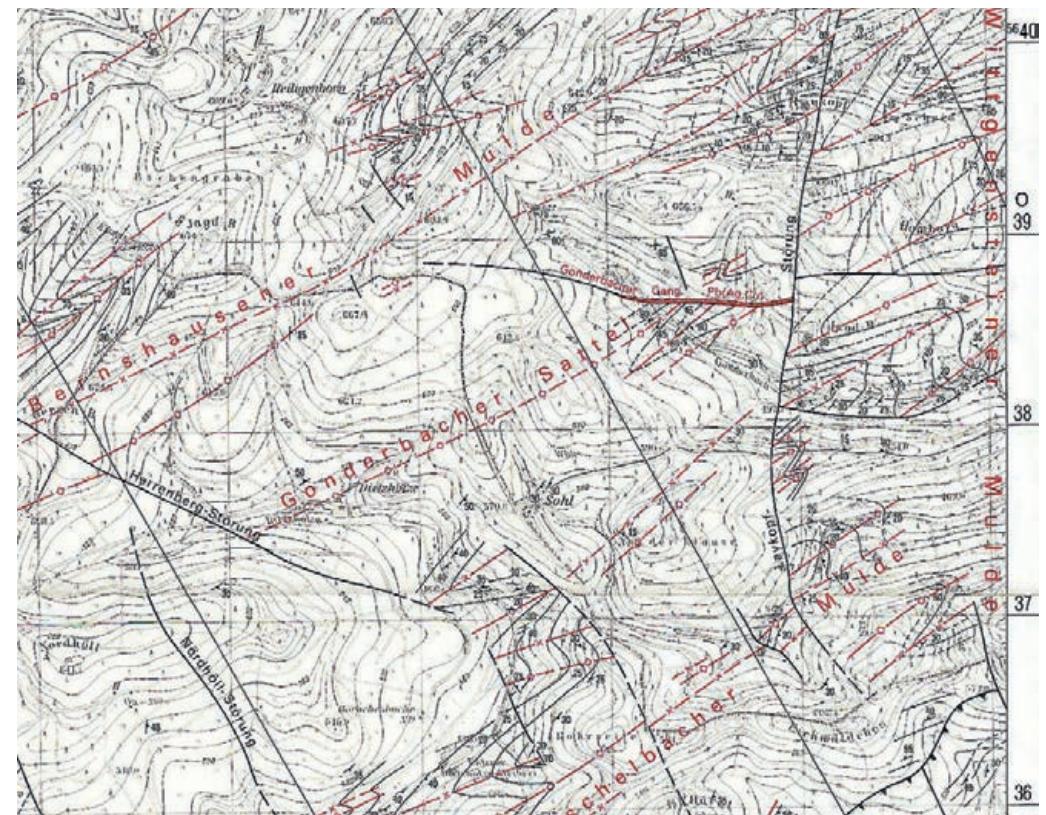
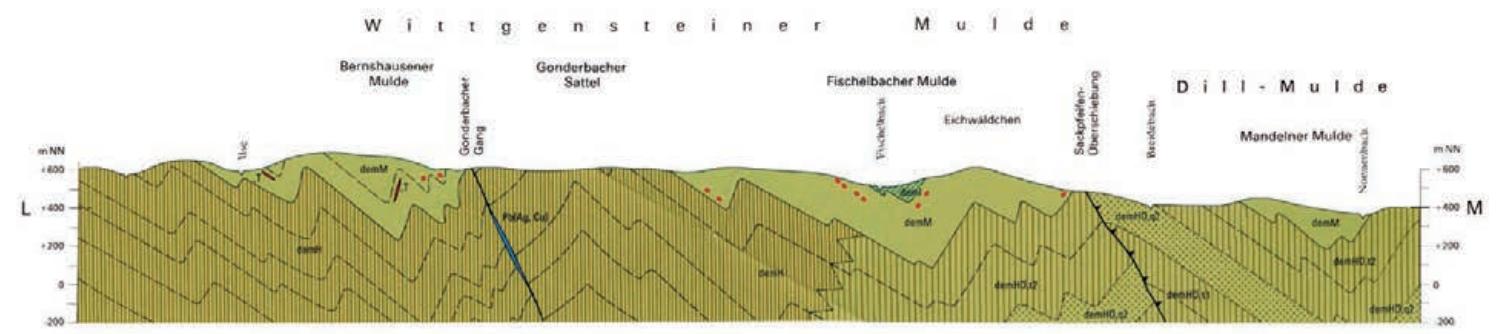


Abb. 6: Übersichtskarte mit Tektonik im Bereich des Gangs der Grube Gonderbach E Fischelbach (s. Text). (Geologische Karte 1:25.000, Blatt 5115 Ewersbach).

Abb. 7 (unten): Schnitt durch die Geologie im Bereich des Gangs der Grube Gonderbach E Fischelbach (s. Text). (Geologische Karte 1:25.000, Blatt 5115 Ewersbach).



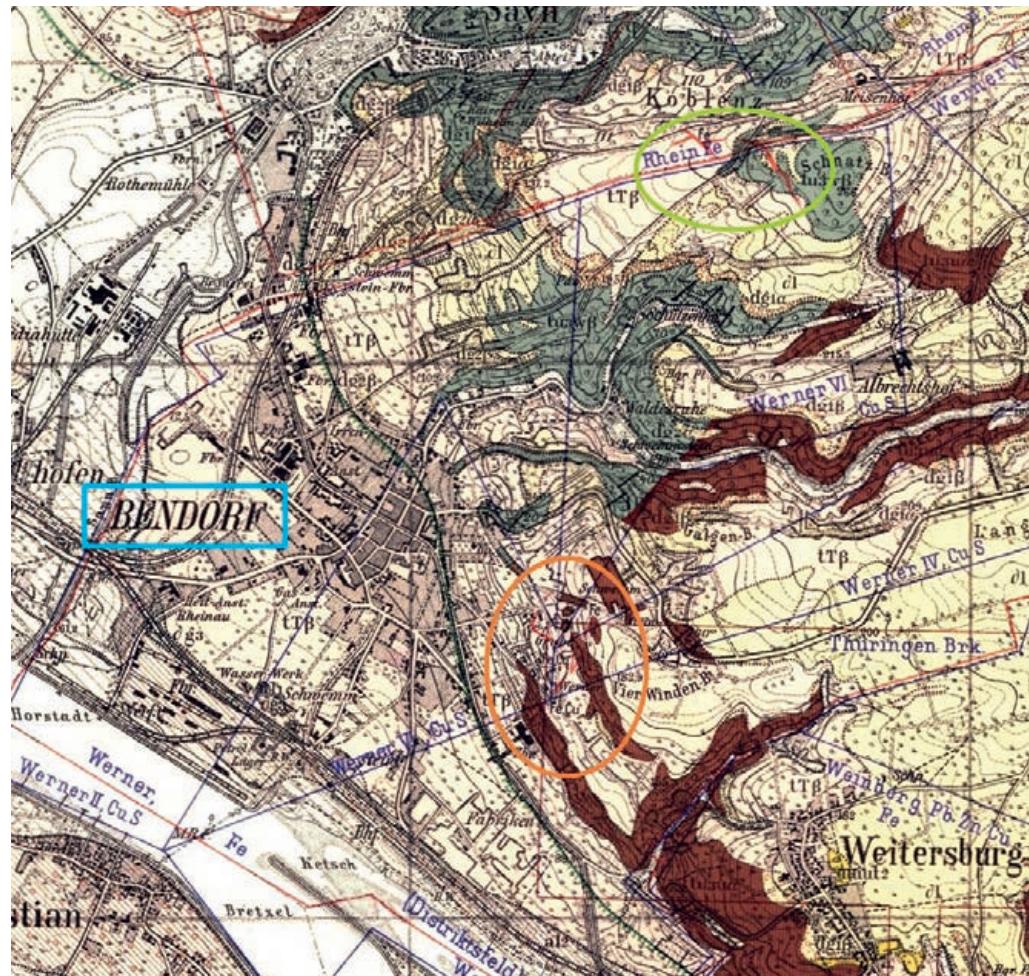


Abb. 8: Übersichtskarte mit Lage der Grube Werner (orange Kreismarkierung und Mittel Loh (grüne Kreismarkierung) (Bendorf / Rhein). Ausschnitt aus der Geologischen Karte 1:25.000, Blatt 3215 Bendorf)

2.5 Grube Werner, Bendorf / Rhein

BORNHARDT (1910: 315) schreibt: "Auf Grube Werner bei Bendorf a. Rh. hat sich nach Mitteilung des Herrn Obersteigers Fr. Lichtenthaler Eisenglanz mit wenig Rotspat in spärlichen Nestern in allen Sohlen bis zu der jetzigen tiefsten Sohle, der 315 m-Sohle, gefunden. Eine Änderung des Vorkommens nach der Tiefe hat bis jetzt nicht festgestellt werden können". QUIRING (1931) führt in den Erläuterungen zur Geologischen Karte Blatt Bendorf aus: "Von den im Felde der Grube Werner aufsetzenden Gängen verdienen ferner die beiden Vorkommen Loh und Eisenberg Erwähnung. Der Gang Loh streicht in NW-SO-Richtung über den Schnatz-Berg und fällt nach SW ein. Vom Brexetal aus wurde der Gang 1889 bis 1911 durch einen langen Stollen untersucht und abgebaut. Bis zu 500 m Länge schloß der im Gangstreichen getriebene Stollen nur einen bis zu 8 m mächtigen Quarzgang auf, der nur örtliche Nester von Eisenglanz enthielt. Erst als der Stollen das Wenigerbachtal erreicht hatte, wurde der Gangbauwürdig und lieferte 1900 bis 1911 10.500 t Eisenglanz". Quiring merkt ferner an, dass der Eisenglanz hier in einer "jüngeren Thermalperiode" entstanden ist.

3. Die Rejuvenation in der typischen paragenetischen Ausprägung

Die hydrothermale Rejuvenation wurde von RAO (1967) nach ihren wichtigsten Reaktionsprodukten auch als "Eisenglanz-Bornit-Kupferglanz-Paragenese" bezeichnet. In ihrer typischen Ausprägung umfasst die spätvariszische Rejuvenation zwei Hydrothermal-Phasen. In einer initialen Phase mit heißen, aber metall- und NaCl-armen, oxidischen Hydrothermen, wurde der Siderit in den älteren, variszischen Eisenspatgängen überprägt und in Hämatit überführt. Zur Entstehung von Hämatit (Fe_2O_3) aus Siderit ($FeCO_3$) waren relativ hohe Temperaturen nötig, wie bereits SCHNEIDERHÖHN (1923) erkannte, was eine zunächst angenommene deszendente Bildung ausschloss. Die Homogenisierungs-Temperaturen der Fluide waren nach WAGNER (1998) mit 230° - 320° C sehr hoch und liegen deutlich über den vergleichbaren Temperaturen der variszischen Hauptphase ("Siderit-Quarz-Gänge") und der nachfolgenden variszischen Sulfidphase ("Zinkblende-Bleiglanz-Gänge") (FENCHEL et al. 1985). Die Umwandlung von Siderit in massigen grau-silbernen Hämatit verläuft oft über das Zwischenstadium des mit feinsten Hämatitkörnern imprägnierten Siderits ("Rotspat", Abb. 9). Der neugebildete Hämatit liegt stellenweise noch in Siderit-Resten (Abb. 10) oder zeichnet gelegentlich noch die Struktur des verdrängten Siderits nach (Abb. 11, Abb. 35). Eine Hämatit-Imprägnation findet sich auch oft in der Gangart (Quarz) bzw. dem unmittelbaren Nebengestein. Dass die Umsetzung der variszischen Siderit-Mineralisation durch die Hydrothermen der Rejuvenation auch im makroskopischen Maßstab oft nicht vollständig ist, zeigt Abb. 12.

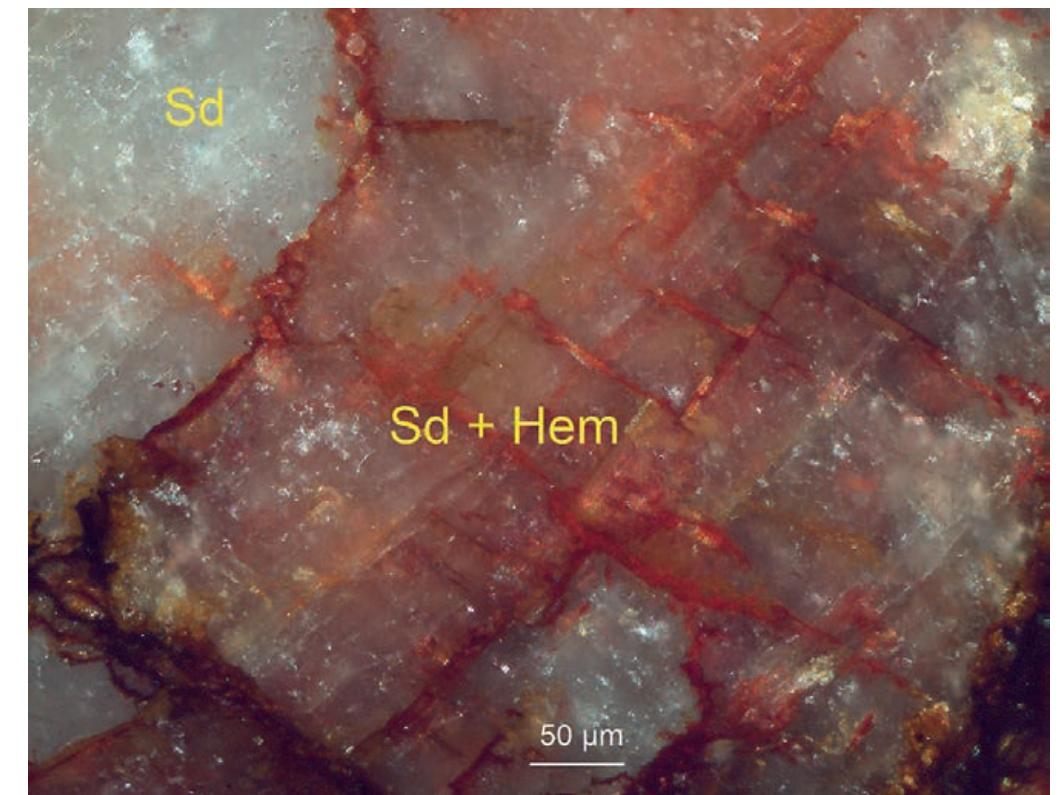


Abb. 9: „Rotspat“ (Sd + Hem), hervorgerufen durch mikrokristalline Hämatit-Körnchen, hier überwiegend an den Siderit-Korngrenzen. Grube Hohle(r)stein (Leimbachtal, Siegen).

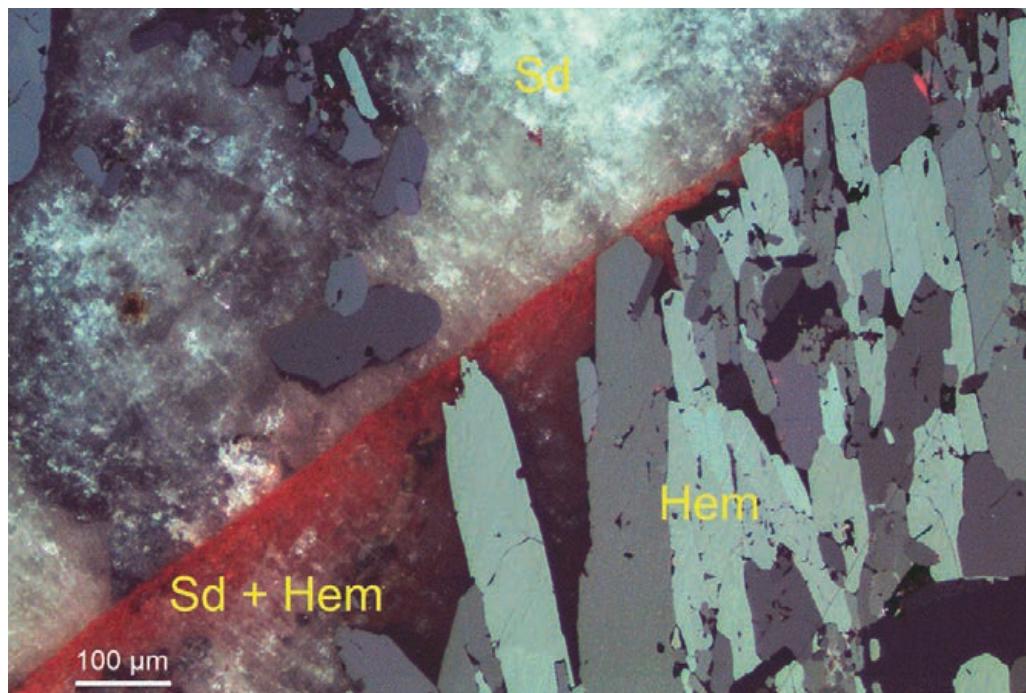


Abb. 10: Anisotrope, idiomorphe Hämatit-Kristalle (Hem), im teilweise noch erhaltenen Siderit (Sd). Rotspat (Sd + Hem) einer Siderit-Korngrenze folgend, welche diagonal durch das Bild läuft. Aufnahme in XPL. Grube Hohle(r)stein (Leimbachtal, Siegen).



Abb. 11: Hämatit-Kristalle (grau) sprossen in Siderit. Daneben mikrokristalliner Hämatit ("Rotspat"). Grube Hohle(r)stein (Leimbachtal, Siegen).

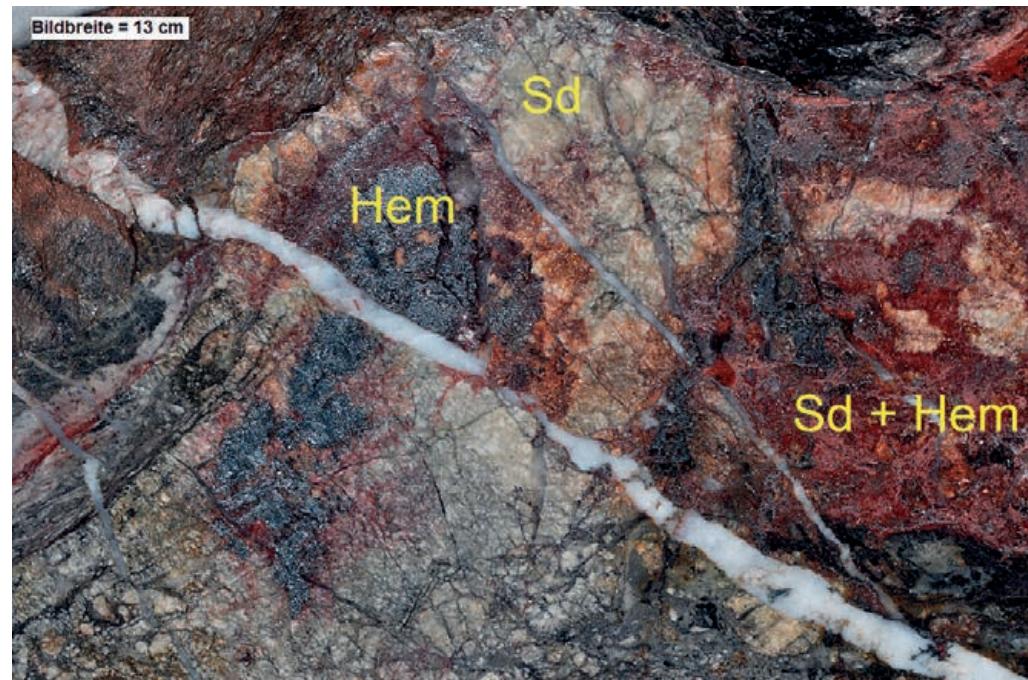


Abb. 12: Gangstück der Rejuvenation. Unvollkommene Umsetzung eines massiven Siderit-Aggregats (Sd) in Rotspat (Sd + Hem, s. Text), und Hämatit (Hem). Das Siderit-Aggregat ist kataklastisch zerbrochen und durch Quarz verheilt. Grube Neue Haardt (Siegen-Weidenau).

In einer zweiten Phase kommt es infolge weiterer Hydrothermalaktivität mit vermehrter Zufuhr von Cu (und stellenweise Bi) unter nun mehr reduzierenden Bedingungen zur Bildung neuer Cu(Fe)-Sulfide (RAO 1967, ADELMANN 2021). WAGNER (1998: 175) hält pH-Veränderungen durch Karbonat-Pufferung aus dem Nebengestein sowie die Freisetzung reduzierender organischer Gase infolge hydrothermaler Nachinkohlung von Nebengesteins-Kerogenen für die genannten Änderungen im Redox-Gleichgewicht während der beiden Mineralisations-Phasen dieser Paragenese für ursächlich, siehe hierzu auch JOCHUM et al. (1997). Auch muss nicht unbedingt von einer zeitlich ausgeprägten Trennung beider Phasen ausgegangen werden, vermutlich haben thermische und geochemische Gradienten in den von der Rejuvenation überprägten Gängen zu einem räumlichen Nebeneinander von oxidierenden und reduzierenden Domänen geführt (WAGNER 1998: 175), wobei der Hämatit allerdings meist etwas älter erscheint (ADELMANN 2021). Es entsteht, auch mittels hydrothermaler Neuzufuhr von Kupfer, bei vorbestehender Fe-Cu-Mineralisation (in der Regel Kupferkies) zunächst eine kupferreiche solid-solution im System Cu-Fe-S (RAO 1967; SCHNORRER-KÖHLER 1989: 29; WAGNER 1999, LI et al. 2018). Die Mischkristallbildungen im System Cu-Fe-S deuten nach FENCHEL et al. (1985: 103) auf Bildungstemperaturen der solid-solution um 300 °C hin, auch ZHAO et al. (2014) geben an, dass sich oberhalb von 265° C aus Bornit und Digenit eine solid-solution bildet. In der Folge entstehen beim Abkühlen und Zerfall der Hochtemperaturphase wieder eine Reihe primär hydrothermaler Cu-Sulfide, oft lamellarer **Chalkosin** (Cu_2S), daneben **Digenit** (Cu_9S_5), **Djurleit** ($\text{Cu}_{1,96}\text{S}$), sowie die Cu-Fe-Sulfide **Bornit** (Cu_5FeS_4) und **Idait** ($\text{Cu}_5\text{Fe}_2\text{S}_6$) (WAGNER, 1999, SCHRÖCKE & WEINER 1981, RAO 1967). Die Größe der Entmischungs-Lamellen der genannten Minerale im Bornit reicht dabei bis in den sub(licht)mikroskopischen Bereich. Die Lamellen des Chalkosin im Bornit sind zudem ge-

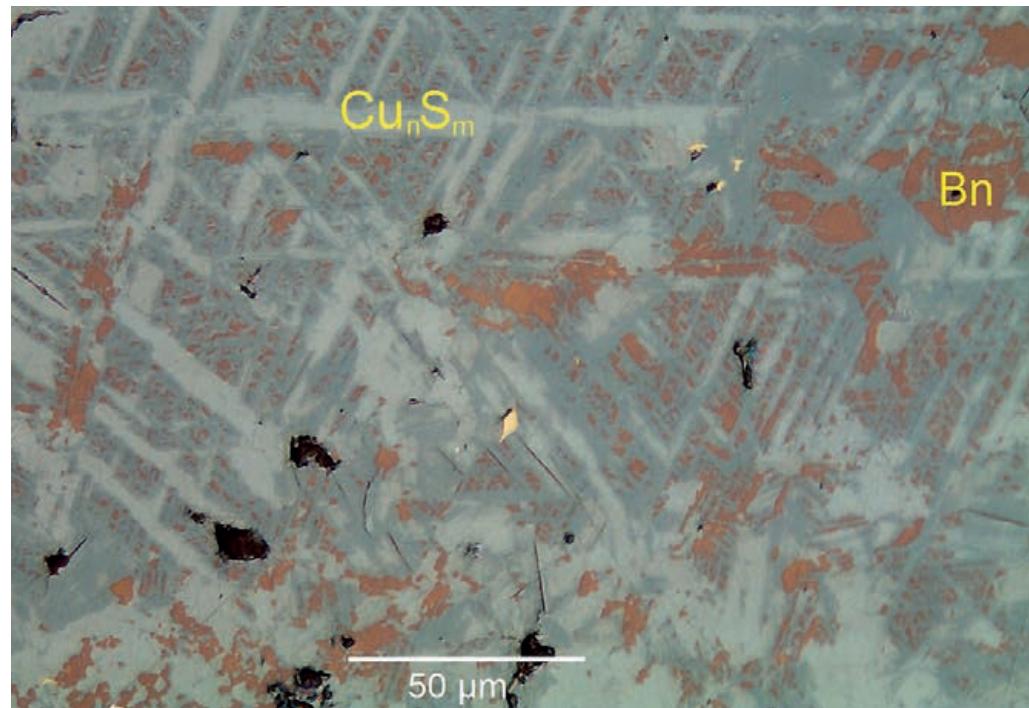


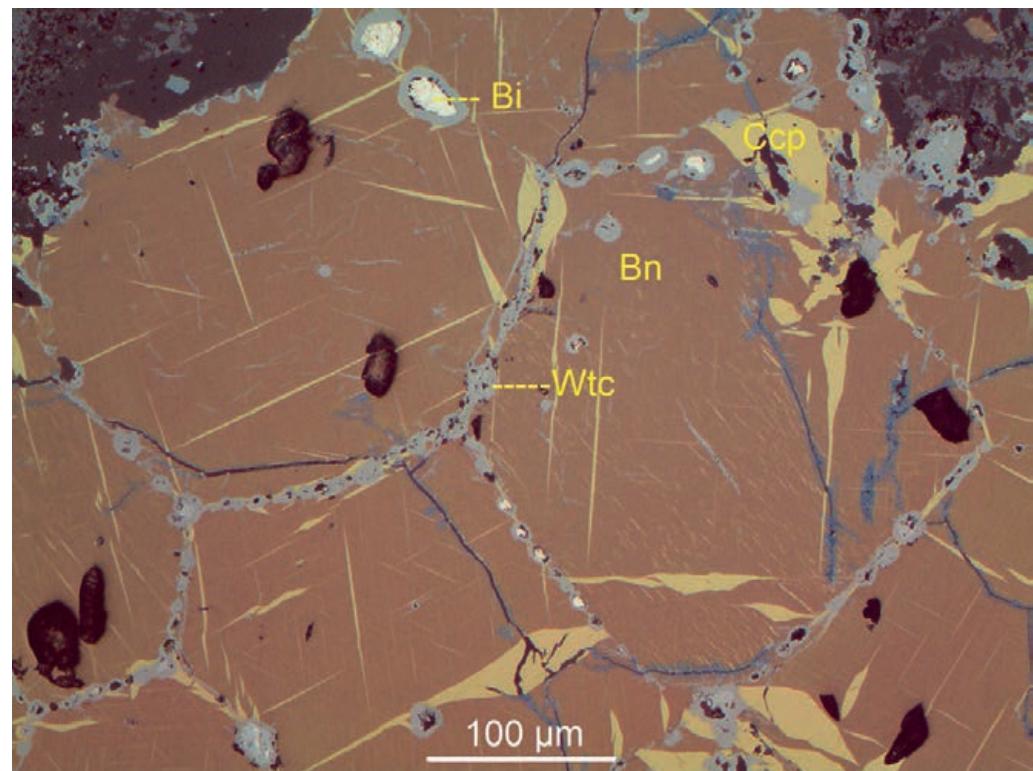
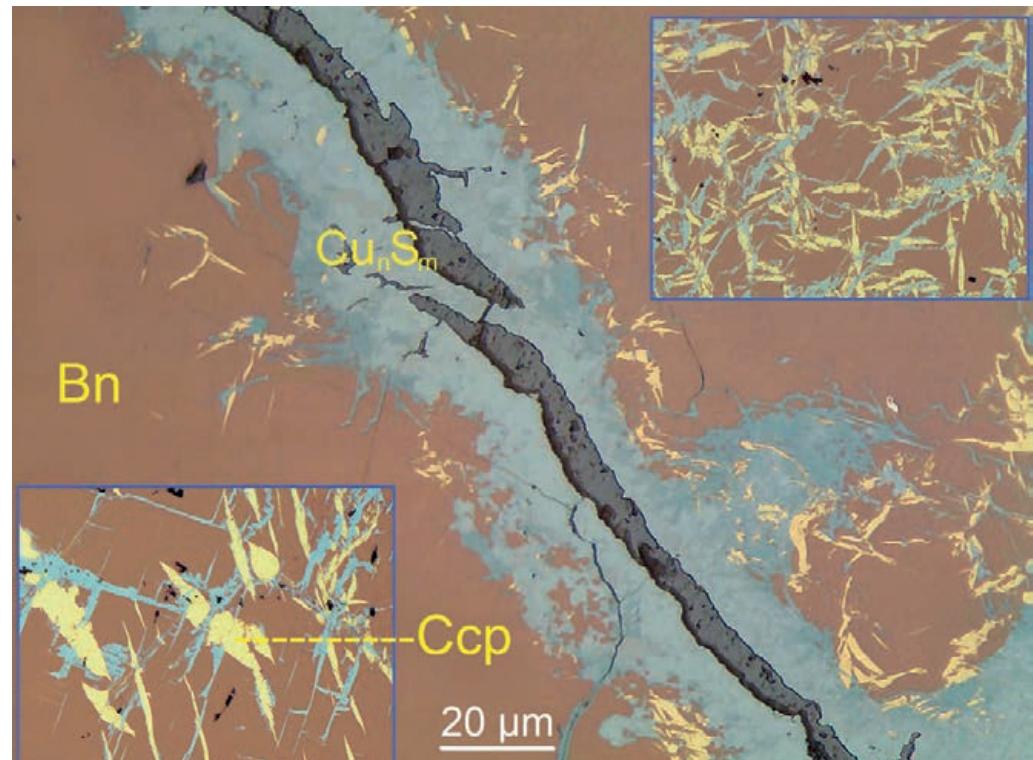
Abb. 13: Kupferglanz (Cu_nS_m) in "Jägerzaunstruktur", entmischt aus einer Bornit-Digenit solid-solution (s. Text). Wirts-Mineral ist neu entstandener Bornit (Bn). Grube Schlänger & Eichert (Vereinigte Eisenzeche, Eiserfeld).

legentlich streng orientiert ("Jägerzaunstruktur", Abb. 13) (RAO 1967: 28, RAMDOHR 1980: 443). Weiterhin kann durch lokalen Fe-Überschuss in der solid-solution im neu gebildeten Bornit noch Kupferkies, typischerweise ebenfalls in Form von feinen gelben Lamellen, entmischen (Abb. 14, 15) (RAO 1967, WAGNER, 1999, SCHRÖCKE & WEINER 1981). Randlich am diagonalen Riss im Bornit in Abb. 14 hat sich ebenfalls Kupferglanz gebildet. Da es sich hier nicht um sekundären Covellin handelt, wurde diese randliche Umwandlung vermutlich durch in dem Riss zirkulierende Hydrothermen verursacht (s. auch ZHAO et al. 2014).

Einige diagonal bzw. rautenförmig orientierte Hämatit-Leisten im Bornit in Abb. 16 stellen möglicherweise Reste einer in-situ Siderit-Umwandlung dar, wobei neu gebildeter Bornit der Rejuvenation den älteren Hämatit dann ohne nennenswerte Korrosion überwachsen hat. Lokal variierende PTX / Redox-Bedingungen können das Nebeneinander von Hämatit und Kupferkies ohne Bornit-Umwandlung in einer Lagerstätte erklären, wo die Rejuvenation ausgeprägt auftritt, wie hier für die Grube Hohle(r)stein bei Siegen gezeigt (Abb. 17). In dieser Lagerstätte fanden sich auch komplexe Verwachsungen der Rejuvenation, wobei das gezeigte Nebeneinander von Bor-

Abb. 14, rechte Seite oben: Lamellarer Kupferglanz (hellblau, plattig) und lamellarer Kupferkies (Ccp) in Bornit (Bn), entmischt aus einer Bornit-Digenit solid-solution, daneben randliche Umwandlung von Bornit in Kupferglanz (Cu_nS_m) (s. Text). Grube Schlänger & Eichert (Vereinigte Eisenzeche, Eiserfeld).

Abb. 15, rechte Seite unten: Aus einer solid-solution rekristallisierter Bornit (Bn) mit deutlich sichtbaren Korngrenzen. Im Bornit teils lamellarer, gelber Kupferkies (Ccp). Daneben Wittichenit (Wtc), besonders an den Korngrenzen aber auch lamellar im Bornit. Ged. Wismut (Bi) im Wittichenit (zu den Wismut-Mineral-Bildungen s. ADELMANN 2021). Grube Eisernhardter Tiefbau (Eisern).



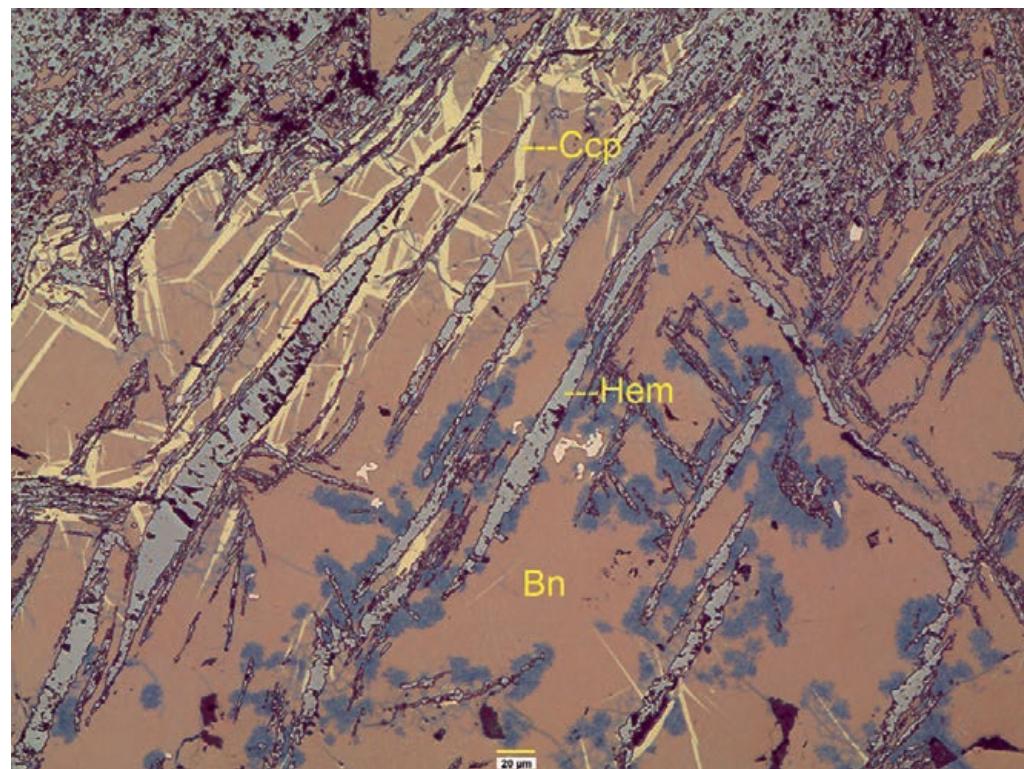


Abb. 16: Innige Verwachsungen von Hämatit (Hem) und Bornit (Bn). Der Hämatit ist die ältere Bildung und zeichnet mit seinen diagonalen / rhomboedrischen Lamellen teilweise noch den Korngrenzen des verdrängten Siderits nach. Im Bornit sind Kupferkies-Lamellen (Ccp) sichtbar als Ausdruck des Zerfalls einer Bornit-Digenit solid-solution. Grube Hohle(r)stein (Leimbachtal, Siegen).

nit mit Kupferkies-Lamellen und Kupferkies mit Bornit-Lamellen (Abb. 18) vermutlich durch lokal und zeitlich variierte Cu-Fe-Verhältnisse bedingt ist. Gelegentlich sind in den Paragenesen der Rejuvenation myrmekitische Verwachsungen von Bornit und Kupferglanz zu finden (Abb. 19). Die Verwachsungen werden in Kapitel 6 näher diskutiert. Wo eine ältere Kupferkies-Mineralisation nicht vorhanden ist werden durch die Cu-Neuzufuhr nach den Beobachtungen der Verfasser in der Regel massive Kupferglanz-Aggregate gebildet, die meist sehr homogen erscheinen, da keine Notwendigkeit besteht, Fe-haltige Sulfide zu entmischen (Abb. 20, 21).

Zusammenfassend wird in dieser zweiten "Phase" präexistenter **Kupferkies** (CuFeS_2) durch die hydrothermale Überprägung der Rejuvenation ganz oder teilweise in **Bornit** (Cu_5FeS_4) umgewandelt, wobei sich gelegentlich noch korrodierte Reste des vorbestehenden Kupferkieses im neu entstandenen Bornit befinden (Tafel 2c in ADELMANN 2021). Der Zerfall einer Bornit-Digenit solid-solution erzeugt dann je nach lokaler Cu-Fe-S Stöchiometrie typischerweise auch lamellare Entmischen von Cu-(Fe)-Sulfiden wie Chalkosin, Idait, und Kupferkies.

Die lokal auftretenden Wismut- und Kobalt-Mineralen der Rejuvenations-Paragenese, Wittichenit und Carrollit, sollen in dieser Arbeit nicht besprochen werden, sie wurden zuletzt in ADELMANN (2021) ausführlich erörtert.

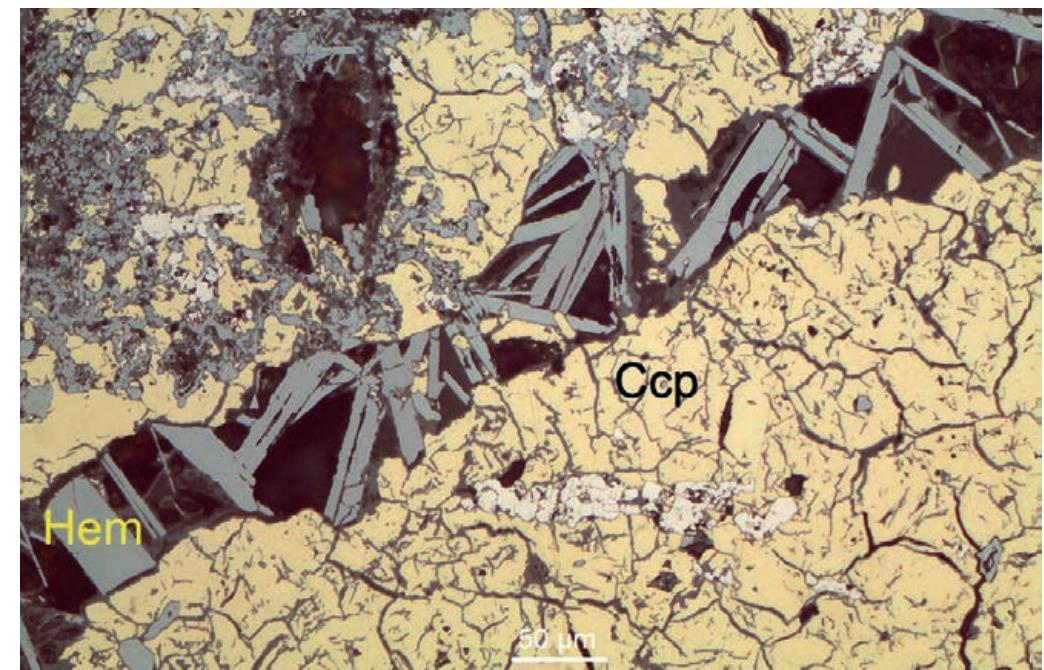


Abb. 17: Nebeneinander von Hämatit (Hem) und Kupferkies (Ccp) ohne Bornit-Umwandlung (s. Text). Die weiße Phase ist Carrollit (s. ADELMANN 2021). Grube Hohle(r)stein (Leimbachtal, Siegen).

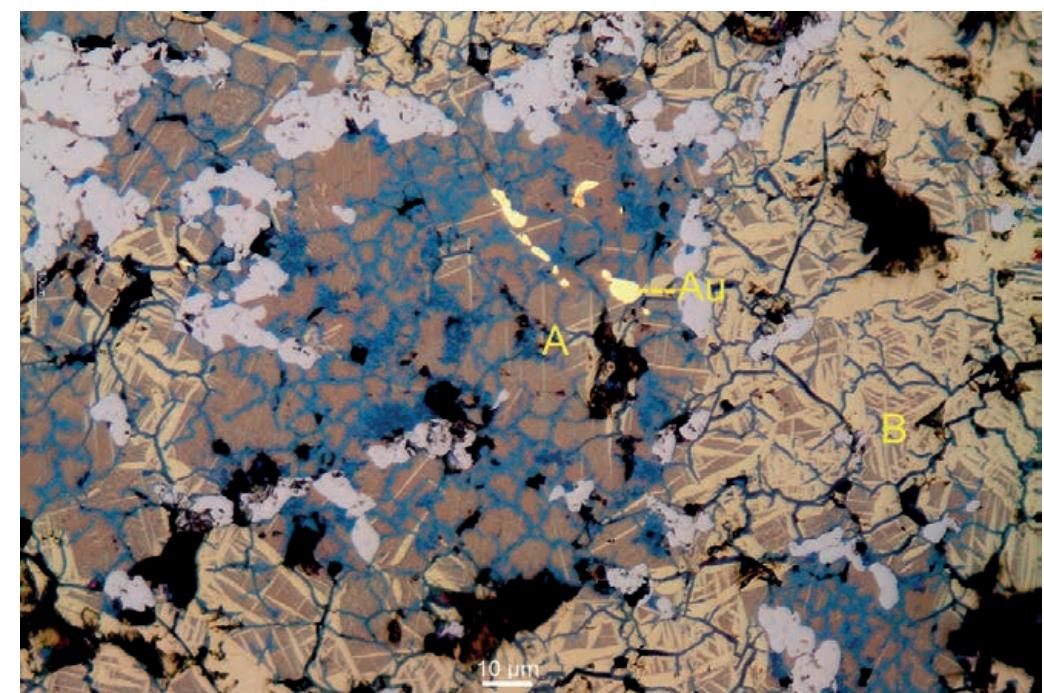


Abb. 18: Nebeneinander von Bornit mit schmalen Kupferkies-Lamellen (A) und Kupferkies mit Bornit-Lamellen (B). Au = Gold. Die weiße Phase ist Carrollit (s. ADELMANN 2021). Abweichende Reflektivität bei Untersuchung mit Ölimmersion. Grube Hohle(r)stein (Leimbachtal, Siegen).

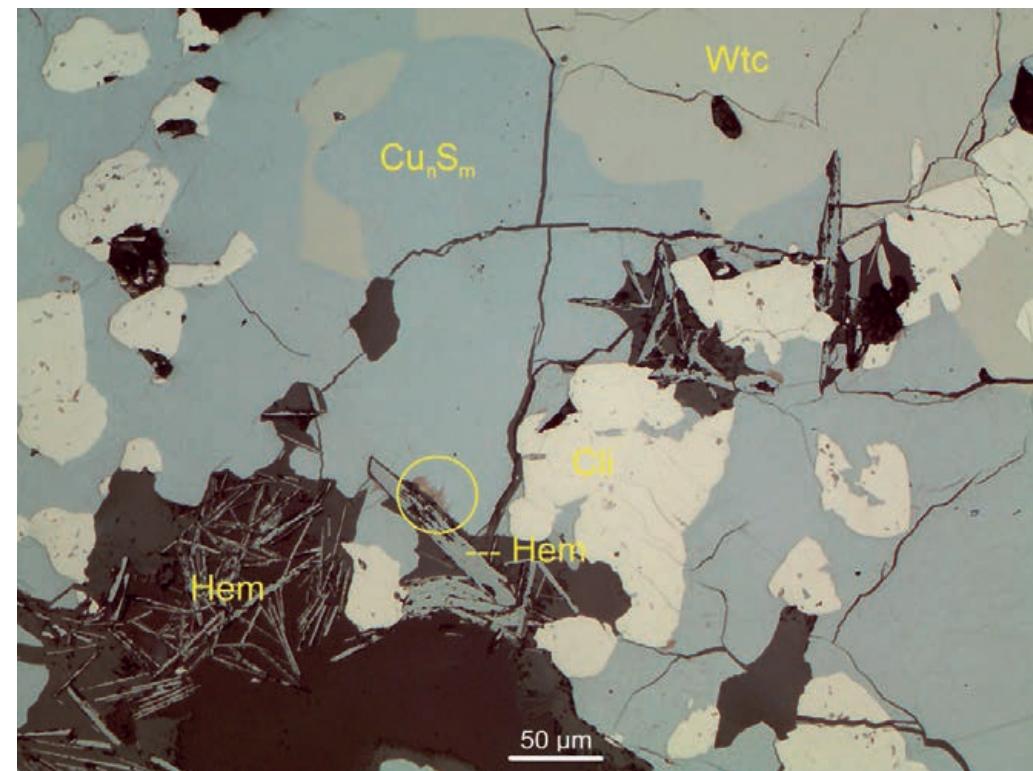
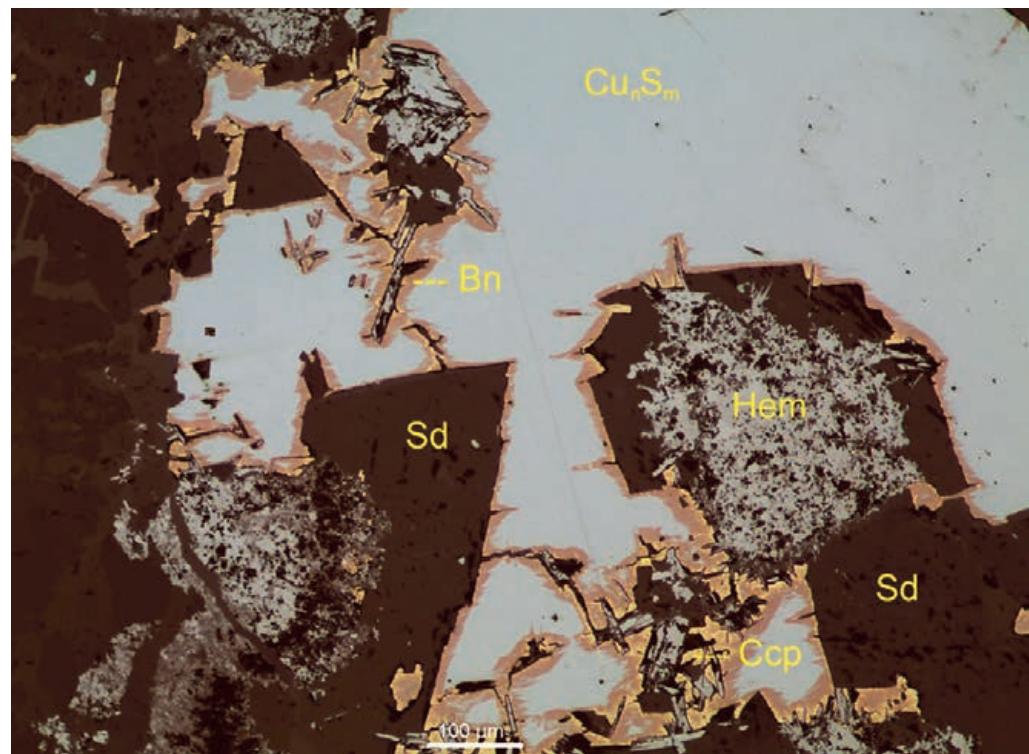
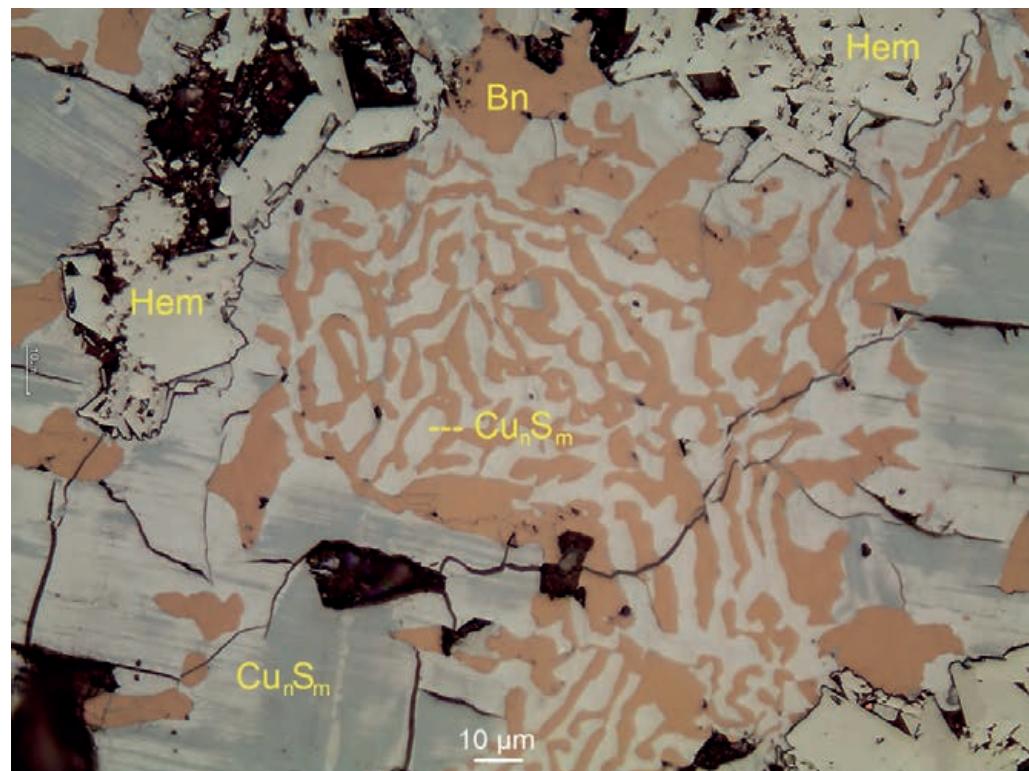


Abb. 21: Massiger Kupferglanz (Cu_8S_5), darin Carrollit (Cli) und Wittichenit (Wtc). Daneben Hämatit (Hem). Der Kupferglanz erscheint sehr homogen (s. Text), lediglich an einer Stelle im Kontakt mit Hämatit (gelber Kreis) wird der Kupferglanz mit Eisen „dotiert“, wobei sich randlich kleine Mengen Kupferkies und Bornit bilden. Grube Schlänger & Eichert (Eiserfeld).

4. Die Rejuvenation in atypischer Ausprägung

Neben detaillierten Neubesprechungen von einigen Fundpunkten der Rejuvenation in typischer, zweiphasiger Ausbildung sollen hier auch Funde und Befunde besprochen werden, in denen offenbar nur die hochhydrothermale, erste Phase mit der Umwandlung von Siderit zu Hämatit stattgefunden hat, die zweite Phase mit der Neubildung der Cu-Fe-Sulfide jedoch offenbar ausgeblieben ist.

Wichtigstes Kennzeichen einer atypischen Rejuvenation ist das Auftreten von Hämatit in variszisch angelegten Gängen mit älterem Siderit, jedoch ohne den „hydrothermalen Nachhall“, d.h.

Abb. 19, linke Seite oben: In der Bildmitte sieht man eine myrmekitische Verwachsung von rötlichem Bornit (Bn) mit blauweißem Kupferglanz (Cu_8S_5) Daneben Hämatit (Hem) (s. Text). Grube Hohle(r)stein (Leimbachtal, Siegen).

Abb. 20, linke Seite unten: Massiger Kupferglanz (Cu_8S_5), daneben Hämatit (Hem). Der Kupferglanz erscheint sehr homogen (s. Text), lediglich in der Nachbarschaft von Hämatit und auch Siderit (Sd) wird der Kupferglanz mit Eisen „dotiert“, wobei sich randlich Kupferkies (Ccp) und Bornit (Bn) bilden. Grube Kohlenbach zu Brüderbund (Eiserfeld).

es fehlt Bornit mit deutlichen Zeichen seiner Entstehung aus einer solid-solution mit den typischen lamellaren Entmischungsmustern von zumindest Kupferkies (und z. T. auch Kupferglanz).

5. Neue Funde und Befunde

5.1 Grube Heinrichssegen, Littfeld (Müsener Horst)

Abb. 22 zeigt eine hydrothermale Brekzie mit Nebengesteins-Klasten und einem frakturierten variszischen Siderit, verheilt mit Quarz und metallisch glänzendem Fahlerz. Abb. 23 kommt dem typischen Bild einer Rejuvenations-Paragenese aus dem Siegerländer Kerngebiet am nächsten und würde noch am ehesten zum Bild einer klassischen Rejuvenations-Paragenese passen. Diese Bildungen mit lamellarem Kupferkies und lamellarem Kupferglanz sind am Müsener Horst jedoch sehr selten und in der Regel, wie auch hier, postvariszisch überprägt.

Abb. 24 zeigt postvariszisches Fahlerz, welches Hämatit überwächst. Der Hämatit zeigt auch außerhalb des Fahlerzes deutliche Korrosion. Im Fahlerz sind noch stark korrodierte Reste von älterem Bornit erhalten geblieben. Abb. 25 zeigt randlich am Bornit Covellin. Der Bornit zeigt nirgendwo in der Probe Kupferkies- oder Kupferglanz-Lamellen. Der meist sekundär bei der Verwitterung von Kupfererzen auftretende Covellin ist hier offenbar eine seltene, aszendente Bildung, alles ist schließlich von vermutlich postvariszischem Fahlerz als jüngste Phase überwachsen. In Abb. 26 überwächst Hämatit eine ältere Verwachsung aus Fahlerz und Kupferkies, eine Bornit-Bildung ist nicht festzustellen.

Abb. 27 zeigt eine postvariszische hydrothermale Brekzie mit Nebengesteins-Klasten, Quarz, Baryt, und einem Erzaggregat mit Bornit, Hämatit, und Fahlerz als jüngste Bildung. Die nächsten beiden Abbildungen zeigen Anschliff-Bilder aus dieser Brekzie. Abb. 28 zeigt einen Erzanschliff aus der in Abb. 27 gezeigten hydrothermale Brekzie. Bornit wird von postvariszischem Fahlerz (Fahl), und Karbonat (EDX-Analyse: ankeritischer Dolomit) überwachsen. Baryt ist die jüngste Phase.

Abb. 29 zeigt ebenfalls einen Erzanschliff aus der in Abb. 27 dargestellten hydrothermale Brekzie. Bornit wird von postvariszischem Fahlerz verdrängt. Im Bornit finden sich massive, jedoch keine lamellaren Aggregate von Kupferglanz (Cu_nS_m) mit unterschiedlicher Stöchiometrie, auch findet sich darin Covellin, der hier eine eher seltene aszendente Bildung darstellt.

5.2 Grube Victoria, Littfeld (Müsener Horst)

Die randliche Überwachsung aus Bornit (und später Kupferglanz) auf Kupferkies in Abb. 30 stellt vermutlich eine hydrothermale Niedrigtemperatur-Umsetzung dar wie in ZHAO et al. (2014: 2389) erwähnt. Es gibt keine Hinweise auf eine Bornit-Digenit-solid-solution der Rejuvenation.

5.3 Grube Glanzenberg, Silberg (Müsener Horst)

Im Erzmikroskop erkennt man in Abb. 31 ein Kupferkies-Aggregat, welches teilweise mit Hämatit überwachsen ist, Bornit fehlt. Das weiße Erz ist lt. EDX-Analyse Siegenit, welcher am Müsener Horst relativ häufig auftritt. Abb. 32 zeigt das Kupferkies-Hämatit-Aggregat aus der vorherigen Abbildung, jedoch etwas verkleinert, gedreht, und in XPL. Das Aggregat und kleinere Aggregate daneben liegen in Siderit, welcher nur im Nahbereich der Erzaggregate Rotspatbildung zeigt.

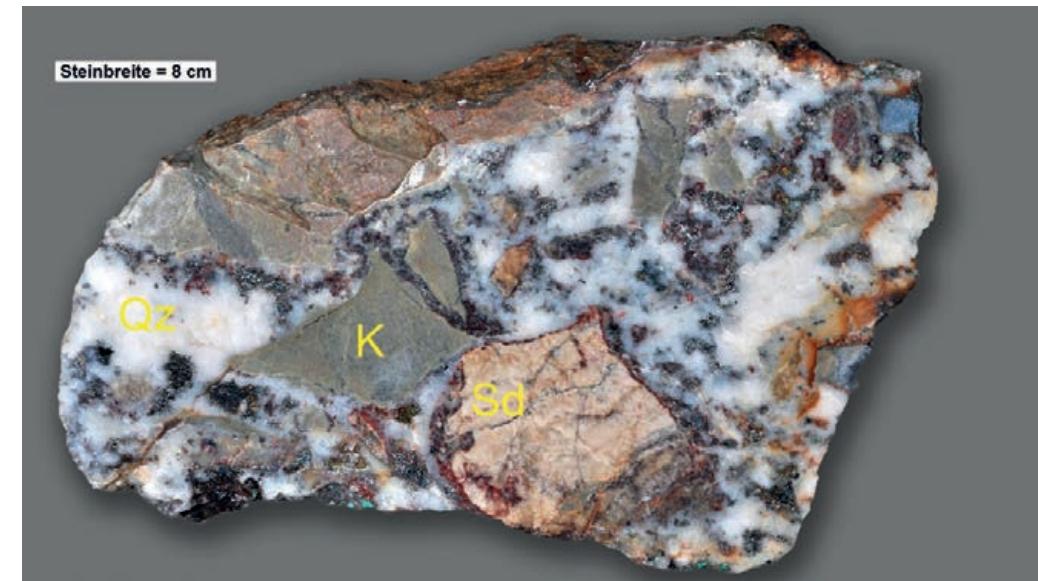


Abb. 22: Postvariszische hydrothermale Brekzie mit Nebengesteins-Klasten (K), einem Siderit-Klast (Sd) der älteren variszischen Gangmineralisation, metallisch glänzenden Fahlerz-Funken, alles mit Quarz (Qz) verheilt (s. Text). Grube Heinrichssegen (Littfeld).

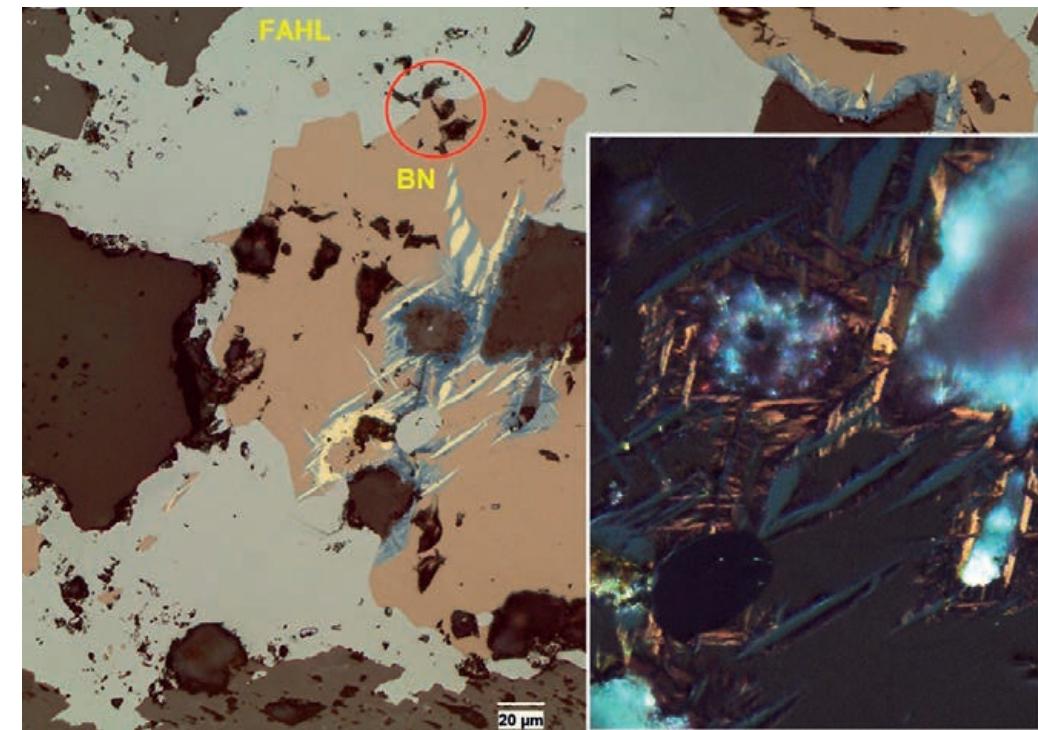


Abb. 23: Bornit-Aggregat (BN) mit Einschlüssen von lamellarem Kupferkies (gelb) und lamellarem Kupferglanz & Covellin (beides blau). Covellin mit auffälliger rotbrauner Anisotropie unter XPL (Inset, vergrößert). Das Bornit-Aggregat ist überwachsen und korrodiert von postvariszischem Fahlerz (FAHL) (s. Text). Grube Heinrichssegen (Littfeld).

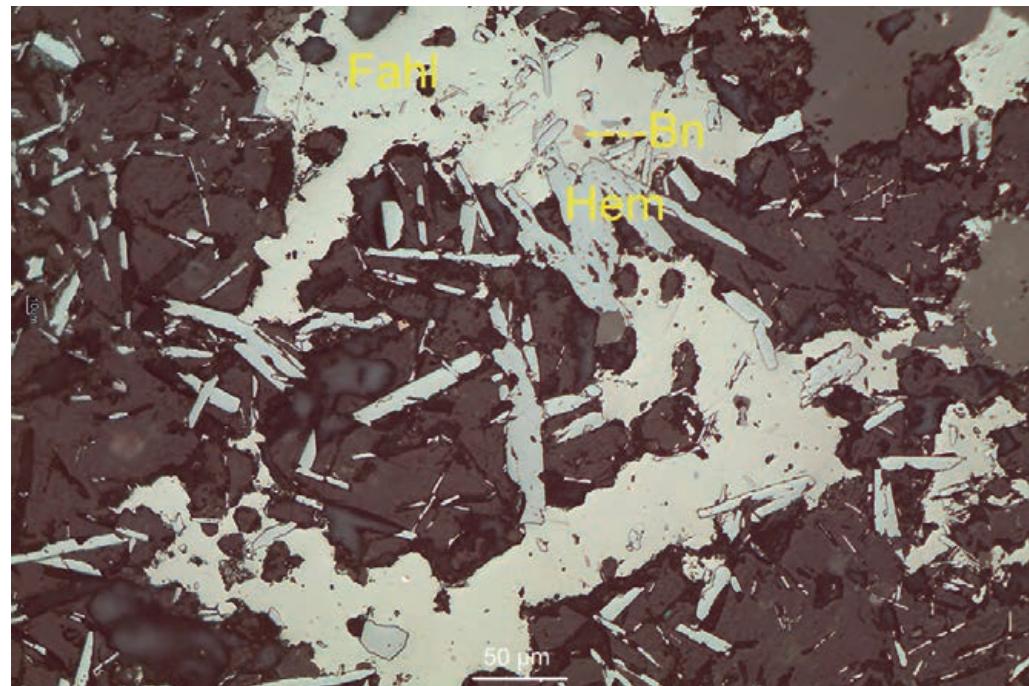


Abb. 24: Postvariszisches Fahlerz (FAHL) überwächst Hämatit (Hem). Der Hämatit zeigt auch außerhalb d. Fahlerzes deutliche Korrosion. Im Fahlerz stark korrodierte Reste v. Bornit (BN) (s. Text). Grube Heinrichssegen (Littfeld).

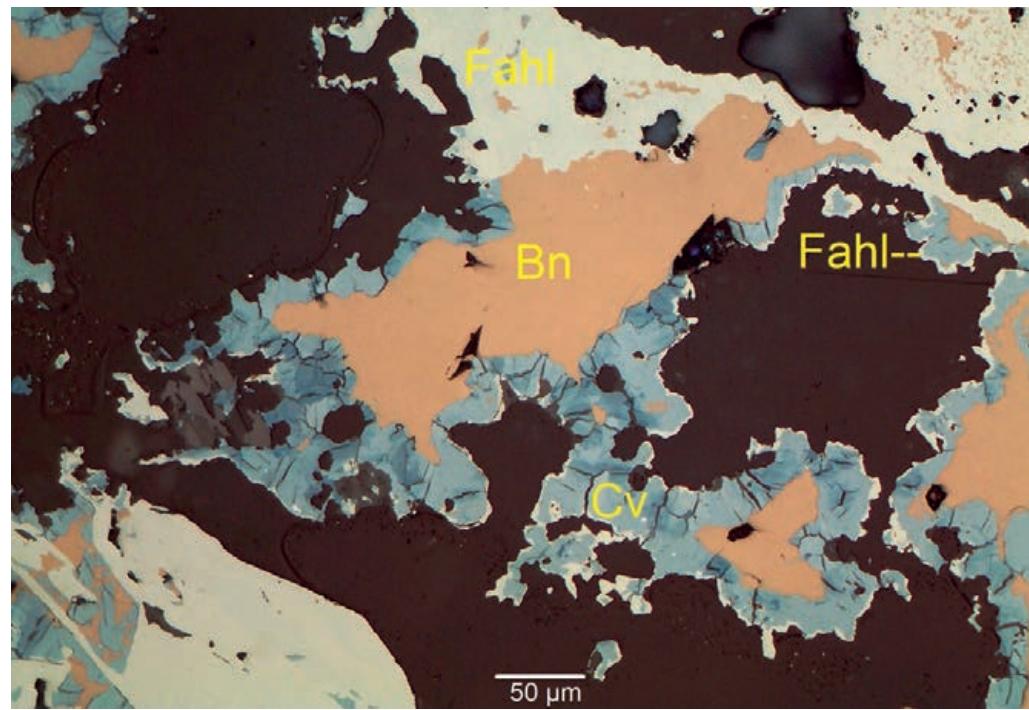


Abb. 25: Covellin (Cv) überwächst randlich den älteren Bornit (Bn). Postvariszisches Fahlerz (Fahl) überwächst und korrodiert alle älteren Phasen (s. Text). Grube Heinrichssegen (Littfeld).

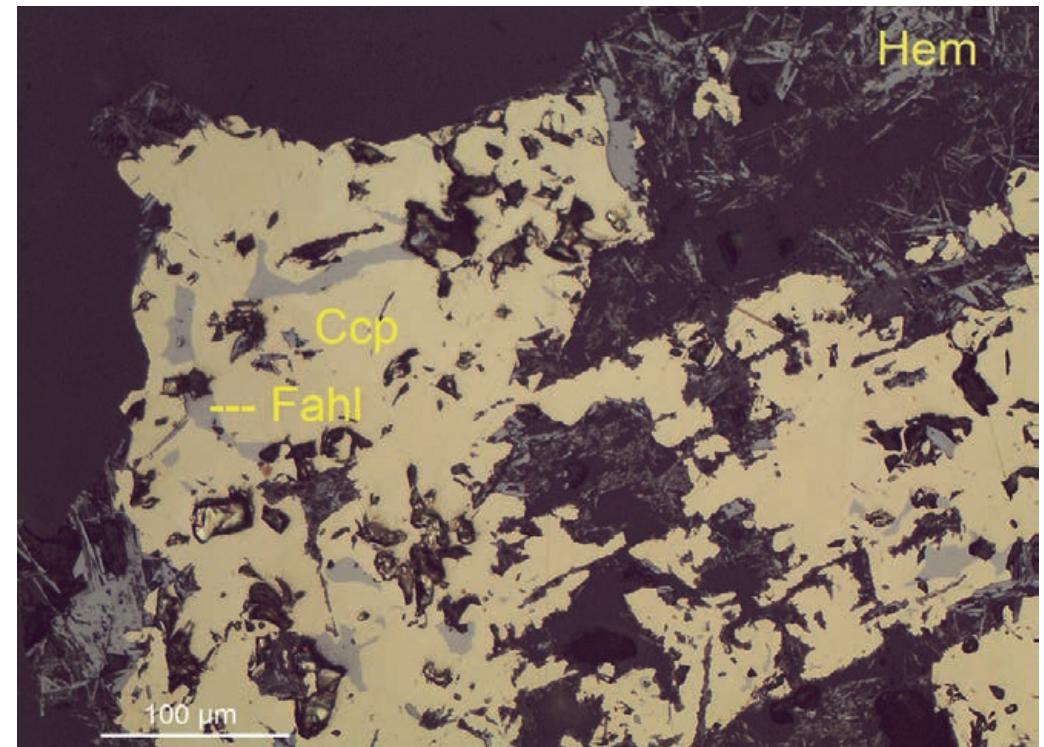


Abb. 26: Hämatit (Hem) überwächst eine ältere Verwachsung aus Fahlerz (Fahl) und Kupferkies (Ccp). Grube Heinrichssegen (Littfeld).

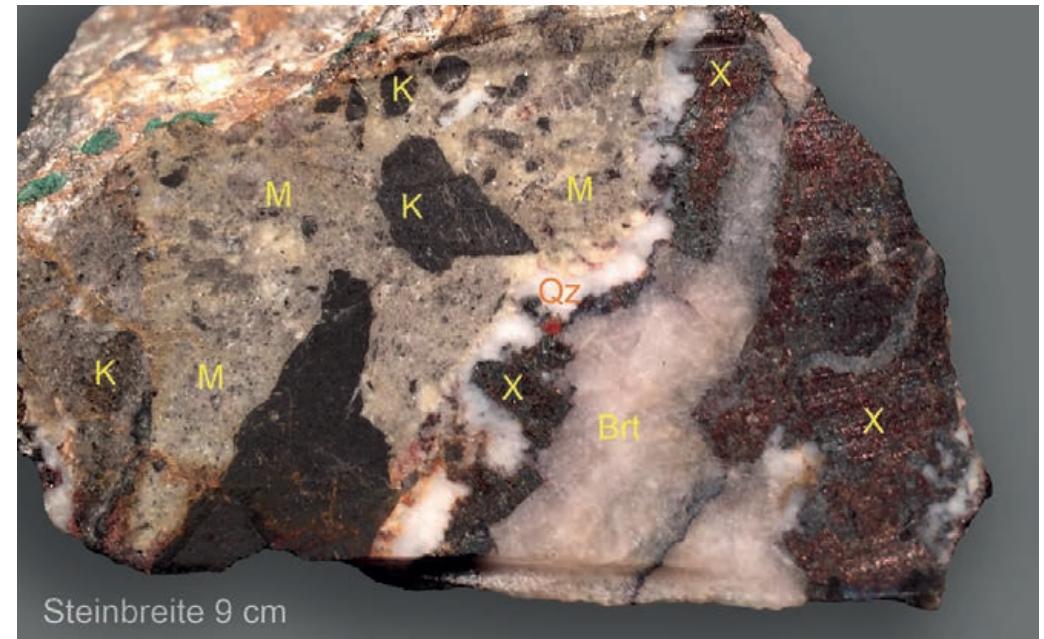


Abb. 27: Postvariszische hydrothermale Brekzie mit Nebengesteins-Klasten (K), Quarz (Qz), Baryt (Brt), und einem Erzaggregat (X) mit Bornit, Hämatit, Fahlerz. Die Matrix (M) ist ein feinkristallines Gemisch aus Quarz und Karbonat. Abb. 25 u. 26 zeigen Anschliff-Bilder aus dieser Brekzie. Grube Heinrichssegen (Littfeld).

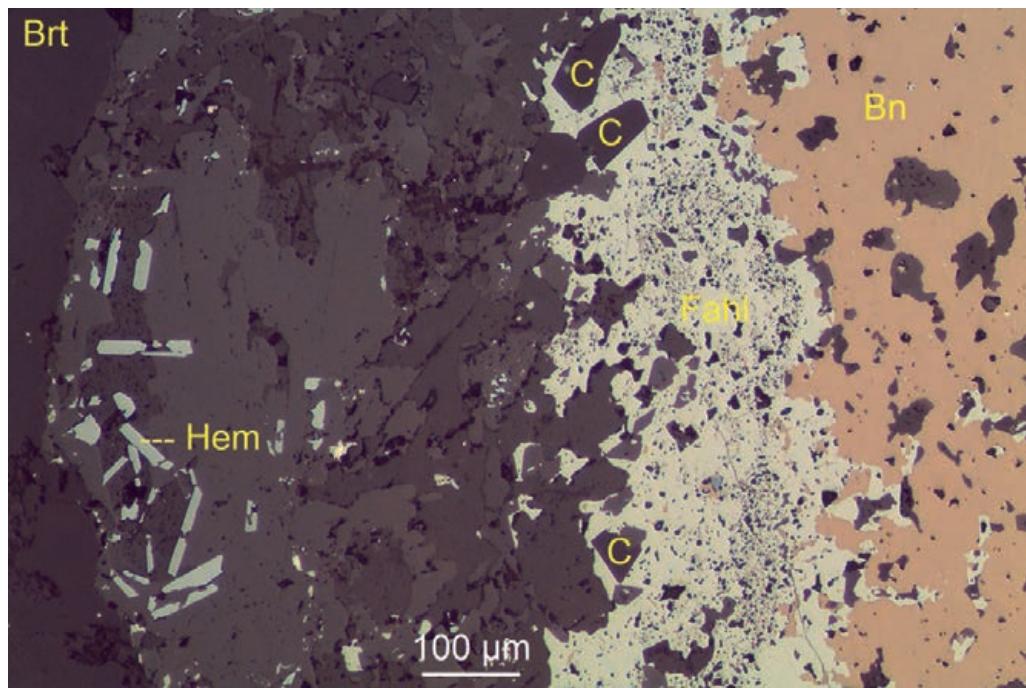


Abb. 28: Erzanschliff aus der in Abb. 24 gezeigten hydrothermalen Brekzie. Bornit (Bn) wird von postvariszischem Fahlerz (Fahl) u. Karbonat (C) überwachsen. Baryt (Brt) ist die jüngste Phase. Grube Heinrichsseggen (Littfeld).

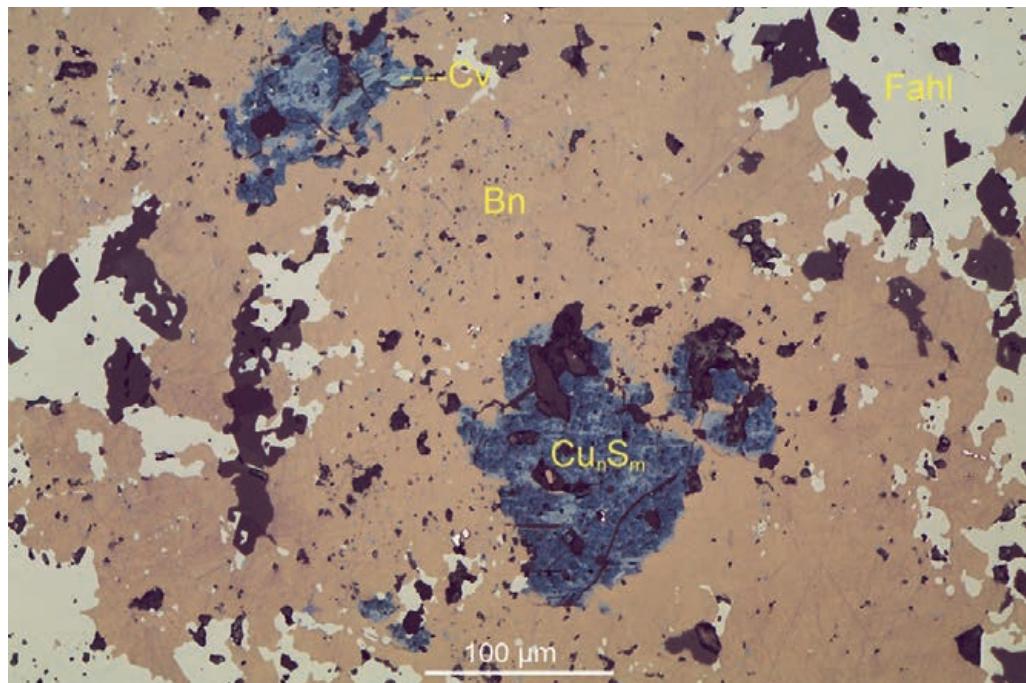


Abb. 29: Erzanschliff aus der in Abb. 24 gezeigten hydrothermalen Brekzie. Bornit (Bn) wird von postvariszischem Fahlerz (Fahl) verdrängt. Im Bornit sind Aggregate von Kupferglanz (Cu_nS_m) mit unterschiedlicher Stöchiometrie, daneben auch auch aszendenter Covellin (Cv). Grube Heinrichsseggen (Littfeld).

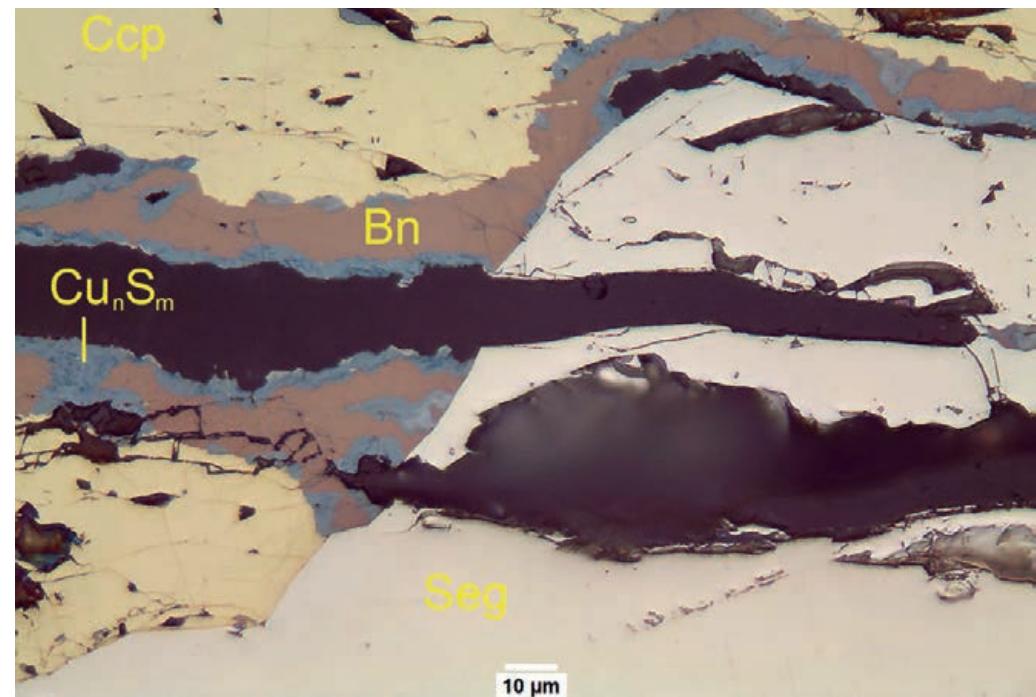


Abb. 30: Kupferkies (Ccp), randlich überwachsen von Bornit (Bn) und dieser von Kupferglanz (Cu_nS_m), daneben Siegenit (Seg). Grube Victoria (Littfeld).

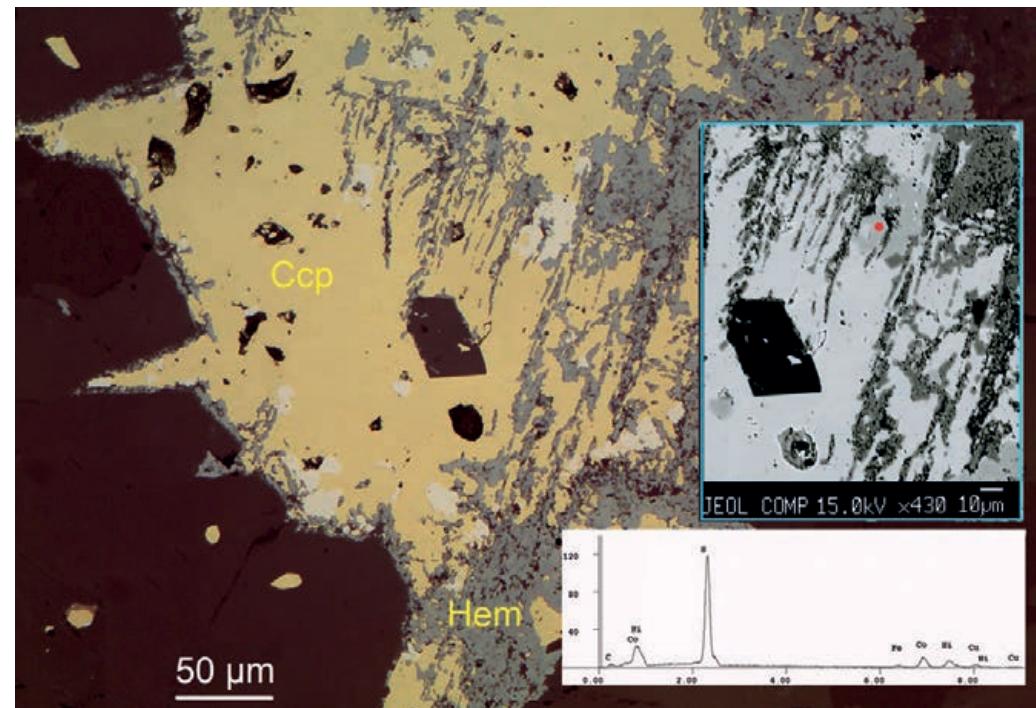


Abb. 31: Hämatit (grau), Kupferkies (gelb) und Siegenit (weiß, mit EDX Spektrum) (s. Text). Schachthalle Grube Glanzenberg (Silberg).

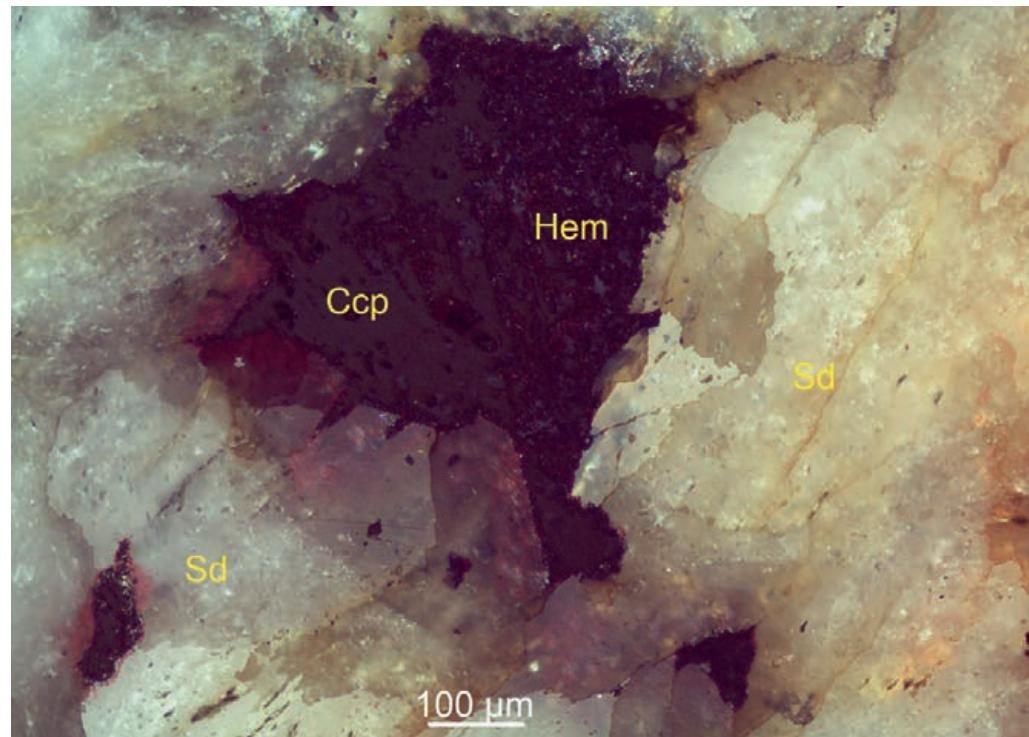


Abb. 32: Diese Abbildung zeigt das Kupferkies-Hämatit-Aggregat aus der vorherigen Abb. 31, jedoch etwas verkleinert, gedreht, und in XPL. Das Aggregat (und kleinere Aggregate daneben) liegen in Siderit (Sd), Rot-spat-Zonen um die Aggregate (s. Text). Schachthalle Grube Glanzenberg (Silberg).

5.4 Grube Brüche, Müsen (Müsener Horst)

Eine Hüttenhain'sche Erzprobe von der tiefen Stollensohle, Brücher Gang, nahe dem Blind-schacht, zeigt ein Bornit-Aggregat mit Kupferkies-Lamellen, welches letztlich von Fahlerz korrodiert und überwachsen wird (Abb. 33).

5.5 Grube Friedrichshammer, Wuppertal

Das Makrofoto in Abb. 34 zeigt einen massigen, stahlgrauen Hämatit, die rhomboedrischen Internstrukturen des ehemaligen Siderits (Bildmitte) sind deutlich zu erkennen. Im Erzmikroskop erkennt man, dass der Hämatit vorbestehenden Siderit verdrängt. Der Hämatit zeichnet dabei teilweise die rhomboedrischen Korngrenzen des Siderit nach (Abb. 35). Vorbestehender Kupferkies wird zwar von Hämatit überwachsen und verdrängt, eine Bornit-Bildung ist aber an keiner Stelle der Probe erkennbar (Abb. 36).

5.6 Grube Vorsehung, Plettenberg

Makroskopisch erscheinen die Kupfererze dieser Grube massig, dunkelblau-grünlich mit Glas-glanz und muscheligem Bruch. Sie entsprechen damit durchaus dem Typ, der von den alten

Bergleuten als "Kupferglaserz" bezeichnet wurde. In der erzmikroskopischen Untersuchung von drei Halden-Proben dieser Fundstelle zeigt sich ein quasi monomineralischer Aufbau aus Kupferglanz (Cu_nS_m) in orientierter Verwachsung mit deutlich sichtbarer Spaltbarkeit, im Kupferglanz finden sich noch sehr wenige sehr kleine korrodierte Bornit-Reste (Abb. 37). Kupferkies ist überaus selten in den Proben zu sehen, allenfalls in sehr wenigen, winzigen Funken (Abb. 38).

5.7 Grube Gonderbach, Fischelbach

Abb. 39 zeigt ein Kupferkies-Covellin-Aggregat, stark korrodiert und überwachsen von postva-riszischem Bleiglanz. Im Kupferkies sind noch winzige, rotbraune Bornit-Reste erkennbar. Covellin scheint hier etwas korrosionsresistenter zu sein als Kupferkies.

5.8 Grube Werner, Bendorf

Der Eisenglanz von der Grube Werner erscheint makroskopisch massig-dicht (Abb. 40). Randlich ist etwas Karbonat aufgewachsen. Im Erzmikroskop zeigt der Anschliff idiomorphen Hämatit, welcher älteren Siderit überwächst (Abb. 41). Lücken im Siderit-Aggregat entstanden aufgrund der Volumenreduktion bei der Umwandlung von Siderit in Hämatit.

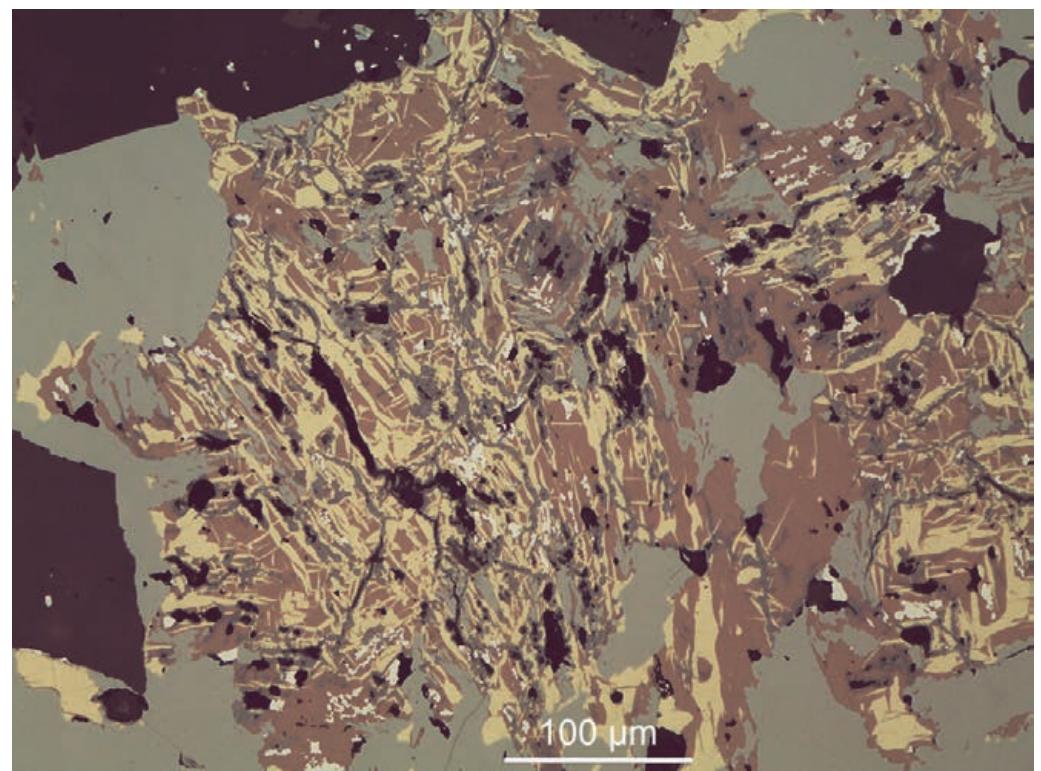


Abb. 33: Bornit-Aggregat (rotbraun) mit Kupferkies Lamellen (gelb), von Fahlerz (grau) korrodiert und überwachsen. Hüttenhain'sche Erzprobe BRC01 (s. Text). Grube Brüche (Müsener Horst).



Abb. 34: Hämatit stahlgrau, metallisch glänzend. Die rhomboedrischen Internstrukturen des ehemaligen Siderits (Bildmitte) sind deutlich zu erkennen. Grube Friedrichshammer (Kaltenbachtal bei Wuppertal – Cronenberg), polierter Anschliff. Foto: FRANK HÖHLE (Wuppertal).

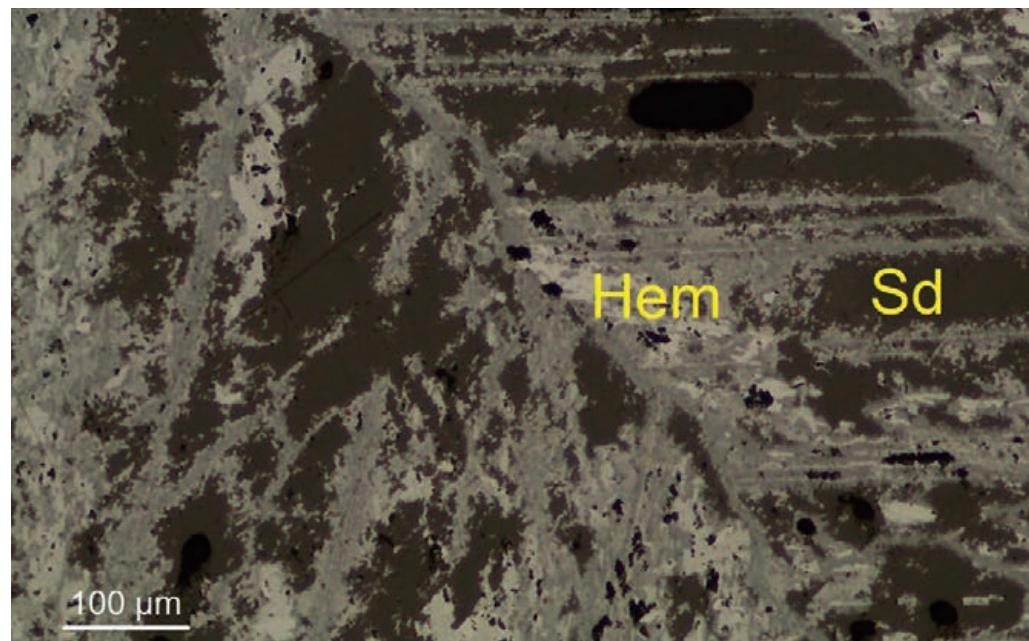


Abb. 35: Hämatit verdrängt vorbestehenden Siderit. Der Hämatit zeichnet dabei teilweise die rhomboedrischen Korngrenzen des Siderit nach. Grube Friedrichshammer (Kaltenbachtal bei Wuppertal – Cronenberg).

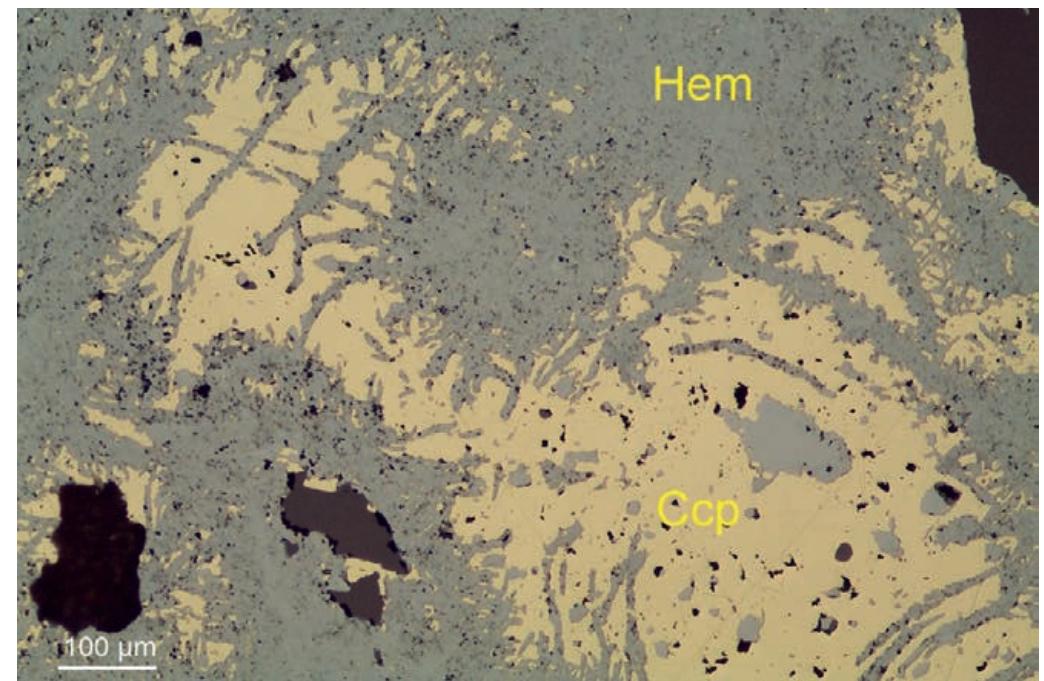


Abb. 36: Hämatit (Hem) und Kupferkies (Ccp) (s. Text). Grube Friedrichshammer (Kaltenbachtal bei Wuppertal – Cronenberg).

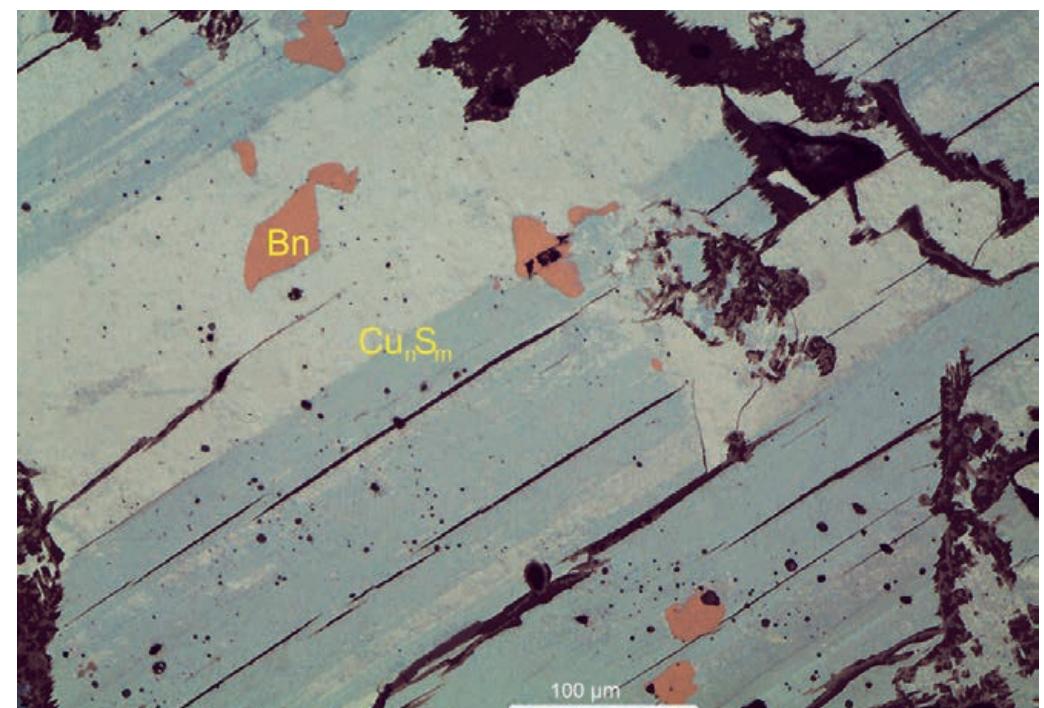


Abb. 37: Kupferglanz ($\text{Cu}_{11}\text{Sm}_m$) in orientierter Verwachsung mit deutlich sichtbarer Spaltbarkeit. Darin Reste von Bornit (Bn). (Grube Vorsehung, Plettenberg).

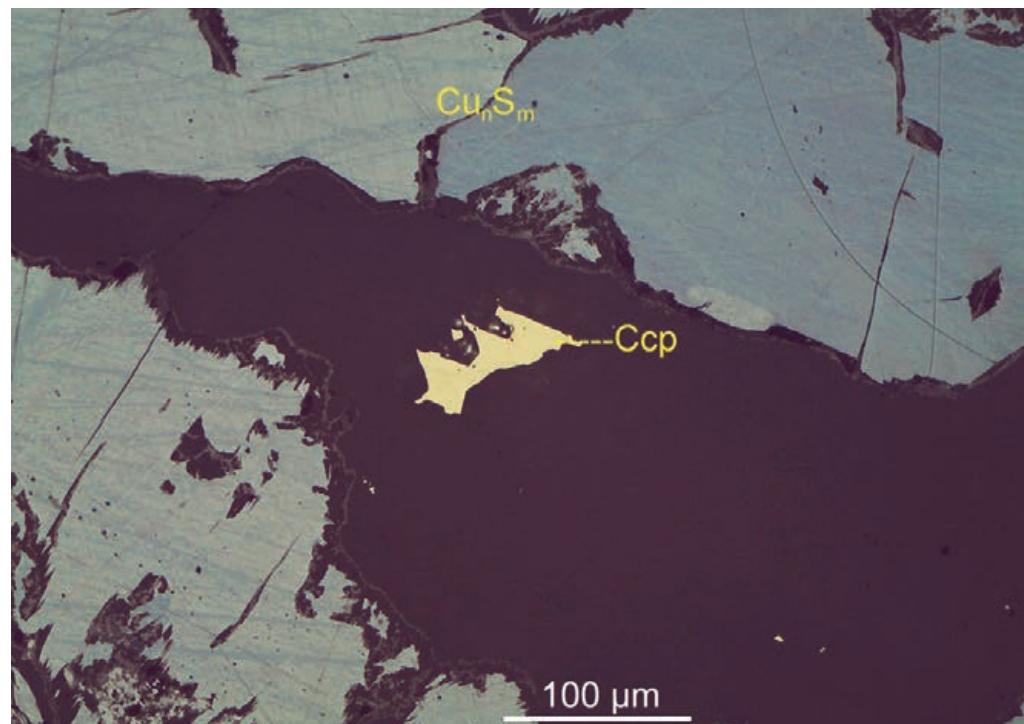


Abb. 38: Kupferglanz (Cu_nS_m) in orientierter Verwachsung. Winziges Kupferkies-Fünkchen (Ccp). (Grube Vorsichtung, Plettenberg).

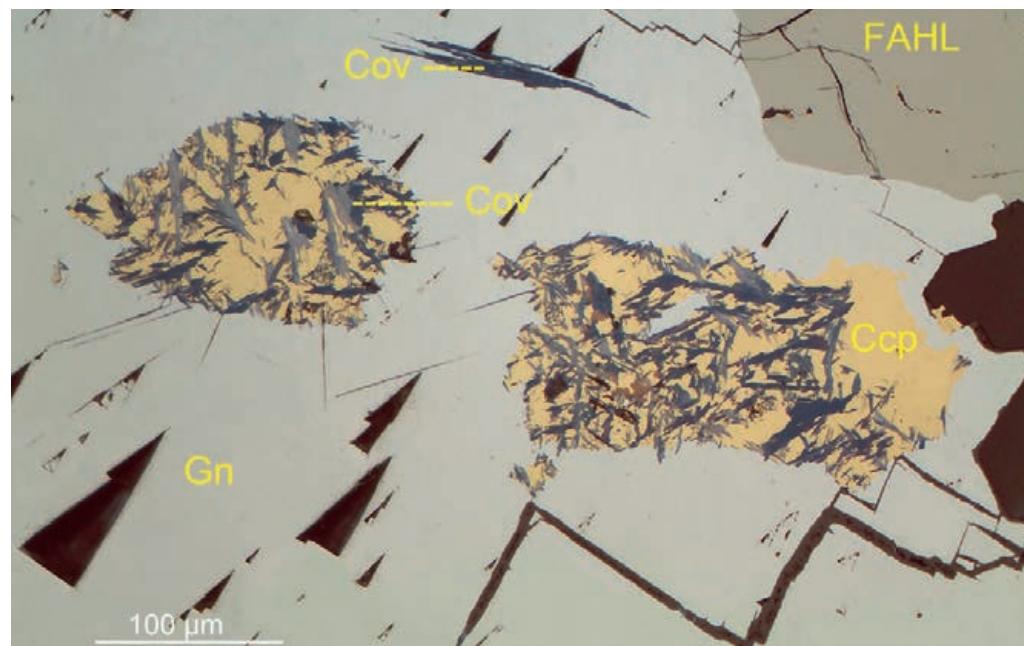


Abb. 39: Kupferkies-Covellin-Aggregat (Ccp / Cov), stark korrodiert und überwachsen von postvariszischem Bleiglanz (hellgrau), daneben o.r. Fahlerz (Tetraedrit). Im Kupferkies winzige Bornit-Reste (rotbraun) (s. Text). Grube Gonderbach (Fischelbach).

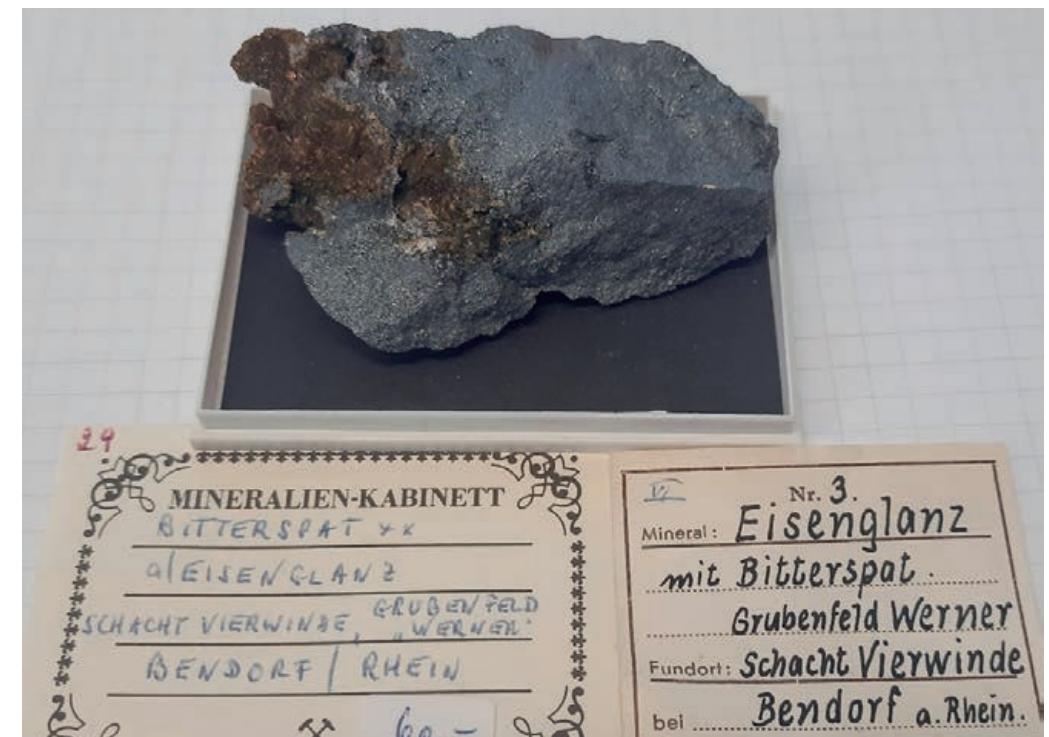


Abb. 40: Massiver Hämatit (s. Text). Grube Werner / Loh (Bendorf / Rhein).

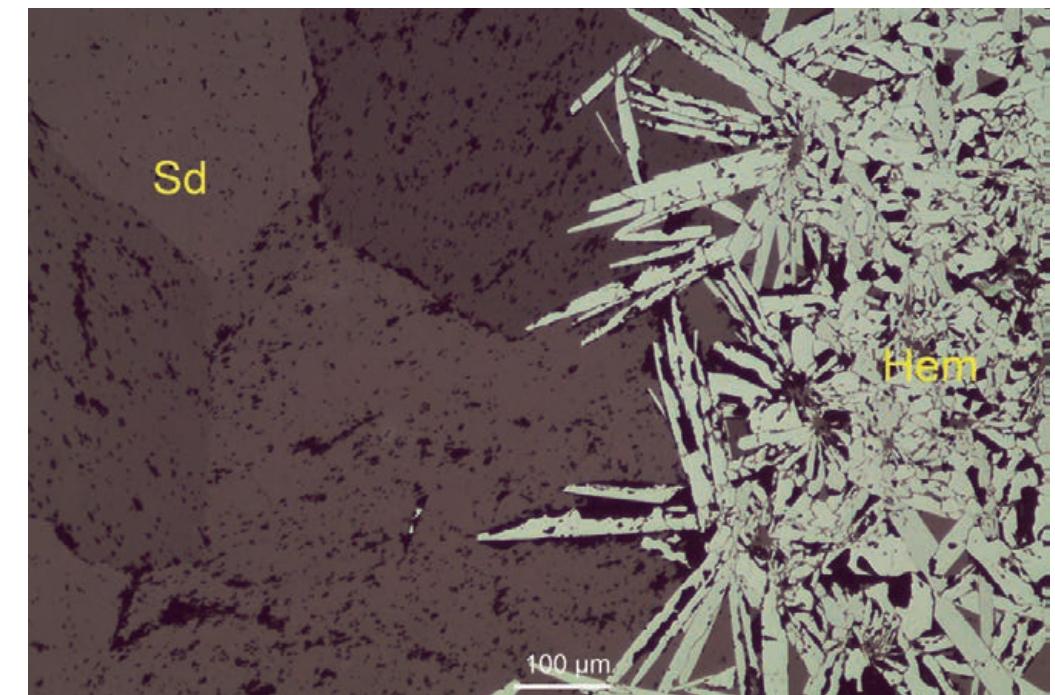


Abb. 41: Idiomorpher Hämatit überwächst Siderit. Grube Werner / Loh (Bendorf / Rhein).

6. Diskussion

6.1 Genetische & paragenetische Diskussion der hydrothermalen Rejuvenation

Hämatit ist ein hochoxidiertes, wasserfreies Eisenoxid, in dem Fe ausschließlich in der dreiwertigen Form vorliegt, er kann in einem breiten Bildungsbereich entstehen (MÜCKE 2016). In der hydrothermalen Rejuvenation entsteht Hämatit durch Oxidation von Siderit, wobei das zweiwertige Eisen des Siderits praktisch quantitativ zu dreiwertigem Eisen oxidiert und in Hämatit fixiert wurde (WAGNER 1999: 175). Von SCHNEIDERHÖHN (1923) wurden Temperaturen von 350-400 °C für diese Umwandlung angenommen, aber die Oxidation kann möglicherweise auch über einen längeren Zeitraum bei tieferen Temperaturen ablaufen.

Die Erzanschliffe von der Grube Friedrichshammer (Wuppertal) belegen, dass es im Rahmen der Rejuvenation nicht nur in-situ Umwandlungen von Siderit in Hämatit gibt (Abb. 34), sondern auch ein gewisser Transport von mobilisierten Fe-Kationen vor der Hämatit-Ausfällung stattfand (Abb. 36), wobei dann der neu gebildete Hämatit vorbestehenden Kupferkies überwächst. Auf diese Weise können auch die Überwachungen von Hämatit auf Kupferkies in den Abb. 17, 26, 31 erklärt werden. Die teils innigen Verwachsungen von Hämatit und Kupferkies in Abb. 17, Abb. 31 und Abb. 36 lassen vermuten, dass es dabei zumindest teilweise zu einer Verdrängung des vorbestehenden Kupferkieses gekommen ist.

Es gibt Hinweise dafür, dass die Erzbildungen der spätvariszischen Rejuvenation in jüngeren, postvariszischen Hydrothermalphasen umgelagert wurden. Abb. 24 zeigt, dass die postvariszischen Hydrothermen durchaus in der Lage sind, älteren Hämatit zu korrodieren und zu resorbieren. Der von BORNHARDT (1910: 339) beschriebene "drusige Eisenglanz" auf der 250 m-Sohle der Grube Bindweide in der Nähe von Geschiebeklüften könnte postvariszisches Alter besitzen. Diese Annahme wird gestützt durch einen Haldenfund eines Verfassers (RS) 1970 auf Grube Bindweide mit Hämatit in Verbindung mit 0,5 cm großen Quarzkristallen des postvariszischen Typs "Usingen". Die von BORNHARDT (1910: 322) beobachteten "kleinen Nester von pulvrigem Eisenglanz inmitten von stoffigem Bleiglanz" von Grube Victoria am Mösener Horst könnten ebenfalls postvariszische Bildungen durch Umlagerungen aus dem Hämatit der Rejuvenationsphase sein.

Kupfer-(Fe)-Sulfide finden sich zum einen, wie in Kapitel 3 beschrieben, als mesothermale Bildungen im Rahmen des Zerfalls einer Bornit-Digenit solid-solution, was eine typische Genese für die Rejuvenation darstellt. Nach AMCOFF (1988) findet eine Umwandlung von Kupferkies zu Bornit unter reduzierenden Bedingungen statt, wobei sich oberhalb 255° C eine solid-solution bildet. Nach ZHAO et al. (2014) bildet sich aus Bornit und Digenit im System Cu-Fe-S oberhalb von 265°C eine solid-solution, aus der beim Abkühlen neben Bornit (je nach stöchiometrischen Verhältnissen von Cu, Fe, und S) auch die typischen, lamellaren Entmischungen von Kupferkies, Idait, Chalkosin etc. entstehen. RAO (1967:24) zitiert experimentelle Untersuchungen von SUGAKI (1951), wonach sich lamellaren Entmischungen beim Abkühlen aus einer Bornit-Digenit solid-solution bei Temperaturen um 200° C bilden.

RAO (1967: 32; Abb. 41) beschrieb myrmekitische Verwachsungen von Bornit und Kupferglanz in den Paragenesen der Rejuvenation. Diese konnten die Verfasser auf einigen Gruben mit typischer Ausprägung der Rejuvenation bestätigen (Grube Storch & Schöneberg in Gosenbach, Grube Rother Adler N Struthütten, Grube Hohle(r)stein, Siegen, s. auch Abb. 19). Diese im zweidimensionalen Bild des Erzanschliffes lappen- oder wurmförmig erscheinenden Verwachsungen werden im englischen Sprachgebrauch als "symplectite" bezeichnet. Das Auftreten dieser Verwach-

sung innerhalb der Rejuvenation ist allerdings variabel und somit ist das Fehlen eines Myrmekits kein Ausschlusskriterium für das Vorliegen einer Rejuvenations-Paragenese.

Bornit kann sich auch unter niedrig-hydrothermalen Bedingungen von etwa 100° C unter Kupferzufuhr aus Kupferkies bilden und erscheint dann randlich am Kupferkies. Hierbei entsteht keine Bornit-Digenit solid-solution, wie wir sie für die hydrothermale Rejuvenation als typisch ansehen würden. ROBERTS (1963) führte die experimentelle hydrothermale Umwandlung von Kupferkies in Bornit bei Anwesenheit von Cu und S bereits bei Temperaturen von 100°C erfolgreich durch. In ZHAO et al. (2014) findet sich folgender Hinweis für Kupferkies-Bornit-Kupferkies Umwandlungen, die bereits bei 100°C ablaufen: "ROBERTS (1963) conducted a series of experiments to investigate the transformation of chalcopyrite into bornite in Cu-sulfate aqueous solutions at low temperature (<150°C), showing that chalcopyrite could be converted to bornite after six days at 100°C, and that the product bornite could be converted back to chalcopyrite by adding an excess of sulfide and ferrous ions under the same conditions". Diese niedrig-thermalen Umwandlungen erzeugen aber wohl keine lamellaren Entmischungen, wie sie für eine solid-solution typisch sind.

Als Kupferglanz im engeren Sinne bezeichnen SCHRÖCKE & WEINER (1981) die Minerale Chalkosin (Cu_2S) und Digenit (Cu_9S_5), die oft miteinander verwachsen sind. Nach diesen Autoren scheint der isotrope, kubische Digenit bei Schwefel-Überschuss stabil zu sein. Der Chalkosin hingegen scheint eher bei Kupferüberschuss stabil, eine Situation, die sich typischerweise bei der Bildung von Bornit aus einer Bornit-Digenit solid-solution vorliegt. RAO (1967) schreibt, dass der Bornit-Digenit-Mischkristall beim Zerfall lamellaren Kupferglanz liefert, wobei die einzelnen Balken des Kupferglanzes parallel den {111}-Richtungen des Digenits liegen. RAO (1967) führt weiterhin aus, dass bei abnehmender Temperatur und fortdauernder Cu-Neuzufuhr der Kupferglanz auch direkt, d.h. ohne Zerfall einer Bornit-Digenit solid-solution, zur Bildung kommen kann. Randliche Umwandlungen bzw. Aufwachungen von Kupferglanz auf Bornit sind somit auch durch niedrig-hydrothermale Vorgänge erklärbar, wie sie zum Beispiel in Anwesenheit eines Cu-Überschusses auch in anderen hydrothermalen Verhältnissen möglich sind. Da diese Bildungen nicht an die Bildung einer Bornit-Digenit solid-solution gebunden sind, sehen wir ihr alleiniges Auftreten nicht als diagnostisch für das Vorliegen einer Rejuvenation an.

Begrenzte, randliche Kupfersulfid-Zonen auf Bornit oder Kupferkies können auch deszenderter Natur sein, besonders falls es sich um Covellin handelt. Covellin tritt eher selten als primäre hydrothermale Bildung auf, er erscheint meist an der Grenze von der Oxidations- zur Zementations-Zone (SCHRÖCKE & WEINER 1981: 225) und ist daher oft auf Spalten in korrodiertem Kupferkies oder Bornit zu finden, er ist durch seine sehr ausgeprägte Anisotropie im Erzmikroskop leicht zu identifizieren. Covellin wird von RAO (1967) zwar für die Rejuvenation beschrieben, die Verfasser konnten ihn allerdings trotz der Auswertung vieler Proben nicht sicher mit der Rejuvenation assoziieren: Der randliche Covellin in Abb. 23 kann in Folge der postvariszischen Überprägung entstanden sein und der Covellin in Abb. 29 in Verwachung mit Kupferglanz als Insel in Bornit ist aufgrund fehlender Hinweise auf das Vorliegen einer Bornit-Digenit solid-solution nicht sicher als Bildung der Rejuvenation einzuordnen.

Die Kupfersulfide Chalkosin und Digenit finden sich nicht nur als primär hydrothermale Bildungen, sondern auch als zementative Bildungen, wobei Kupfersulfat-haltige Verwitterungslösungen aus der Oxidationszone nach unten wandern und an der Zone der primären Sulfide der Erzgänge in einem jetzt reduzierenden Milieu ein Austausch gemäß der elektrochemischen Reihe

stattfindet. Hierbei gehen zum Beispiel Kationen der unedleren Metalle Zn und Fe aus ihren Sulfiden in Lösung, das edlere Kupfer wird hingegen in Form von Kupfersulfiden wieder ausgefällt. Diese zementativen Sulfidbildungen ähneln bisweilen primär hydrothermalen Sulfidbildungen (RAMDOHR 1980: 32) und erfordern daher Erfahrung bei der Beurteilung.

Es erscheint daher zunächst zweckmäßig, vier Kriterien zu diskutieren, welche nach Meinung der Verfasser als diagnostisch für das lokale Vorliegen einer und ausgeprägten und typischen, hydrothermalen Rejuvenation angesehen werden können:

1. Nach aktuellem Wissensstand kommt es in dieser eigenständigen Hydrothermalphase im Rheinischen Schiefergebirge zur Aktivierung und hydrothermalen Überprägung ("Rejuvenation") von variszischen Gängen und deren Ganginventar. Im Gegensatz zu der vermutlich ebenfalls spätvariszisch anzusetzenden Antimonit-Mineralisation (ADELMANN et al. 2024) produzierte die Rejuvenation zumindest in diesem Gebiet offenbar keine eigenständigen Gänge.
2. Die überprägenden Hydrothermen datieren in die spätvariszische Phase im jüngeren Paläozoikum mit einer vorgeschlagenen Zeitklammer von ca. 300 Ma bis 258 Ma (ADELMANN 2021).
3. Da diese variszischen Gänge in der Regel Siderit enthalten, ist eine Umwandlung von vorbestehendem Siderit nach Hämatit zu erwarten, falls eine signifikante Rejuvenation vorliegt.
4. Dort wo der "sulfidische Nachhall" der Rejuvenation auftritt und auf vorbestehenden Kupferkies trifft, sind die paragenetischen Bilder von lamellarem Kupferkies (und teilweise auch -Kupferglanz) in neu gebildetem Bornit als Ausdruck des Zerfalls einer Bornit-Digenit solid-solution häufig zu sehen: In Anwesenheit von Fe-haltigen Cu-Sulfiden wie Kupferkies bildet sich typischerweise Bornit über eine Bornit-Digenit solid-solution. Im Bornit entmischt dann ein eventueller Fe-Überschuss als lamellarer Kupferkies. Bei reichlich Cu-Zufuhr durch die Hydrothermen der Rejuvenation und wenig vorbestehenden Fe-haltigen Cu-Sulfiden entstehen hingegen massive Kupferglanz-Aggregate ohne Entmischungen. Das Fehlen von Bornit mit lamellaren Entmischungen ist zudem nicht gleichmäßig über die Probe verteilt und bedeutet daher nicht notwendigerweise die Abwesenheit einer Rejuvenation, insbesondere wenn statt dem Bornit überwiegend massive Kupferglanz-Aggregate vorliegen.

Für die in Kapitel 4 erwähnte "atypische" Rejuvenations-Paragenese würden die Verfasser weiterhin das Auftreten der Mineralisation in variszischen Gängen mit Siderit erwarten, konzenterweise also die Umwandlung von Siderit in Hämatit. Falls die Kupferkies-Umwandlung in Bornit über eine Bornit-Digenit solid-solution nicht zu beobachten ist, kann vermutet werden, dass die nötigen PTX-/ Redox-Bedingungen und evtl. auch zusätzliche Kupferzufuhr durch die Hydrothermen nicht vorhanden waren. Die Bedeutung der PTX / Redox-Bedingungen in den Fluiden unterstreichen auch Befunde von experimentellen Arbeiten. So fanden Li et al. (2018), dass der pH Wert der Fluide nicht nur die Kinetik der Umwandlungs-Reaktion bestimmt, sondern auch, welche Entmischungs-Produkte gebildet werden.

Abb. 17 zeigt ein Nebeneinander von jüngerem Hämatit und älterem, vorbestehenden Kupferkies ohne Bornit-Umwandlung in einer Lagerstätte mit ausgeprägtem Vorkommen der Rejuvenation (Grube Hohle(r)stein im Leimbachtal bei Siegen). Dies demonstriert, dass auch in

Lagerstätten mit ausgeprägter hydrothermaler Rejuvenation einschließlich ausgeprägter Bornit-Bildung (Abb. 16) durchaus auch Regionen vorhanden sein können, die nicht vom hydrothermalen Nachhall der Phase 2 erreicht und überprägt wurden, weil möglicherweise die lokalen PTX-/ Redox-Bedingungen ungünstig waren.

Für das lokale Vorliegen eines sulfidischen Nachhalls der Rejuvenation ist es somit entscheidend, primär hydrothermal über eine Bornit-Digenit solid-solution gebildete Kupfersulfide von niedrig-hydrothermal gebildeten Kupfersulfiden und deszendenten, zementativ gebildeten Kupfersulfiden zu unterscheiden.

Daher werden die Minerale, insbesondere die Kupfersulfide der vorgestellten Fundorte, im Folgenden hinsichtlich dieser differentialdiagnostischen Kriterien diskutiert.

6.2 Gruben am Müsener Horst

Die Grube Heinrichssegen (Littfeld) stellt die südliche Verlängerung der Gänge der Grube Victoria dar, allerdings treten im Bereich der Heinrichssegner Gänge vermehrt postvariszische Überprägungen der vorbestehenden variszischen Gangmineralisationen auf. Die Lagerstätte der nördlich liegenden Grube Victoria hingegen enthält überwiegend variszische Gangmineralisationen, jüngere Mineralisationen sind hier seltener zu finden.

Häufig finden sich in den Halden der Grube Heinrichssegen hydrothermale Brekzien (Abb. 22, 27). Neben der häufigen Gangart Quarz kommen in diesen Brekzien aber auch Baryt und ankeritische Karbonate als "verkittende" Gangarten vor. Als Klästen tritt in diesen Brekzien auch frakturiertes variszisches Ganginventar auf, wie zum Beispiel Siderit (Abb. 22). Aufgrund der Gangarten Karbonat, Baryt, und Quarz sowie der Morphologie mit frakturiertem variszischem Siderit ordnen wir diese Brekzien als postvariszische Bildungen ein.

Das bisher ähnliche paragenetische Bild einer Rejuvenation vom Müsener Horst zeigt Abb. 23 von einer Probe der Grube Heinrichssegen aufgrund von gelbem, lamellarem Kupferkies und blauem, ebenfalls teilweise lamellarem Kupferglanz, beides Hinweise auf eine Bornit-Digenit solid-solution. Ein recht großer Teil des blauen Erzes ist Covellin (s. Bildunterschrift), was zumindest ungewöhnlich für die Rejuvenations-Paragenese ist. Eine starke Korrosion von Bornit durch postvariszisches Fahlerz zeigt Abb. 24, dort ist der Bornit nur noch in Resten im Fahlerz erkennbar, der ältere Hämatit wird ebenfalls überwachsen. Die ehemals wohl scharf begrenzten, idiomorphen Hämatit-Kristalle zeigen hier auch außerhalb des Fahlerzes deutliche Korrosion bzw. Resorptionsspuren, möglicherweise durch die postvariszischen Hydrothermen.

Die randliche Überwachung von Bornit mit Covellin in Abb. 25 ist wohl als eher seltene niedrig-temperierte hydrothermale Bildung einzustufen, auch ist er teilweise von einem dünnen Fahlerz-Saum überzogen. Diese Verwachsung passt nicht zum paragenetischen Bild der Rejuvenation, zumal auch im Bornit keine Hinweise auf eine Entstehung aus einer Bornit-Digenit solid-solution vorliegen. Das ganze Aggregat ist schließlich von postvariszischem Fahlerz überwachsen, welches hier die jüngste Bildung darstellt.

Die Abb. 30 von der Grube Victoria zeigt randlichen Kupferglanz auf Bornit, was durchaus durch die oben erwähnten, niedrig-hydrothermalen Umwandlungen ohne die Bildung einer Bornit-

Digenit solid-solution erklärt werden kann. Die von BORNHARDT (1910: 322) beobachteten "kleinen Nester von pulvrigem Eisenglanz inmitten von stoffigem Bleiglanz" von Grube Victoria am Müsener Horst könnten postvariszische Bildungen durch Umlagerungen aus dem Hämatit der Rejuvenationsphase sein und wären zusätzlich zu den in FENCHEL et al. (1985: 138 f) angegebenen Hinweisen auf Rotspat ein möglicher Hinweis auf eine vorbestehende Rejuvenation auf dieser Grube.

Im Bereich der **Grube Glanzenberg**, wo bisher überhaupt kein Bornit bekannt geworden ist, wären generell ungünstige PTX-/Redox-Bedingungen für die Bildung einer Bornit-Digenit solid-solution anzunehmen. Abb. 31 mit Hämatit-Aufwuchs auf Kupferkies ohne Bornit-Bildung zeigt daher auch ein ähnliches Bild wie Abb. 26 von der Grube Heinrichsgegen. In Abb. 32 erkennt man im Nahbereich der Kupferkies-Hämatit-Aggregate eine sehr umschriebene Rotspatbildung in der Siderit-Matrix, wie sie für die aszendente Hämatit-Bildung aus Siderit durch die Hydrothermen der Rejuvenation typisch ist. Hier ist also eine sehr geringe Rejuvenation anzunehmen, die aber aufgrund des Fehlens der typischen Kupfererz-Paragenese des hydrothermalen Nachhalls der Rejuvenation als "atypisch" anzusehen ist.

Die **Grube Brüche** in Müsen ist ein altes Bergwerk, welches auf einem ausgeprägten Siderit-Mittel baute, Sulfide traten nur sehr untergeordnet auf. Die Förderung wurden schon Ende des 19. Jahrhunderts eingestellt (FENCHEL et al. 1985: 156f.). Es liegen kaum Untersuchungen zu den Primärerzen vor, die Literatur beschränkt sich weitgehend auf die Sekundärmineralisationen von der Halde des oberen Stollens. Das Auftreten der Rejuvenation ist dort bisher nicht beschrieben. Den Verfassern liegen zwei historische Erzproben vor. Eine Hüttenhain'sche Erzprobe von der tiefen Stollensohle der Grube Brüche (Brücher Gang, nahe dem Blindschacht) zeigt ein Bornit-Aggregat mit Kupferkies-Lamellen (Abb. 33), welches eine Bildung aus einer solid-solution nahelegt, wie sie für die Hydrothermen der Rejuvenation typisch ist. Das Aggregat wird von Fahlerz korrodiert und überwachsen, wobei das Fahlerz wahrscheinlich einer postvariszischen Überprägung entstammt, die im Müsener Horst häufig auftritt. Das Auftreten der Gangart Calcit in der Probe stützt die Annahme einer postvariszischen Überprägung. Solche aus einer solid-solution hervorgegangene Bornit-Kupferkies-Aggregate sind bisher nicht von postvariszischen Mineralisationen beschrieben worden, daher ist hier eine Bildung der hydrothermalen Rejuvenation zu vermuten. Das Auftreten der Rejuvenation müsste allerdings noch durch das Auffinden von Siderit-Umwandlungen in Hämatit eine weitere Bestätigung erfahren.

Es sind im Bereich des Müsener Horstes häufiger "atypische Paragenesen" vorhanden, in denen Hämatit auf Kupferkies aufgewachsen ist und diesen auch durchsetzt, aber keine Umwandlung zu Bornit erfolgt ist, wie in Abb. 26 von der Grube Heinrichsgegen, und in Abb. 31 von der Schachthalle der Grube Glanzenberg gezeigt. Das Kupferkies-Hämatit-Aggregat von Abb. 31 liegt eingebettet in Siderit, bei gekreuzten Pol-Filtern ist immerhin eine Rotspat-Bildung im Siderit am Kontakt mit diesem Aggregat zu erkennen (Abb. 32). Wie eingangs in diesem Kapitel gesagt, kann auch ein gewisser Transport von aus Siderit mobilisierten Fe-Kationen angenommen werden, daher muss Siderit nicht unbedingt immer im Nahbereich der Hämatit-Bildung vorliegen.

Anhand der spärlichen Hinweise auf das Vorliegen einer spätvariszischen Rejuvenation in der Gruben des Müsener Horstes aus der Literatur und anhand von aktuellen, hier vorgestellten erzmikroskopischen Untersuchungen bleibt festzuhalten, dass die Rejuvenation am Müsener Horst wohl nur sehr untergeordnet auftritt. Dabei finden sich in der Regel, wie hier gezeigt, atypische

Paragenesen, die auf das Vorliegen von PTX / Redox-Bedingungen hinweisen, welche die Ausbildung der Rejuvenations-Paragenese in ihrer typischen Form dort nicht in nennenswertem Maße zugelassen haben.

6.3 Grube Friedrichshammer, Wuppertal

Abb. 31 von der Grube Glanzenberg entspricht übrigens weitgehend der Abb. 36 von der Grube Friedrichshammer (Wuppertal). Da bisher kein Bornit und Kupferglanz von der Lagerstätte Friedrichshammer bekannt geworden ist, steht zu vermuten, dass hier bei vorexistenter Kupferkies der hydrothermale Nachhall ausgeblieben ist, möglicherweise aufgrund generell unpassender tektonischer oder PTX-/Redox-Bedingungen. Also liegt hier vermutlich ebenfalls eine "atypische" Rejuvenation vor. Die Überwachung von variszischem Kupferkies durch Hämatit lassen auf eine lokale Migration von aus Siderit mobilisierten Fe-Kationen schließen. Eine teils innige Verwachung von Kupferkies mit dem jüngeren Hämatit sind als Ausdruck einer zumindest teilweisen Mobilisierung des variszischen Kupferkieses zu deuten.

6.4 Grube Vorsehung, Plettenberg

Die Befunde aus drei Halden-Proben sprechen am ehesten für eine deszendente, zementative Genese des Kupferglanzes. Kleine Bornit-Inseln zeigen das Vorhandensein von etwas Eisen an, allerdings wird im Rahmen der Zementation zunehmend Fe durch das (elektrochemisch edlere) Cu ersetzt. Es fanden sich keine Hinweise auf das Vorliegen einer Bornit-Digenit solid-solution. Ob der Kupferglanz letztlich auf Kosten eines ursprünglichen Kupferkieses gewachsen, ist lässt sich aufgrund der winzigen, isoliert liegenden Kupferkies-Funken nicht beantworten. WETTIG (1974, Anlage 1a) gibt für die Grube Vorsehung zwar Hämatit an, vermutlich aufgrund der unsicheren Erwähnung bei BERTRAM (1953), der einzige "Hämatit" dieses Fundortes besteht nach Kenntnis der Verfasser lediglich in Form eines leicht rötlich gefärbten Quarzes, Siderit wurde dort bisher nicht gefunden. Die vorliegenden Befunde sprechen nicht für das Auftreten der hydrothermalen Rejuvenation in den Gängen der Grube Vorsehung.

6.5 Grube Gonderbach, Fischelbach

Die Ganglagerstätte Gonderbach ist nach allen vorliegenden Erkenntnissen als rein postvariszisch anzusehen. Dies stützt sich nicht zuletzt auch auf das Inventar der Gänge welches nach KOLBE (1925) aus einem silberarmen Bleiglanz ("Bleiglasurzerz"), etwas Fahlerz, Kupferkies, sowie heller, klarer, Fe-armen Zinkblende bestand. Silberhaltige Lösungen haben wohl in einer weiteren Hydrothermalphase stellenweise Pyrargyrit gebildet, das Fahlerz ist übrigens - wie von KOLBE (1925) beschrieben - nur in der Nähe der Silber-Reicherzfälle Ag-haltig. Auch die Gangarten Quarz, Baryt, und "teils eisenhaltige Karbonate" "als "Kriställchen in Drusen" (KOLBE (1925) deuten auf eine postvariszische Bildung hin. Es gibt derzeit keine Hinweise auf vorbestehende, variszische oder spätvariszische Mineralisationen.

Die in Abb. 39 gezeigte, sehr kleinräumige Verwachung von Kupferkies und blauen Kupfersulfiden mit kleinsten Mengen Bornit in postvariszischem Bleiglanz lässt nach Ansicht der Verfasser noch nicht auf das Vorhandensein einer formalen hydrothermalen Rejuvenation sensu

stricto schließen, zumal das spätvariszische Hydrothermalsystem der Rejuvenation älter anzusetzen ist als die postvariszische Mineralisation auf Gonderbach und in der Lagerstätte Gonderbach keine vorbestehenden variszischen Gänge bekannt sind. Wie zu Beginn dieses Kapitels dargelegt, definieren die Verfasser das formale Auftreten der Rejuvenation auch durch das Vorhandensein variszischer Gänge und variszischer Mineralisationen, einschließlich Siderit, welcher dann in Hämatit überführt wird.

Das Wirtsmaterial, in dem die Kupfersulfide liegen, ist zudem Kupferkies und nicht ein aus einer Bornit-Digenit solid-solution hervorgegangener Bornit. Die Kupfersulfide identifizieren sich schon aufgrund der ausgeprägten Anisotropie als Covellin. KOLBE (1925: 303) macht eine Beobachtung, die möglicherweise zu der in Abb. 39 gezeigten Verwachsung aus Kupferkies und Covellin passen könnte: *"Im Anschliff zeigen vereinzelte Kupferkiesadern in Berührung mit Bleiglanz feine Nadeln eines blauen Erzes, das wohl ein Reaktionsprodukt des Bleiglanzes mit der Kupferlösung darstellt. Das Auftreten purpurroter Partien in diesem blauen Erz bei Betrachtung mit Immersion sowie die Anätzbarkeit durch verdünnte KCN-Lösung (1:5) lassen nach SCHNEIDERHÖHN auf Kupferindig (Anm: Covellin) schließen".*

In der Zusammensetzung ist das Auftreten der hydrothermalen Rejuvenation in der Lagerstätte Gonderbach nach den vorliegenden Befunden zu verneinen.

6.6 Grube Werner, Bendorf / Rhein

Der Eisenglanz von der Grube Werner erscheint makroskopisch massig-dicht, im Erzmikroskop überwächst idiomorpher Hämatit älteren Siderit. Die Befunde sprechen für das Auftreten der hydrothermalen Rejuvenation auf der Grube Werner. Da keine Kupfererze sichtbar sind, kann derzeit allerdings nicht zwischen einer typischen oder einer atypischen Rejuvenation unterschieden werden.

Der Fund größerer, abbauwürdiger Hämatit-*"Nester"* (QUIRING 1931) auf Grube Werner legt ein bedeutsames Auftreten der hydrothermalen Rejuvenation auf dieser Grube nahe und schließt damit eine Lücke in der Verbreitung dieser eigenständigen Hydrothermalphase zwischen den lange bekannten Vorkommen im Siegerland und dem zuletzt bestätigten Auftreten der Rejuvenation in typischer Paragenese weit im SW in der Eifel bei Hasborn/Bad Bertrich (ADELMANN 2021).

6.7 Möglicherweise verwandte Mineralisationen

Die hydrothermale Rejuvenation wird in diesem Aufsatz und gemäß der Namensgebung als Reaktivierung und hydrothermale Überprägung bestehender variszischen Gänge mit Siderit- und Sulfid-Mineralisation im Rheinischen Schiefergebirge verstanden. Wie ADELMANN (2021) belegen konnte, ist das Hydrothermalsystem nicht wie bisher bekannt auf das rechtsrheinische Schiefergebirge beschränkt, sondern in typischem Auftreten und Paragenese auch ganz im SW der Eifel nachweisbar. Es ist daher möglich, dass dieses Hydrothermalsystem zum Beispiel auch noch weiter westlich aktiv war.

HATERT (2005) berichtet über Kupfererz-Mineralisationen in Quarzgängen von Vielsalm, Belgien, im Stavelot-Venn Massiv im westlichen Rhenoherzynikum. Diese Quarz-Kupfererz-Gänge

durchkreuzen chloritreiche Schiefer des Ordoviziums. Diese Publikation zeigt Bornit mit Kupferkies-Entmischungslamellen von typischerweise $< 5 \mu\text{m}$ Breite (in Ausnahmefällen bis $100 \mu\text{m}$ Breite). Die Orientierung dieser Lamellen folgt den {100} und {111} Richtungen des Bornits und weist somit auf ihre Entstehung aus einer Bornit-Digenit solid-solution hin. Auch entsprechende Kupferglanz-Lamellen werden von dort beschrieben. Die Entstehung dieser Verwachsung als Ausdruck der Entmischung einer Bornit-Digenit solid-solution kann durchaus in hydrothermalen Situationen unter bestimmten PTX-Bedingungen außerhalb der formalen Rejuvenation, wie in diesem Aufsatz definiert, auftreten. Da in diesen Quarz-Kupfer-Gängen kein Siderit beschrieben wird, verwundert es nicht, dass Hämatit dort nur als geringes, akzessorisches Mineral genannt wird. Nach HATERT (2005) entstanden diese Gänge am Ende der variszischen Faltung im Karbon. Deformation und Metamorphose sind im rechtsrheinischen, wie auch im linksrheinischen Schiefergebirge vergleichbar. Rechtsrheinisch besitzt die Auffaltung des Gebirges ein Alter von etwas mehr als 300 Ma (AHRENDT et al. 1978, 1983). Somit würde die Quarz-Kupfer-Gangmineralisation in Vielsalm durchaus noch in das von ADELMANN (2021) vorgeschlagene Zeitfenster für die hydrothermale Rejuvenation von ca. 300 Ma bis 258 Ma fallen. Es ist somit nicht auszuschließen, dass die spätvariszischen Quarz-Kupfer-Gänge in Vielsalm vom selben Hydrothermalsystem gebildet wurden, welches im Rheinischen Schiefergebirge zur Überprägung ("Rejuvenation") variszischer Gangmineralisationen führte.

TUFAR & GRASSEGGER (1984) berichten über das Auftreten von Bornit und Kupferglanz im postvariszischen Barytgang der Grube Dreislar (Ost-Sauerland). Hier gibt es nach Ansicht der Verfasser keine Hinweise auf eine variszische Gangmineralisation und die von den genannten Autoren beschriebenen Kupfermineralisationen können durchaus als niedrig-hydrothermale, aszendente Bildungen interpretiert werden.

In der Kupfererz-Lagerstätte Marsberg im Nordosten des Rheinischen Schiefergebirges tritt neben Kupferglanz auch öfter Bornit mit Kupferkies-Entmischungslamellen nach (100) auf (SCHWAKE 1935). Die Entstehung der Marsberger Kupfererze Kupferglanz und Bornit verlief insgesamt sehr komplex in mehreren Schüben. Am Ende der Mineralisations-Phasen stehen dann wohl überwiegend deszendent-zementative Bildungen, die rotliegendzeitlich bis postvariszisch eingestuft werden (STRIBRNÝ 2024: 37, 69).

Lamellare Entmischungen von Kupferkies in Bornit als Bildung aus einer solid-solution im System Cu-Fe-S wurden zuletzt von LI et al. 2018 experimentell nachgestellt. Die Entmischungen treten nicht nur in der Rejuvenation auf, sondern sind nach RAMDOHR (1980) durchaus verbreitet. Da die Bildung einer Bornit-Digenit solid-solution, wie oben ausgeführt, höhere Temperaturen erfordert, finden sich diese Bildungen zum Beispiel auch in Pegmatiten (SCHRÖCKE & WEINER 1981: 127). Auch als hydrothermale Bildungen in IOCG-Lagerstätten (Iron-Oxide-associated Copper-Gold) tritt bisweilen lamellarer Kupferkies in Bornit auf. RAMDOHR (1980: 491) zeigt ein entsprechendes Beispiel der Lagerstätte Svappavaara in Nordschweden. LI et al. (2018) zeigen eben solche lamellaren Entmischungen von Kupferkies in Bornit in den IOCG-Lagerstätten in Süd-Australien. Diese Lagerstätten treten charakteristischerweise in felsischen Magmatiten wie Graniten und Rhyolithen teil proterozoischen Alters auf, welche nachfolgend hydrothermal überprägt wurden.

Eine genetische Unterscheidung solcher pegmatitischen oder IOCG-assoziierten Bildungen von den hier besprochenen Bildungen im Rahmen des hydrothermalen Nachhalls in hydrothermal überprägten variszischen Gangmineralisationen ist schon aufgrund der Art der Gänge, des

abweichenden Nebengesteins, und somit letztlich der unterschiedlichen Gesamt-Paragenese möglich. Auch die Datierung der Hydrothermen der Rejuvenation in die spätvariszische Phase im jüngeren Paläozoikum ist ein wichtiges diagnostisches Kriterium.

In Summe kann man somit von einer hydrothermalen Rejuvenation im eigentlichen Sinne ausgehen, wenn variszische Gänge durch spätvariszisch zu datierende Hydrothermen unter Bildung der hier gezeigten typischen oder atypischen Paragenesen überprägt wurden.

7. Zusammenfassung

Kennzeichen der eigenständigen, spätvariszischen hydrothermalen Rejuvenation sind Überprägungen variszischer Gänge durch spätvariszisch zu datierende Hydrothermen.

In einer hochtemperierten Phase wird variszischer Siderit dadurch in Hämatit überführt. In den meisten Vorkommen der Rejuvenation in ihrer "typischen Form" folgt auf diese erste Phase noch ein "hydrothermaler Nachhall" mit Neuzufuhr von Kupfer, wobei sich in Anwesenheit von Fe-haltigen Cu-Sulfiden wie Kupferkies typischerweise über eine Bornit-Digenit solid-solution Bornit bildet. Im Bornit entmischt dann ein evtl. Fe-Überschuss als lamellarer Kupferkies. Diese paragenetischen Bilder, welche der Zerfall der Bornit-Digenit solid-solution erzeugt, ist eines der in Kapitel 6 genannten Kennzeichen der Rejuvenation und ermöglicht in der Gesamtschau eine Differenzierung gegenüber Bornit- und Kupferglanz-Bildungen anderer Genese. Bei Cu-Überschuss und wenig vorbestehenden Fe-haltigen Cu-Sulfiden entstehen durch die Cu-Zufuhr in den Hydrothermen der Rejuvenation hingegen massive Kupferglanz-Aggregate ohne Entmischungen.

Es muss jedoch nicht unbedingt von einer ausgeprägten zeitlichen Trennung beider Phasen ausgegangen werden, vermutlich haben thermische und geochemische Gradienten in den von der Rejuvenation überprägten Gängen zu einem räumlichen Nebeneinander von oxidierenden und reduzierenden Domänen geführt (WAGNER 1998: 175), wobei der Hämatit meist etwas älter erscheint (ADELMANN 2021).

Allerdings finden sich wie ausgeführt auch "atypische" Formen der hydrothermalen Rejuvenation, wo der hydrothermale Nachhall offenbar aufgrund unpassender PTX-/Redox-Bedingungen bzw. fehlender Kupfer-Zufuhr ausgeblieben ist und lediglich eine Siderit-Umwandlung in Hämatit vorliegt. In diesen atypischen paragenetischen Bildern verdrängt neu gebildeter Hämatit auch häufig vorbestehenden Kupferkies ohne Bildung von Bornit.

Am **Müsener Horst** zeigen die vorgestellten paragenetischen Bilder meist das Auftreten einer "atypischen" Form der Rejuvenation an, die dort wohl insgesamt auch sehr gering ausgeprägt war. Offenbar waren die spätvariszischen hydrothermalen Zuflüsse im Bereich des Müsener Horstes insgesamt nicht ausgeprägt, bzw. die dortigen PTX / Redox-Bedingungen nicht ideal für die Bildung einer ausgeprägten und typischen Rejuvenations-Paragenese.

Die **Grube Friedrichshammer** (Wuppertal) ist neu in die Liste der bestätigten Vorkommen der Rejuvenation aufzunehmen. Da hier bei vorexistenter Kupferkies der hydrothermale Nachhall ausgeblieben ist, liegt eine "atypische" Ausprägung der Rejuvenation vor. Die Erzanschliffe von der Grube Friedrichshammer (Wuppertal) zeigen, dass es im Rahmen der Rejuvenation nicht nur

in-situ Umwandlungen von Siderit in Hämatit gibt, sondern wohl auch ein gewisser Transport von Fe-Kationen vor der Hämatit-Ausfällung stattfand. Die teils innigen Verwachsungen von Hämatit und Kupferkies in dieser atypischen Paragenese lassen vermuten, dass es dabei zumindest teilweise zu einer Verdrängung von vorbestehendem, variszischem Kupferkies gekommen ist.

Die Funde von massigem Kupferglanz von der **Grube Vorsehung** (Plettenberg) sind am ehesten durch deszendente Zementation erklärbar, Hinweise für das Auftreten der hydrothermalen Rejuvenation konnten die Verfasser dort nicht finden.

Bei der **Grube Gonderbach** (Fischelbach) muss auch nach den aktuellen Befunden von einer rein postvariszischen Gangmineralisation ausgegangen werden. Es gibt dort nach wie vor keine Hinweise auf das Vorliegen von variszischen Gängen oder der spätvariszischen Rejuvenation.

Auf der **Grube Werner** (Bendorf/Rhein) ist zumindest im Mittel "Loh" eine Rejuvenation anzunehmen. Der Fund größerer, abbauwürdiger Hämatit-Nester schließt damit eine Lücke in der Verbreitung dieser eigenständigen Hydrothermalphase zwischen den lange bekannten Vorkommen im Siegerland und dem zuletzt bestätigten Auftreten der Rejuvenation ganz im SW der Siegener Hauptüberschiebung bei Hasborn/Bad Bertrich in der Eifel.

Die Bornit-Kupferglanz-Mineralisationen der **Quarz-Kupferkies-Gänge von Vielsalm** im Stavelot-Venn Massiv zeigen morphologisch Hinweise auf eine Herleitung aus einer Bornit-Digenit solid-solution, wie sie für den hydrothermalen Nachhall der Rejuvenation typisch ist. Auch die Datierung dieser Mineralisation würde noch in das aktuell vorgeschlagene Zeitfenster für die hydrothermale Rejuvenation fallen. Das Fehlen von Hämatit kann durch das Fehlen einer vorbestehenden Siderit-Mineralisation in diesen Gängen erklärt werden. Die Quarz-Kupferkies-Gänge von Vielsalm könnten somit ein Hinweis auf ein weiter westliches Auftreten der Hydrothermen der Rejuvenation darstellen. Hier wären weitere vergleichende Untersuchungen interessant.

Dank

HEINER FLICK (Marktoberdorf) danken wir für Diskussionen und für die Mithilfe bei der Erstellung der Übersichtskarte. WILFRIED LIESSMANN (Clausthal) danken wir für Erzproben, insbesondere für die Möglichkeit, die ehemalige Hüttenhain'sche Erzsammlung zu beproben. VOLKER HALLER (Lüdenscheid) danken wir für die Bereitstellung von Erzproben und für Diskussionen zu den Fundstellen im Bergischen Land und im Sauerland. MATTHIAS REINHARDT (Drolshagen) danken wir für Diskussionen und Bereitstellung von Proben. ROGER LANG, Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland Pfalz in Mainz, danken wir für die Möglichkeit, eine Hämatit-Erzprobe von der Grube Werner (Bendorf) aus der Sammlung des Landesamtes zu untersuchen.

Literatur

Für weitere Literatur zur Rejuvenation siehe auch ADELMANN (2021).
 ADELMANN H. G. (2021): Die hydrothermale Rejuvenation im Rheinischen Schiefergebirge – neue Erkenntnisse zu einer weniger bekannten Mineralisation. – Geol. Jb. Hessen 131: 145–182, 21 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.

- ADELMANN H. G., PENKERT, P. & JÖNS, N. (2024): Eigenständige hydrothermale Antimon-Mineralisationen im Rheinischen Schiefergebirge. – Mainzer geowiss. Mitt., **52**: 45 – 102, 18 Abb., 6 Taf., 1 Tab.-Anh.; Mainz. <https://doi.org/10.23689/fidgeo-6160>
- AHRENDT, H., CLAUER, N., HUNZIKER, J.C., WEBER, K. (1983): Migration of Folding and Metamorphism in the Rheinische Schiefergebirge Deduced from K-Ar and Rb-Sr Age Determinations. – In: MARTIN, H., EDER, F.W. (eds) *Intracontinental Fold Belts*; Berlin, Heidelberg (Springer).
- AHRENDT, H., HUNZIKER, J. C. & WEBER, K. (1978): R/Ar-Altersbestimmungen an schwach-metamorphen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., **129**: 229-247.
- AMCOFF, Ö. (1988): Experimental replacement of chalcopyrite by bornite: Textural and chemical changes during a solid-state process. – Min. Depos., **23**: 286-292.
- BERTRAM, F. (1953): Bergbau im Bereich des Amtsgerichts Plettenberg. – Manuscript im Deutschen Bergbaumuseum Bochum.
- BORNHARDT, W. (1910): Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung (Tl. I). – Arch. Lagerstättenforsch., **2**: XII + 415 S., 81 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- BORNHARDT, W. (1912): Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung (Tl. II). – Arch. Lagerstättenforsch., **8**: VIII + 444 S., 57 Abb., 6 Tab., 14 Gangbilder; Berlin.
- BOSUM, W., DÜRBAUM, H.-J., FENCHEL, W., FRITSCH, J., LUSZNAT, M., NICKEL, H., PLAUMANN, S., SCHERP, A., STADLER, G. & VOGLER, H. (1971): Geologisch-lagerstättenkundliche und geophysikalische Untersuchungen im Siegerländer-Wieder Spateisensteinbezirk. – Beih. Geol. Jb., **90**: 139 S, 41 Abb., 4 Tab., 9 Taf., Hannover, Bundesanstalt für Bodenforschung.
- BUFF, E. (1882): Beschreibung des Bergreviers Deutz; Bonn (A. Marcus).
- CLAUSEN, C.-D. (1991): Erläuterungen zur geologischen Karte Nordrhein-Westfalen 1:25.000, Bl. 4914 Kirchhundem. – 146 S., 13 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Krefeld (Geol. Landesamt NRW) [2. Aufl.].
- FENCHEL, W., GIES, H., GLEICHMANN, H.D., HELLMUND, W., HENTSCHEL, H., HEYL, K.H., HÜTTENHAIN, H., LANGENBACH, U., LIPPERT, H. J., LUSZNAT, M., MEYER, W., PAHL, A., RAO, M. S., REICHENBACH, R., STADLER, G., VOGLER, H. & WALTHER, H.W. (1985): Sammelwerk Deutsche Eisenerzlagerstätten: I. Eisenerze im Grundgebirge (Varistikum): 1. Die Sideritergänge im Siegerland-Wied-Distrikt. – Geol. Jb., **D 77**: 3-517, 128 Abb. 38 Tab., 31 Taf.; Hannover.
- HALLER, V. (2025): Die Quarz-Kupferkies-Gänge im westlichen Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). – Der Aufschluss **76**, 1: 1 - 24; Heidelberg.
- HATERT, F. (2005): Transformation Sequences Of Copper Sulfides At Vielsalm, Stavelot Massif, Belgium. – Can. Mineral. **43**: 623-635.
- IHNE (1862): Der Rothgültig-Fund auf der Grube Gonderbach im Kreise Wittgenstein. – Der Berggeist, Zeitung für Berg-, Hüttenwesen und Industrie, VII. Jahrgang, Nr. **68**.
- JOCHUM, J., HORSFIELD, B. & BECHTL, A. (1997): Kohlenwasserstoffe in variskischer und postvariskischer Buntmetallmineralisation des Rheinischen Schiefergebirges – Herkunft und Einfluß auf die Lagerstättenbildung. – Ber. Deutschen Mineral. Ges., Beih. Z. Eur. J. Mineral., **9**: 171.
- KÖNIGLICHES OBERBERGAMT BONN (1890): Beschreibung der Bergreviere Arnsberg, Brilon und Olpe sowie der Fürstenthümer Waldeck und Pyrmont. – Bonn (Marcus).
- KOLBE, E. (1925): Die Bleierzlagerstätte Gonderbach bei Laasphe und ihre Entstehung. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd., **52**. Abt. A: 265-333. 4 Abb., 3 Taf.; Stuttgart.
- LI, K., BRUGGER, J. & PRING, A. (2018): Exsolution of chalcopyrite from bornite-digenite solid solution: an example of a fluid-driven back-replacement reaction. – Min. Depos. **53**: 903-908.
- LIPPERT, H.-J., HENTSCHEL, H. & RABIEN, A. (1970): Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen. Blatt 5215 Dillenburg. – 550 S.; Wiesbaden.
- MÜCKE, A. (2016): Magnetit, Hämatit, Goethit, Lepidokrokit, Limonit und deren wechselseitige Beziehungen. – Der Aufschluss **67**(1): 16 - 27; Heidelberg.
- NOSTIZ, R. (1912): Die Mineralien der Siegener Erzlagerstätten. – Elberfeld.
- PIRKE, K., ZEILER, M. & PFNORR, S. (2014): Industriearchäologische Untersuchungen an der Kupferschmelzhütte Plettenberg, Märkischer Kreis, Regierungsbezirk Arnsberg. – Archäologie in Westfalen-Lippe.
- PÓSFAL, M. & BUSEK, P. R. (1994): Djurleite, digenite, and chalcocite: Intergrowths and transformations. – Am. Mineral., **79**: 308-315.
- QUIRING, H. (1931): Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Bl. Bendorf. – 67 S.; Berlin.
- RAMDOHR, P. (1980): The Ore Minerals and Their Intergrowths. 2nd edition. – 1205 p.; Pergamon.
- RAO, M.S. (1967): Die Kupfererzparagenesen im Siegerland-Wieder-Spateisensteinbezirk, ihre Verbreitung und Genese. – Diss. TH Clausthal, 75 S., 50 Abb. 23. Tab., 3 Anl.; Clausthal.
- RICHTER, D. (1996): Ruhrgebiet und Bergisches Land - Zwischen Ruhr und Wupper. – Samml. Geol. Führer, **55**, 3. Aufl., 222 S., 1 geol. Übersichtskarte, 10 Exkursionskarten, 68 Abb., 5 Tab.; Berlin und Stuttgart (Borntraeger).
- ROBERTS, W.M.B. (1963): The low temperature synthesis in aqueous solution of chalcopyrite and bornite. – Econ. Geol., **58**: 52-61.
- SCHAEFFER, R. (1984): Die postvariszische Mineralisation im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Braunschweiger geol. -paläont. Diss. 3, 206 S., 43 Abb., 9 Tab., 4 Anl.; Braunschweig.
- SCHAEFFER, R. & HALLER, V. (im Druck): Der Remscheider Sattel - eine vorsichtige Annäherung an ein fast vergessenes altes Eisenerz-Bergbaurevier. – Z. Berg. Geschichtsver., **107**.
- SCHMIDT, H., PLESSMANN, W. (1961): Sauerland. – Samml. Geol. Führer **39**, 151 S.; Berlin (Borntraeger).
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1923): Vorläufige Mitteilung über pyrometamorphe Paragenesen in den Siegerländer Spatgängen. – Z. Krist., **58**: 309-329, 6 Taf.; Leipzig.
- SCHNORRER-KÖHLER, G. (1989): Die Mineralien der Grube Fischbacherwerk bei Niederfischbach im Bergamtsbezirk Betzdorf/Siegerland. – Der Aufschluss, **40**: 5-30; Heidelberg.
- SCHNORRER, G. & LATSCHE, H. (1997): Die Mineralien der Grube Grüneau bei Schutzbach im Siegerland (Teil I). – Lapis, **22** (12): 18-36.
- SCHRÖCKE H. & WEINER K.L. (1981): Mineralogie. Ein Lehrbuch auf systematischer Grundlage. – Berlin New York (de Gruyter).
- SCHWAKE, F. (1935): Erzmikroskopische Untersuchung des Kupfererzvorkommens von Niedermarsberg (Westfalen). – Chemie der Erde **9**: 486 - 528, 20 Abb.; Jena.
- STADLER, G. (1959): Die Rotspat-Eisenglanzvererzung auf der Grube "Neue Haardt" in Weidenau / Siegerland. – Erzmetall, **12**: 603-608, 8 Abb.; Stuttgart.
- STOPPEL, D. (1988): Auf Erzsuche. Zur Geschichte des Silber-, Kupfer-, und Schwerspatbergbaus im Raum Biedenkopf-Dillenburg. – Haltern (Bode).
- STRIBRNY, B., KORN, D., ERBACHER, J. & BLUMENBERG, M. (2024): Die Kupfererzlagerstätte Marsberg. – 88 S., 65 Abb., 3 Tab.; Geol. Jb., **A 166**, Hannover.
- THÜNKER, M. (1998): Siegener Antiklinorium. – In: KIRNBAUER, T. (Hrsg.): Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge: 78-83, 1 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- TUFAR, W. & GRASSEGGER, G. (1984): Zur Mineralparagenese der Baryt-Lagerstätte von Dreislar, Sauerland. – In: GDMB Gesellschaft Deutscher Metallhütten- und Bergleute (Hrsg.): Postvariszische Gangmineralisation in Mitteleuropa **41**: 47-64; Weinheim (Verlag Chemie).

- WAGNER, T. (1999): Spätvaristische hydrothermale Mineralisationen im Rheinischen Schiefergebirge. – Freiberger Forsch.-H. C 478 Geowissenschaften, Technische Universität Bergakademie Freiberg.
- WAGNER, T. (1998): Eisenglanzphase (Rejuvenationsphase). – In: KIRNBAUER, T. (Hrsg.) unter Mitarb. von SCHNEIDER, J.: Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge. – Jb. nass. Ver. Naturkd., Sonderbd. 1: 170-176, 1 Abb.; Wiesbaden.
- WETTIG, E. (1974): Die Erzgänge des nördlichen rechtsrheinischen Schiefergebirges, ihr Inhalt und ihre tektonischen Zusammenhänge. – Clausthaler geol. Abh., 19; Clausthal-Zellerfeld (E. Pilger).
- ZHAO, J., BRUGGER, J., NGO THAI, Y., PRING, A. (2014): The replacement of chalcopyrite by bornite under hydrothermal conditions. Am. Mineral., 99: 2389-2397.
- ZIEGLER, W. (1970): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1: 25000, Blatt 4713 Plettenberg, 2. Aufl., mit Erläuterungen. – 179 S., 20 Abb., 10 Tab., 3 Taf.; Krefeld.

<https://doi.org/10.23689/fidgeo-9882>

Manuskript eingegangen am 21.05.2025

Anschrift der Autoren:

Dr. HOLGER G. ADELMANN
Schillerstraße 11a
D-50968 Köln
E-Mail: holger.adelmann@t-online.de

Prof. Dr. REINHARD SCHAEFFER
Im Großen Busch 22
D-44795 Bochum
E-Mail: schaeffer.reinhard@web.de

The curious case of *Philonyx* RICHTER & RICHTER, 1952 (Trilobita, Acastidae) and its allies from the Lower Devonian

ALLART P. VAN VIERSEN

Abstract: The asteropygine trilobite *Philonyx* was described on the basis of a single specimen from the Emsian (late Lower Devonian) in the Harz Mountains (Germany). *Philonyx* belongs to a group of asteropygines that centres around taxa originally described from Emsian strata in the Rhenish Mountains (Germany) and southern Morocco. These include *Comura* RICHTER & RICHTER, 1926, *Delocare* STRUVE, 1958, *Walliserops* MORZADEC, 2001 and *Quadrops* MORZADEC, 2001. *Philonyx* and *Quadrops* form a clade with *Comura* and it is proposed here to provisionally treat them as subgenera of the latter. The function of the unique trident-like anterior projection of *Walliserops* is briefly elaborated on. *Delocare diadema grimbiemontense* ssp. nov. is described from the Emsian in the Ardennes (Belgium).

Keywords: Asteropyginae, phylogeny, systematics, Ardenno-Rhenish Mountains, Harz Mountains, Belgium, Germany, Morocco.

Kurzfassung: Der asteropygine Trilobit *Philonyx* wurde auf der Grundlage eines einzelnen Exemplars aus dem Emsium (spätes Unterdevon) im Harz (Deutschland) beschrieben. *Philonyx* gehört zu einer Gruppe von Asteropyginen, die sich auf Taxa konzentriert, die ursprünglich aus Schichten des Emsiums im Rheinischen Schiefergebirge (Deutschland) und Südmorokko beschrieben wurden. Dazu gehören *Comura* RICHTER & RICHTER, 1926, *Delocare* STRUVE, 1958, *Walliserops* MORZADEC, 2001, und *Quadrops* MORZADEC, 2001. *Philonyx* und *Quadrops* bilden mit *Comura* eine monophyletische Gruppe, und es wird hier vorgeschlagen, sie vorläufig als Untergattungen von *Comura* zu behandeln. Die Funktion der einzigartigen, dreizackartigen vorderen Projektion von *Walliserops* wird kurz erläutert. *Delocare diadema grimbiemontense* ssp. nov. wird aus dem Emsium in den Ardennen (Belgien) beschrieben.

Schlüsselwörter: Asteropyginae, Phylogene, Systematik, Ardenno-Rheinisches Gebirge, Harz, Belgien, Deutschland, Marokko.

1. Introduction

The asteropygine trilobite *Philonyx* was erected by RICHTER & RICHTER (1952) as a monotypic subgenus tentatively placed in *Asteropyge* HAWLE & CORDA, 1847. To date, the type species, A.? (P.) *philonyx* RICHTER & RICHTER, 1952 from the upper Emsian in the Harz Mountains, is only known from the holotype incomplete cephalon, refigured here as Fig. 1. *Philonyx* as a taxon of independent generic rank has been questioned recurrently in view of its inadequately documented morphology. It follows that differences with morphologically similar genera remain largely unsettled. BIGNON & CRÔNIER (2013), in conducting a broad cladistic analysis of the subfamily, recognised a significant step in asteropygine evolution in Morocco, involving the genera *Quadrops* MORZADEC, 2001, *Saharops* MORZADEC, 2001 and *Walliserops* MORZADEC, 2001. Phylogenetic relationships between these taxa, however, were not resolved in their study. The group is revisited here and considered to include *Philonyx* and additional, at times neglected genera which have type species that come from the Emsian in the Rhenish Mountains.

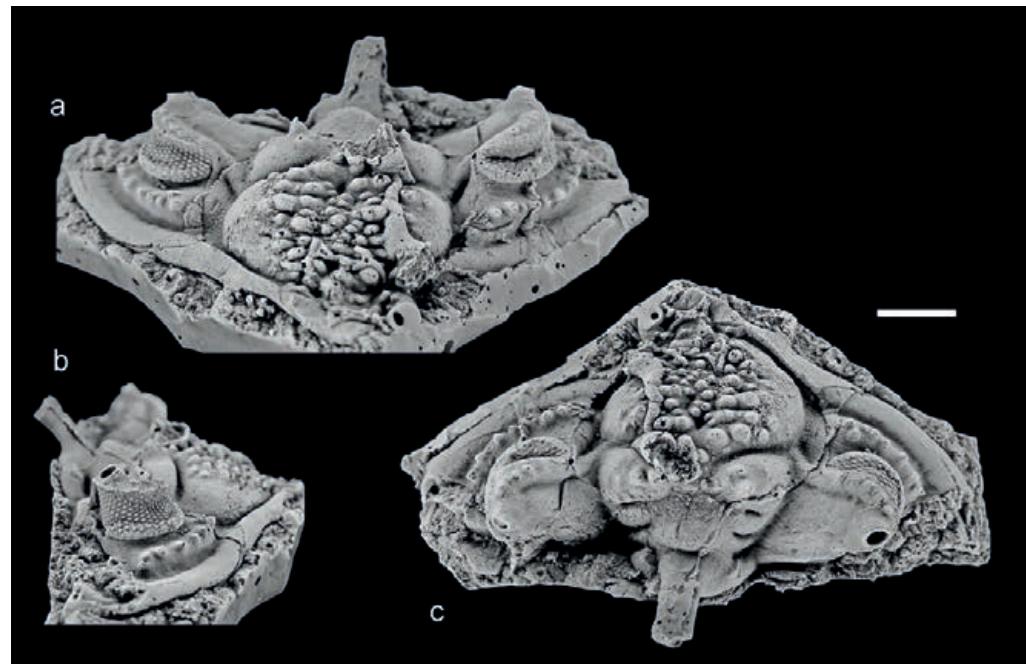


Fig. 1: Silicone cast of holotype incomplete cephalon of *Comura (Philonyx) philonyx* (RICHTER & RICHTER, 1952), SMF 58393, in oblique anterior **a**, oblique lateral **b** and dorsal **c** views; probably from the informal corbis-Bank of the upper *speciosus*-Schichten (upper Emsian) (BUCHHOLZ & LUPOOLD 2008), Harz. Scale bar = 5 mm.

2. Taxonomic concepts

2.1 *Philonyx*

According to RICHTER & RICHTER (1952), *Philonyx* is diagnosed (translated from German here) as having a wide cephalon with outline depicting three arcs; swollen border, broad near the librigenae, and visible around the glabella, centrally broadened, sack-shaped between the centre and axial furrows; low median glabellar lobe, abaxially not ascending above lateral glabellar lobes; L3 lobe divided centrally by a deep furrow, and much higher and wider (sag.) than L2; both L1 lobes centrally merged through a high swelling; large occipital spine; long eyes; very broad palpebral area, weakly and evenly vaulted; palpebral lobe bearing few granules and a long dorsal spine, anteriorly connected with an “eye ridge”; librigenal field swollen and carrying stout thorns between the deep eye socle furrows and the lateral border furrows; parts of the median glabellar lobe and L3 bearing granules.

2.2 *Comura* and *Delocare*

HAAS (1970) pointed out that the cephalon of *Comura* RICHTER & RICHTER, 1926 (type species: *Cryphaeus cometa* RICHTER, 1909 from the upper Emsian in the Eifel) had long remained unknown. According to him, the cephalon of “*Asteropyge*” *diadema* RICHTER, 1920 (sic!; HAAS probably meant to refer to *Cryphaeus diadema* RICHTER, 1909 from the upper Emsian in the Lahn Syncline) was meanwhile discovered in the upper Emsian of the Eifel and should be assigned to

Comura. HAAS then reasoned that the cephalon of *Philonyx philonyx* resembles that of *Comura diadema* and thus, that these genera are synonyms. HAAS (1970) went on to take the pygidium of *Comura defensor* RICHTER & RICHTER, 1952 from the upper Emsian in the Eifel as conspecific with the cephalon of *P. philonyx*, but without providing an explanation. It is evident that HAAS' (1970) arbitrary classifications were based on superficial similarities of morphology and age. At present, *C. defensor* and *P. philonyx* are retained as separate species, regardless of their generic affinities, and their cephalas are very different (see BASSE 2003, 2011). In turn, *Cryphaeus diadema* is not a *Comura*. BASSE (2003) selected it as the type species of his new genus *Wiltzops*. MORZADEC (2001) erected the morphologically similar monotypic *Saharops* (type species: *Saharops bensaidi* MORZADEC, 2001 from the upper Emsian in Morocco).

BIGNON & CRÔNIER (2013) included *Saharops*, *Comura* and *Quadrops* in their cladistic analysis but *Wiltzops* and the morphologically similar *Delocare* STRUVE, 1958 (type species: *Cryphaeus boopis* RICHTER, 1909 from the lower Emsian in the Eifel) were not mentioned, and they followed BASSE (2003) in placing *P. philonyx* in *Comura*. VAN VIERSEN (2013) placed *Saharops* and *Wiltzops* in synonymy of *Delocare* because their type species differ only in minor ways from one another. Well-preserved pygidia of species from the Emsian in the Eifel assigned to *Delocare* by BASSE (2003) closely resemble those of *Saharops* and *Wiltzops*. A detailed comparison with the pygidium of *Delocare boopis*, however, is not possible because the latter is only known from internal moulds. One way to deal with this problem would be to restrict *Delocare* to *D. boopis* until more information becomes available. It was chosen here, to retain the broader *Delocare* concept of VAN VIERSEN (2013) and await the availability of better-preserved material. Notwithstanding the putative subjective synonymies of some of these genera, there is currently no reason to doubt the distinct generic rank of *Comura*.

2.3 *Quadrops*

MORZADEC (2001) erected *Quadrops* (type species: *Quadrops flexuosus* MORZADEC, 2001 from the upper Emsian in southern Morocco) for asteropygines (translated from French here) with a median glabellar lobe of globular shape, carrying large tubercles; long, strongly divergent genal spines; a long occipital spine; palpebral and metafixigenal spines; four, elongate flat spines anterior to the cephalon; a straightened thorax of which the axial region is two times wider than the pleural regions excluding spines; straight pygidial pleural lobes; five pairs of pleurae with a distal spine; pygidial pleural segmentation pattern of a *cometa*-type; five pairs of lateral spines of circular section, long and flexed; a thin median spine. MORZADEC added to that, the eight pygidial segments with a recurved median spine on the axis, five pairs of pygidial pleural ribs, the first four pairs of curved pygidial lateral spines are of equal length, the fifth is much shorter and straight, the median spine is much shorter than the fifth pair of lateral spines. MORZADEC (2001) adopted HAAS' (1970) intractable argumentation for the synonymy of *Comura defensor* and *Philonyx philonyx* without question. This is probably the reason why he did not compare the latter with his morphologically similar *Quadrops*.

2.4. *Walliserops*

Walliserops (type species: *Walliserops trifurcatus* MORZADEC, 2001 from the upper Emsian in Morocco) was erected by MORZADEC (2001) for asteropygine trilobites with a long-staffed trident

projecting anteriorly from the cephalon. Additional species with a short-staffed trident have meanwhile been described (e.g. CHATTERTON et al. 2006). MORZADEC (2001) already noticed similarities to *Comura* and *Saharops* but he considered the forked anterior projection to be a distinctive feature of *Walliserops*.

3. Hypothesised phylogeny

A simple reconstructed phylogeny of selected taxa in *Delocare*, *Walliserops*, *Comura* and *Quadrops* is proposed. The “primitive” morphology of *Delocare boopis*, with relatively few, short dorsal spines and a small anterior ledge, is consistent with its relatively early occurrence, which makes it an obvious choice for outgroup. The other genera are exclusively late Emsian to possibly earliest Eifelian (*Q. flexuosus*). But the morphology of *D. boopis* is incompletely known and so the late Emsian *D. bensaidi*, of which many well-preserved complete specimens are available, was selected. A number of synapomorphies, partly involved with the significant step in asteropygine evolution identified by BIGNON & CRÔNIER (2013), can be traced. It is important to bear in mind that the generic affiliations of *Delocare bensaidi* and *Comura bulytyncki* MORZADEC, 2001 are subjective; hence, so are the implied supraspecific changes.

3.1 Character selections

Most differences between *Delocare*, *Walliserops*, *Comura* and *Quadrops* are reflected in their cephalic morphologies (Fig. 2). Pygidial features were found to be of limited comparative use; these are discussed below. Of *Philonyx* only the cephalon is known.

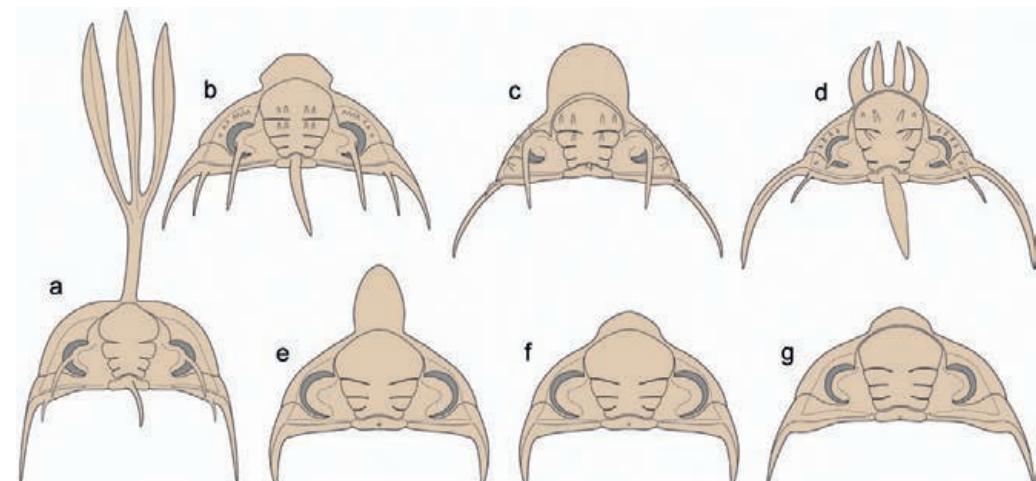


Fig. 2: Selected asteropygine cephalas. **a** *Walliserops trifurcatus* MORZADEC, 2001, Timrhanhart Formation (upper Emsian part), southern Morocco, **b** *Comura (Comura) bulytyncki* MORZADEC, 2001, El Otfal Formation (upper Emsian part), southern Morocco, **c** *Comura (Quadrops)* new species, upper Emsian?, southern Morocco, **d** *Comura (Quadrops) flexuosus* MORZADEC, 2001, El Otfal Formation (upper Emsian part?), southern Morocco, **e** *Delocare diadema longum* (BASSE, 2003), Wiltz Formation (upper Emsian), Eifel, **f** *Delocare diadema diadema* (RICHTER, 1909), Hohenrhein-Gruppe (upper Emsian), Lahn Syncline, **g** *Delocare bensaidi* (MORZADEC, 2001), upper Emsian, southern Morocco.

The most striking character seems to be the cephalic anterior projection. In *Delocare*, *Comura*, *Quadrops* and *Philonyx*, this feature is shorter than the glabella anterior to S0 and it never projects further laterally than point γ of the preocular suture. In *D. boopis*, the anterior ledge is comparatively small and subtriangular (BASSE 2006: pl. 50, fig. 498). *Philonyx philonyx* seems to share this “primitive” condition in having a marginally larger, comparatively narrow, convex ledge. Other *Delocare* species have widely rounded or high-parabolic ledges. The anterior ledge of *Comura bulytyncki* from the upper Emsian in Morocco is distinctive because of its short (sag., exsag.) hexagonal shape. As far as they have been documented, none of the *Comura* species from the Rhenish Mountains show any kind of anterior projection. BIGNON & CRÔNIER (2013) regarded the four anterior projections of *Quadrops* as to imply a close relationship with *Walliserops* because species of the latter can have a strongly reduced haft of the trident. They suggested that the trident could correspond to the exaptation of the four projections. However, the anterior cephalic regions of these genera are fundamentally different. The projections of *Quadrops flexuosus* share the same outline as the single rounded ledge carried by a new, undescribed *Quadrops* species from Morocco (e.g. LEBRUN 2018: 243, fig. E). There are no noteworthy differences between the anterior cephalic border or the median glabellar lobe of both *Quadrops* species. The changes between the anterior ledges of species in *Quadrops* and *Delocare* are largely gradational. The trident of *Walliserops* is unique in having a narrow base of circular section, which is connected to the anteriorly protruding and strongly tapered (tr.) median glabellar lobe. This feature is the same in all *Walliserops* species, regardless of the haft lengths which are variable.

Characters:

1. Cephalic anterior projection. 0 – single or composite rounded ledge, 1 – trident, 2 – ledge of hexagonal outline.
2. Anterior outline of median glabellar lobe. 0 – convex, 1 – tapered.
3. Palpebral spine. 0 – absent, 1 – present.
4. Paired dorsal spines centrally on median glabellar lobe and L1. 0 – absent, 1 – present.
5. Median occipital structure. 0 – node or short thorn, 1 – spine.
6. Surface of librigenal field below the eye. 0 – smooth or pitted, 1 – a single row of tubercles or spines, 2 – close-set tubercles.
7. Surface of fixigenal field below the eye. 0 – smooth or pitted, 1 – a single spine.
8. Metafixigenal spine. 0 – absent, 1 – present.
9. Shape of the pygidial pleural spines (section). 0 – flattened, 1 – circular.

Excluded characters:

10. Spine lengths. The genal spines of *Quadrops* are longer than those of *Comura* but no longer than those of *Walliserops*. Lengths of the palpebral, occipital and metafixigenal spines are all variable and so the importance of this character here is questionable.
11. A straightened lateral outline of the thorax of *Q. flexuosus* was mentioned by MORZADEC (2001) as a distinguishing feature from *Comura*. This feature is an autapomorphy of *Q. flexuosus*. But it is also gradational because the thorax is weakly tapered posteriorly in *Quadrops* new species as well as in some *Comura* species (e.g. *C. defensor*).
12. An axial region which is two times wider than the pleural regions was listed as a diagnostic feature of *Quadrops* by MORZADEC (2001). This could be an autapomorphy of *Q. flexuosus* since it is not shared with *Quadrops* new species.
13. Strongly reduced pygidial pleurae were considered by MORZADEC (2001) as a difference between *Quadrops* and *Comura*. MORZADEC’s (2001) types are coarsely prepared specimens

according to contemporary standards, which may have caused the reduced pleurae. The lectotype pygidium of *C. cometa* was figured by RICHTER & RICHTER (1952: pl. 3, fig. 15) and refigured by BASSE (2003: pl. 15, fig. 235) along with other, conspecific pygidia. Exceptionally well-preserved and prepared specimens of both *Quadrops* species do not reveal significant differences with the pygidium of *C. cometa*.

14. The very long and flexed pygidial pleural spines as a feature to distinguish *Quadrops* from *Comura* were mentioned by MORZADEC (2001). Again, this is a gradational character that is not principally different in *C. cometa*.
15. Dorsal spines on axis and the pleural extremities are striking features. They are present in species of *Delocare*, *Comura*, *Quadrops* and *Walliserops*, but their lengths and shapes are highly variable.

3.2 Discussion

The results are presented in fig. 3. *Walliserops*, *Quadrops* and *Comura* are united by several synapomorphies, spine on the palpebral lobe (3:1), spine on the median occipital ring (5:1), metafixigenal spine (8:1) and pygidial pleural spines of circular section (9:1). The trident-like anterior projection (1:1), strongly tapered anterior median glabellar lobe (2:1) and large, close-set tubercles on librigenal field below the visual surface (6:2) are apomorphies of *Walliserops*.

Comura and *Quadrops* form a clade based on synapomorphies, paired spines on median glabellar lobe and L1 (4:1) and a single row of tubercles or spines on librigenal field below the visual surface (6:1). This clade should include *Philonyx*, the type species of which demonstrates both synapomorphies.

The differences between *Comura* and *Quadrops* are minor. The anterior ledge of *Comura bulytyncki* is hexagonal in outline (1:2) but an anterior projection is lacking altogether in species from the Rhenish Mountains including the type species. *Quadrops* has the plesiomorphic single rounded ledge or this ledge is subdivided into four projections that collectively have the same outline. Both *Quadrops* species have a single fixigenal spine (7:1) which is the only reliable difference from *Comura* identified based on the currently available material. Hence, it is proposed here to regard *Quadrops* as a subgenus of *Comura*.

The identity of *Philonyx* and its position are uncertain. Its type species has a narrow, convex median anterior ledge, with what appears to be a pair of spines just abaxially. The shape of the ledge of *Philonyx* is questionably sufficient to warrant distinct (sub)generic rank as it might best be considered plesiomorphic. The positions of the paired spines, if indeed morphologic, coincide with the abaxial outlines of the large anterior ledges of *Quadrops* new species and *Comura bulytyncki*; possibly, they are controlled by the same regulatory mechanism. It is not known whether *Philonyx* has a spine on the fixigenal field below the visual surface (7:1), leaving no clue as to its potential synonymy with *Quadrops*. Consequently, *Philonyx* is provisionally deemed an uncertain subgenus of *Comura*. Clearly, well-preserved specimens of *Philonyx philonyx*, *Delocare boopis*, *Comura cometa*, *Comura bulytyncki* and both *Quadrops* species are needed to examine the relationships between these genera more thoroughly. If, in a future study, it is concluded that the absence of an anterior ledge defines *Comura* then *Philonyx* might be an appropriate entity to place *Comura bulytyncki* and similar taxa with an anterior ledge in, potentially to include *Quadrops*.

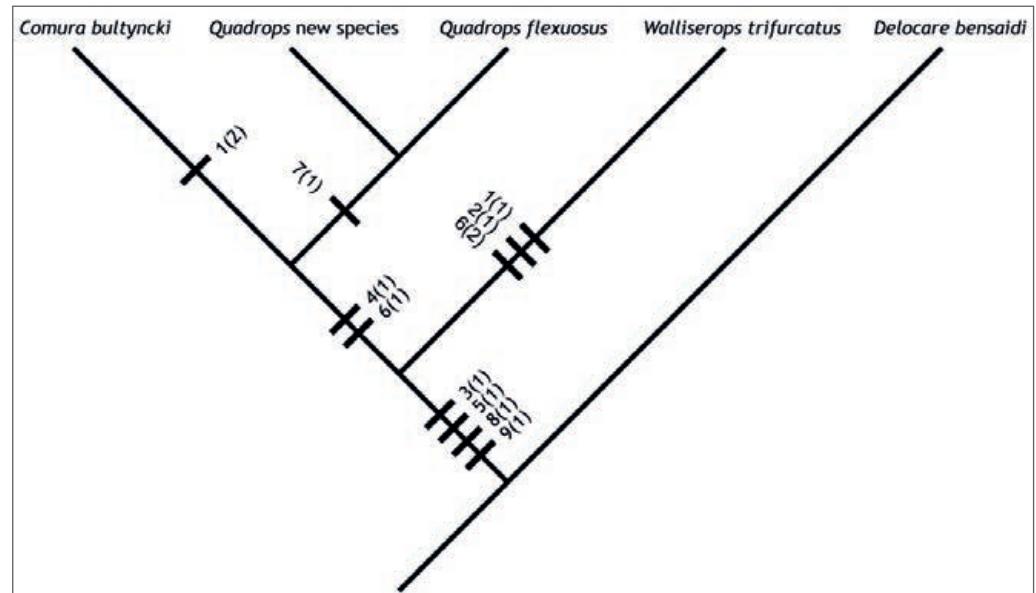


Fig. 3: Cladogram of included taxa, selected for their comparative completeness in the fossil record.

4. Comments on the trident of *Walliserops*

GISHLICK & FORTÉY (2023) discussed the long trident of *Walliserops trifurcatus* and excluded the possibilities of the feature having been a defensive structure or an aid to feeding. The discovery of a unique specimen with a teratological trident, which had apparently grown to full maturity without problems, was taken to evidence that the trident was a sexual feature. Two pertinent observations are made here regarding GISHLICK & FORTÉY's hypothesis of the trident having been a (shovelling) combat weapon:

1. The dorsal half of the haft's base is connected directly to the median glabellar lobe, and the preocular suture divides the two. It is unlikely for a combat weapon to be attached to the rest of the body in this delicate fashion. This area is a weak spot in the exoskeleton where leverage forces would have been considerable during shovelling combat. When examining complete *Walliserops trifurcatus* specimens from Morocco, it becomes apparent that the far majority have the facial sutures opened and that the anterior cephalic portion bearing the trident is slightly displaced (investigations of private collections, numerous photos on the Internet and in the literature: e.g. BONINO & KIER 2010: 95, fig. c, 402, figs b, c). CHATTERTON et al. (2006) regarded the beds in their Zgulma locality, in which many articulated exoskeletons of *Walliserops* have been found, as obrution deposits. All the *Walliserops* specimens figured by them have the preocular facial sutures opened. At the same time, their numerous frail dorsal spines are almost all preserved and in place. Hence, it appears that the anterior part of the cephalon was easily dissociated along the facial suture, even during a rapid burial process. An assessment of the structural fragility of the trident attachment point would be opportune.
2. If the trident was indeed a secondary sexual feature, then dimorphism has to be assumed. This possibility was already dismissed elsewhere (VAN VIERSEN 2004) and, to date, not a

single "female *Walliserops*" specimen has been identified. GISHLICK & FORTEY suggested that either the females remain unknown, which is unlikely considering that Devonian strata in Morocco to potentially yield them have been mined extensively, successively, and for many kilometres along strike, or the females are placed in another genus. To this end, GISHLICK & FORTEY considered *Hollardops* or *Coltraneia* to be potential candidates. But those genera demonstrate significantly larger geographic and stratigraphic ranges in North Africa and western Europe, and their morphology and phylogeny are very distinct (e.g. BIGNON & CRÔNIER 2013, VAN VIERSEN & KLOC 2022). *Walliserops* should be expected to co-occur with *Hollardops* and *Coltraneia* in western Europe, or at least specimens should have been found there in strata of late Lower or earliest Middle Devonian age. No such record exists. Instead, *Walliserops* is confined to a short stratigraphic range in southern Morocco.

Although GISHLICK & FORTEY (2023) have proposed rational arguments for the trident of *Walliserops* as a sexual combat weapon, several problems remain that cast doubt on this hypothesis. *Walliserops* was an endemic, passing form, but considering the large numbers of specimens offered for sale on the Internet its brief ecological success cannot be ignored. Of note is that the glabella is much reduced in capacity, being both narrower (tr.) and less vaulted (sag., tr.) compared to closely allied genera. This suggests that *Walliserops* had a different diet. In all, the author prefers to regard *Walliserops* as a hyperspecialised animal that was fit for an ecological niche – with the disappearance of this niche followed its demise. *Walliserops* may have been engaged in a mutualistic relationship with an organism that remains unidentified or that has not been preserved in the fossil record.

5. Systematic palaeontology

Remarks: The figured specimens were coated with ammonium chloride sublimate prior to photography. Abbreviations for the institutions that house the studied material are NHMM: Natuurhistorisch Museum Maastricht, Maastricht, the Netherlands, and SMF: Senckenberg Forschungsinstitut und Naturmuseum, Frankfurt am Main, Germany.

Family: Acastidae DELO, 1935

Subfamily Asteropyginae DELO, 1935

Genus: *Delocare* STRUVE, 1958

Diagnosis: See van Viersen (2013: 7).

Type species: *Cryphaeus boopis* RICHTER, 1909, from the Gladbach-Schichten (lower Emsian) in the Eifel, by original designation.

Delocare diadema (RICHTER, 1909)

Diagnosis: See Basse (2003: 75, 76).

Subspecies assigned: *Cryphaeus diadema diadema* RICHTER, 1909, Hohenrhein-Gruppe (upper Emsian), Lahn Syncline; *Wiltzops diadema longum* BASSE, 2003, Wiltz Formation (upper Emsian), Eifel; *Delocare diadema grimbiemontense* ssp. nov., Hierges-Hampteaum complex (upper Emsian), Ardennes.

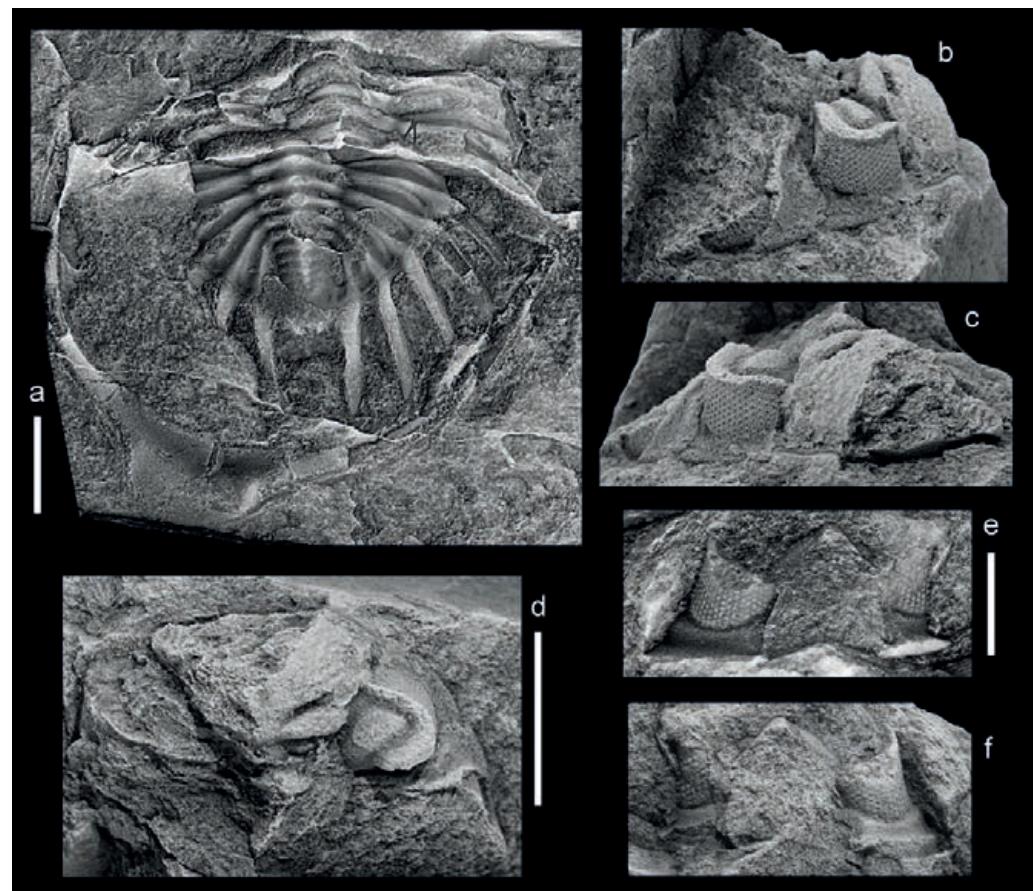


Fig. 4: *Delocare diadema grimbiemontense* ssp. nov., Hierges-Hampteaum complex (early upper Emsian), Grimbiémont, Ardennes, Belgium. **a** Holotype external mould of an enrolled specimen, NHMM 2011010, in dorsal view. **b-d** Paratype internal mould of a cephalon, NHMM 2023054, in oblique lateral **b**, anterior **c** and dorsal **d** views. **e, f** Paratype internal and external mould of fragmentary cephalon, NHMM 2023055, in anterior views. Figs **a** and **e** are digitally inverted photos. Scale bars = 5 mm.

Delocare diadema grimbiemontense ssp. nov. (Fig. 4)

v 2013 *Delocare* sp. – VAN VIERSEN: 6, 7, fig. 5B [photo of holotype].
v 2015 *Delocare* sp. – VAN VIERSEN: 12, fig. 13 [colour photo of holotype].

Etymology: After the type locality.

Holotype: Counterpart moulds of an enrolled and incompletely exposed dorsal exoskeleton NHMM 2011010.

Paratypes: Two incomplete cephalas NHMM 2023054, 2023055.

Type locality and horizon: Marche-en-Famenne locality (Loc007 of VAN VIERSEN 2013) near Grimbiémont, Ardennes, Belgium. Siltstones of the early upper Emsian Hierges-Hampteaum

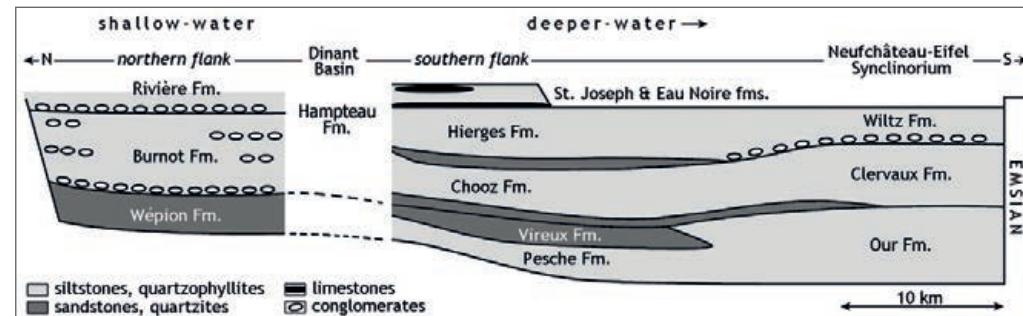


Fig. 5: North-south transection of Emsian strata in the Dinant Basin and Neufchâteau-Eifel Synclinorium. Adopted from VAN VIERSEN (2013) and modified.

complex with *Acastava lerougei* VAN VIERSEN, 2013, *Treveropyge* sp. of VAN VIERSEN (2013) and *Digonus* sp. of HELLEMOND (2017). See HELLEMOND (2017) for descriptions of the stratigraphy and lithology of this locality.

Diagnosis: Convex (sag.) anterior ledge, slightly wider (tr.) than long (sag.). Ten pygidial axial rings.

Discussion: This species was previously recorded in open nomenclature because the cephalon remained unknown except for the ventral side of the anterior ledge. Complementary specimens were discovered which confirm the cephalon to be like the other two subspecies of *D. diadema*. Those are mainly known from their cephalic morphology which makes it difficult to fully compare them with *D. diadema grimbiemontense*. The Hierges Formation consists of an alternation of shallow neritic and littoral facies, whereas near Hamptea it passes laterally into the Hamptea Formation. The revised geological map of Belgium makes no distinction in the Marche-en-Famenne area, referring to these units as the Hierges-Hamptea (HH) complex (BARCHY & MARION 2014). The Wiltz Formation has traditionally been considered to be a lateral facies variant of the Hierges Formation (Fig. 5). VAN VIERSEN (2013) already pointed out the comparable trilobite contents of both units. *Delocare diadema longum* from the Wiltz Formation is probably closest to *D. diadema grimbiemontense* but it is principally different in having a longer anterior ledge and thirteen (instead of ten) pygidial axial rings. Additional material of both taxa will be required in order to conduct a more detailed comparison.

Acknowledgements

MARTIN BASSE (Senckenberg Forschungsinstitut und Naturmuseum) and MIRCO ALBERTI (Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie) commented on a draft of the manuscript. MARTIN BASSE also kindly shared photographs of the type of *Philonyx philonyx*. I am grateful to these colleagues for their help.

References

BARCHY, L. & MARION, J.-M. (2014): Carte géologique de Wallonie : Aye – Marche-en-Famenne 54/7-8. 1/25 000. Notice explicative. 90 p.; Namur (Ministère de la Région wallonne, Direction générale des Ressources naturelles et de l'Environnement).

- BASSE, M. (2003): Eifel-Trilobiten 2. Phacopida 1. 198 p.; Korb (Goldschneck-Verlag).
- BASSE, M. (2006): Eifel-Trilobiten IV. Proetida (3), Phacopida (3). 304 p.; Wiebelsheim (Quelle & Meyer Verlag).
- BASSE, M. (2011): Neue Trilobitenfunde aus dem europäischen Silur und Devon. – Fossilien, **28** (5): 288-294.
- BIGNON, A. & CRÔNIER, C. (2013): The systematics and phylogeny of the Devonian subfamily Asteropyginae (Trilobita: Phacopida). – Journal of Systematic Palaeontology, **12**: 637-668.
- BONINO, E. & KIER, C. (2010): The Back to the Past Museum Guide to Trilobites. 494 p.; Puerto Morelos (Back to the Past Museum).
- BUCHHOLZ, P. & LUPOLD, F.W. (2008): Litho- und Biostratigrafie des älteren Mitteldevons im Oberharz. – Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **159**: 263-281.
- CHATTERTON, B.D.E., FORTEY, R.A., BRETT, K.D., GIBB, S. & MCKELLAR, R.C. (2006): Trilobites from the upper Lower to Middle Devonian Timrhanrhart Formation, Jbel Gara el Zguilma, southern Morocco. – Palaeontographica Canadana, **25**: 1-177.
- DELO, D.M. (1935): A revision of the phacopid trilobites. – Journal of Paleontology, **9**: 402-420.
- GISHICK, A.D. & FORTEY, R.A. (2023): Trilobite tridents demonstrate sexual combat at 400 Mya. – PNAS, **129** (4): 1-10. DOI: <https://doi.org/10.1073/pnas.2119970120>
- HAAS, W. (1970): Zur Phylogenie und Systematik der Asteropyginae und Beschreibung einiger neuer Arten (Phacopacea, Trilobita). – Senckenbergiana lethaea, **51**: 97-131.
- HAWLE, I. & CORDA, A.J.C. (1847): Prodrom einer Monographie der böhmischen Trilobiten. 176 p.; Prague (Calve).
- HELLEMOND, A. (2017): De groeve van Grimbiémont. – Spirifer, **41** (3): 2-10.
- LEBRUN, P. (2018): Fossiles du Maroc. Tome I. Gisements emblématiques du Paléozoïque de l'Anti-Atlas. 298 p.; Saint-Julien-du-Pinet (Les Editions du Piat).
- MORZADEC, P. (2001): Les trilobites Asteropyginae du Dévonien de l'Anti-Atlas (Maroc). – Palaeontographica Abt. A, **262**: 53-85.
- RICHTER, R. (1909): Beiträge zur Kenntnis devonischer Trilobiten aus dem Rheinischen Schiefergebirge. Dissertation, Universität Marburg. 96 S.; Frankfurt am Main (Gebrüder Knauer).
- RICHTER, R. & RICHTER, E. (1926): Die Trilobiten des Oberdevons. Beiträge zur Kenntnis devonischer Trilobiten. IV. – Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Neue Folge, **99**: 1-314.
- RICHTER, R. & RICHTER, E. (1952): Phacopacea von der Grenze Emsium/Eiflium. (Tril.). – Senckenbergiana, **33**: 79-107.
- STRUVE, W. (1958): Beiträge zur Kenntnis der Phacopacea (Trilobita), 3: *Treveropyge* n. gen. und *Comura* (*Delocare*) n. subgen. (Asteropyginae) – Senckenbergiana lethaea, **39**: 227-234.
- VIERSEN, A.P. VAN (2004): De trilobiet *Walliserops trifurcatus* en zijn drietand. – Gea, **37** (3): 97, 98.
- VIERSEN, A.P. VAN (2013): Latest Early to early Middle Devonian acastid trilobites from the eastern part of the Dinant Synclinorium, Belgium (Rhenohercynian Zone). In: HOLLOWAY, D.J. & LAURIE, J. (Eds): Siluro-Devonian Studies. 2. – Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists, **44**: 1-10.
- VIERSEN, A.P. VAN (2015): Trilobites du Dévonien des Ardennes (zone rhénano-hercynienne): biostratigraphie, évolution et événements. – Fossiles, Revue française de Paléontologie, **11**: 5-24.
- VIERSEN, A.P. VAN & KLOC, G.J. (2022): Functional morphology, coaptation and palaeoecology of *Hollandops* (Trilobita, Acastidae), with descriptions of new species and two new genera from the Devonian of Morocco. – Geologica Belgica, **25**: 99-144. <https://doi.org/10.20341/gb.2022.005>

Stratigraphischer Überblick über das Quartär von Mainz, Teil 1: Pleistozäne Ablagerungen

BASTIAN E.W.W. GRIMM

Kurzfassung: Der quartärgeologische Untergrund des Stadtgebiets von Mainz ist aufgrund der langen Siedlungsgeschichte, der anthropogenen Überprägung und Umlagerung von Sedimenten und der fehlenden Aufschlüsse bislang nur unzureichend untersucht und dokumentiert. Wegen der Lage der Stadt Mainz zwischen Oberrheingraben und Mittelrheintal sowie im Mündungsgebiet des Mains in den Rhein, stellen die quartären Ablagerungen den Schlüssel für das Verständnis regionaler tektonischer und klimatischer Veränderungen während des Pleistozäns, insbesondere für die Entwicklung des Rhein-Main-Systems, dar. Ziel dieser Arbeit ist es, basierend auf mehreren Bohrungen, temporären Baugrubenaufschlüssen sowie einer systematischen Literaturzusammenfassung, eine umfassende stratigraphische Übersicht der pleistozänen Ablagerungen in Mainz zu geben. Dabei werden die fluviatilen Schotterkörper sowie die äolischen Ablagerungen hinsichtlich ihrer lithostratigraphischen Gliederung, Alterseinstufung und paläoklimatischen Bedeutung diskutiert. Es wird gezeigt, dass tektonische Prozesse, gekoppelt mit Erosions- und Sedimentationsphasen, sowie anthropogene Umlagerungen die stratigraphische Abfolge und Mächtigkeit der Ablagerungen maßgeblich beeinflusst haben.

Schlüsselwörter: Flussterrassen, Lithostratigraphie, Pleistozän, Mainz, Rhein, quartäre Ablagerungen, Löss, Flugsand

Abstract: The Quaternary geological basement of the Mainz urban area has been insufficiently studied so far due to the long settlement history, anthropogenic overprinting, sediment reworking, and the lack of exposures. Due to the city's location between the Upper Rhine Graben and the Middle Rhine Valley, as well as at the confluence of the Main and Rhine rivers, the Quaternary deposits are key to understanding regional tectonics and climatic changes during the Pleistocene, particularly for the development of the Rhine-Main river system. The aim of this study is to provide a comprehensive stratigraphic overview of the Pleistocene deposits in Mainz based on several boreholes, temporary construction pit exposures, and a systematic literature review. The fluvial gravel bodies and aeolian deposits are discussed in terms of their lithostratigraphic classification, age determination, and paleoclimatic significance. It is shown that tectonic processes, coupled with phases of erosion and sedimentation, as well as anthropogenic reworking, have significantly influenced the stratigraphic sequence and thickness of the deposits.

Keywords: fluvial terraces, lithostratigraphy, Pleistocene, Mainz, Rhine, Quaternary deposits, loess, aeolian sand deposits

DOI: <https://doi.org/10.23689/fidgeo-9315>

Manuscript received on / Manuscript eingegangen am 09.01.2025

Anschrift des Autors / Address of the author:

ALLART P. VAN VIERSEN

Musée national d'histoire naturelle

Rue Münster 25

L-2160 Luxembourg, Luxembourg

E-Mail: apvanviersen@gmail.com

<https://orcid.org/0000-0002-9380-4598>

1. Einleitung

Die Rekonstruktion des geologischen Untergrundes in Städten oder anderen urbanen Räumen bildet eine grundlegende Voraussetzung für die Stadtplanung sowie für die Entscheidungsfindung seitens der Kommunen (DE MULDER et al. 2000, PETROSINO et al. 2021). Besonders die quartären Ablagerungen spielen hierbei eine wichtige Rolle, da sie den Baugrund für Siedlungen darstellen, als Rohstoffquellen fungieren (vor allem Kiese und Sande) und aufgrund ihrer

Funktion als Grundwasserspeicher für die Wasserversorgung unverzichtbar sind (HOSELMANN 2021, PETROSINO et al. 2021). Ein umfassender Überblick über die Mächtigkeiten, die Verbreitung und die Stratigraphie des quartären Untergrundes ist zudem von entscheidender Bedeutung für die Bewertung und Prävention von Naturgefahren (DE MULDER et al. 2000, HOSELMANN 2021, PETROSINO et al. 2021). Solche Informationen sind essenziell, um bei Extremereignissen wie Starkregen oder Überflutungen mögliche Prozesse wie Erosion, Sedimenttransport oder Rutschungen frühzeitig zu erkennen und entsprechende Schutzmaßnahmen zu ergreifen. Darüber hinaus ist die Auseinandersetzung mit der Quartärgeologie im Untergrund urbaner Räume auch im Hinblick auf Schadstoffeinträge und daraus resultierende Sanierungsmaßnahmen von großer Bedeutung.

Aufgrund der vorwiegend flächendeckenden Überbauung und Versiegelung in urbanen Räumen gestaltet sich eine geologische Rekonstruktion des Untergrundes sowie eine detaillierte Kartierung der Ablagerungen häufig als äußerst herausfordernd (PRÖSCHEL & LEHMKUHL 2019, PETROSINO et al. 2021). In dicht besiedelten Gebieten mangelt es an permanenten und qualitativ hochwertigen Aufschlüssen, sodass in der Regel auf Bohrungen, Baugruben oder Leitungs- und andere Infrastrukturtrassen zurückgegriffen werden muss. Viele Bohrungen sind jedoch aufgrund ihrer heterogenen Beschaffenheit und variierenden Qualität für lithologische Beschreibungen und stratigraphische Interpretationen nur einschränkt nutzbar (PETROSINO et al. 2021), was nicht zuletzt vielfach am Bohrverfahren liegt (z. B. Spül- und Schneckenbohrungen), seltener aber auch auf die mangelnden sedimentologischen und stratigraphischen Kenntnisse der Bearbeiter zurückzuführen ist.

Wie zahlreiche andere deutsche Städte kann auch Mainz auf eine kontinuierliche Besiedlungsgeschichte zurückblicken, die mindestens seit der römischen Ansiedlung ab 13 v. Chr. besteht (DECKER & SELZER 1976). Aufgrund dieser langen Besiedlung gestaltet sich die Rekonstruktion des stratigraphischen Aufbaus des geologischen Untergrundes im Stadtgebiet jedoch äußerst schwierig (LEPPA & STEUER 1922a, b, SONNE 1989a, b). Insbesondere bei quartären Ablagerungen ist eine präzise Rekonstruktion des Untergrundes im Bereich von Mainz nicht bis nur eingeschränkt möglich; große Areale, wie etwa das Hartenbergplateau, waren bis ins 19. Jahrhundert durch militärische Anlagen überbaut (GRIMM et al. 2024). Zudem sind Teile des Stadtgebietes (v. a. der ältere Stadtteil) durch die lange Besiedlungsgeschichte sowie Zerstörungen und Kriege von einer bis zu vier Meter mächtigen Kulturschicht bedeckt (KANDLER 1970, WEIDENFELLER 1999a) oder wurden künstlich aufgeschüttet, um besiedelbare Flächen zu gewinnen.

Die Anlage von Siedlungen sowie militärischen Bauten führte darüber hinaus zu erheblichen Veränderungen des Reliefs, beispielsweise durch Ausräumungen oder Planierungen, die wahrscheinlich bereits seit der römischen Besiedlung Einfluss genommen haben. Trotz dieser Herausforderungen konnten im Zuge langjähriger geowissenschaftlicher Untersuchungen im Raum Rheinhessen und Mainz zahlreiche Bereiche der Stadt, die heute stark überbaut sind, noch grundlegend von Alexander Steuer, August Leppla und Wilhelm Wagner kartiert werden (u. a. LEPPA & STEUER 1971a). Die letzten großflächigen Untersuchungen zu den quartären Ablagerungen im Stadtgebiet von Mainz erfolgten durch Otto Kandler (KANDLER 1970, 1971) sowie Herbert Brüning (BRÜNING 1975).

Diese Arbeit soll einen umfassenden Überblick über die pleistozänen Ablagerungen im Stadtgebiet von Mainz bieten und damit einen Beitrag zur stratigraphischen Gliederung des Quartär in

Mainz liefern. Dabei soll die bisherige stratigraphische Gliederung in die aktuell gültige Quartärstratigraphie eingehangen und diskutiert werden. Grundlage hierfür bilden einige Bohrungen (teilweise aus der Literatur), mehrere temporäre Baugruben sowie ausgewählte Aufschlüsse, ergänzt durch eine systematische Zusammenfassung der Literatur. In der vorliegenden Arbeit soll der Fokus zunächst auf den pleistozänen Sedimenten liegen, bevor in einem zweiten Teil die holozänen Ablagerungen und die periglaziale Morphodynamik behandelt werden. Außerdem soll die Zusammenfassung auch die Notwendigkeit von neuen Untersuchungen, gerade stratigraphischer Art, aufzeigen, um in Zukunft Fragen hinsichtlich der Entwicklung von Rhein und Main im Verzahnungsgebiet zu klären.

2. Pleistozäne Ablagerungen im Stadtgebiet von Mainz

Das Quartär im Stadtgebiet von Mainz wird maßgeblich durch fluviatile Sedimente des Rheins und des Mains (untergeordnet auch des Neckars) sowie durch darüber liegende äolische Ablagerungen wie Löss und Flugsand geprägt. Außerdem spielt die periglaziale Morphodynamik eine wesentliche Rolle, die für Erosions- und Umlagerungsprozesse und deren Ablagerungen sorgte. Die quartären Ablagerungen im Stadtgebiet von Mainz liegen den tertiären Kalken und Mergeln der Mainz-Gruppe auf (GRIMM 2005). In vielen Bereichen wurden die tertiären Ablagerungen erodiert und in die Ablagerungen eingearbeitet, in einigen Bereichen lassen sich quartäre Dolinen-Füllungen finden (WAGNER 1930), wie sie auch SEMMEL (2003a) in Rheinhessen oder KELLER (2007) bei Wiesbaden beschreiben.

Im Gegensatz zum Oberrheingraben (ORG) sind im Bereich des Stadtgebietes von Mainz sowie in Rheinhessen/Rheingau eher geringe Mächtigkeiten der (fluviatilen) quartären Ablagerungen anzutreffen (HOSELMANN 2021). Dies liegt zu einem wesentlichen Teil daran, dass der ORG ein Senkungsgebiet ist und der Rheingau bzw. Rheinhessen im Quartär tektonisch gesehen eher ein Hebungsgelände darstellt (WAGNER 1930, SEMMEL 1983b, DÜRR & GRIMM 2011). Die fluviatilen Ablagerungen selbst sind auch innerhalb einer Terrasse/eines Schotterkörpers durch z. B. Verkarstung der tertiären Kalke abgesenkt oder in Dolinen gefüllt und dadurch verstellt (SEMMEL 1989a). Die pleistozänen fluviatilen Schotterkörper bilden eine zum Rhein hin absteigende Terrassentreppe, die sowohl links- als auch rechtsrheinisch zwischen Mainz/Wiesbaden und Bingen/Rüdesheim zu beobachten ist (KANDLER 1970, 1971, ABELE 1977).

3. Fluviatile Ablagerungen (Terrassen/Schotterkörper)

Die pleistozänen Schotterkörper im Stadtgebiet von Mainz stellen kaltzeitliche Bildungen dar, was Eisdriftblöcke, eingelagerter Hang- und Frostschutt, eine schlechte Sortierung sowie kryptobare Bildungen belegen. Sie wurden im Stadtgebiet von Mainz bisher nur von KANDLER (1970, 1971) kartiert und gegliedert, der im Bereich des Rheinhessischen Plateaus und dem Rheingau insgesamt acht verschiedene Terrassen unterscheidet („t1-t7-Terrasse“, sowie „altpleistozäne Terrasse“, Tab. 1). Diese Terrassengliederung wird mit dem System von SEMMEL (1969a) am Untermain korreliert (in umgekehrter Reihenfolge von t7- zu t1-Terrasse), die nach lithostratigraphischer Definition mittlerweile in Untermain-Hauptterrassen-, Untermain-Mittelterrassen- und Untermain-Niederterrassen-Formation untergliedert werden (HOSELMANN 2007a, 2008a, b, HOSELMANN et al. 2018, Tab. 1). Eine ältere Gliederung der Terrassen in Rheinhessen/Rheingau erfolgte durch die jeweiligen Kartierer der geologischen Karten in diesem Bereich, unter an-

QUARTÄR									
Pleistozän									
TERTIÄR		Oberpliozän		Unterpleistozän		Mittelpleistozän		Oberpleistozän	
Placenzium		Gelasium		Calabrium		Chibanium		Oberpleistozän	
2000	1900	1800	1700	1600	1500	1400	1300	1200	1100
Prästigien - Komplex		Cromer-Komplex		Mindel-Komplex		Riss-Komplex		Würm-Komplex	
103	62	19	11	5e	5d	5c	5b	5a	4
Gauss	Matuyama		Brunhes		Brunhes		Brunhes		T1
Alttest-Plattform		T1a		T1b		T1c		T1d	
Untermain- Hauptterrassen-Formation		Untermain- Mittelterrasse-Formation		Untermain- Niederterrassen-Formation		Untermain- Niederterrassen-Formation		Untermain- Niederterrassen-Formation	
T1		T2		T3		T4		T5	
Vierheim-Formation		Ludwighafen-Formation		Ludwighafen-Formation		Ludwighafen-Formation		Ludwighafen-Formation	
Mosbach- Sande-Formation		Mosbach- Sande-Formation		Mosbach- Sande-Formation		Mosbach- Sande-Formation		Mosbach- Sande-Formation	
Mosbach		Mosbach		Mosbach		Mosbach		Mosbach	
Laubenheim-Formation		Laubenheim-Formation		Laubenheim-Formation		Laubenheim-Formation		Laubenheim-Formation	
Schotter-terrassen-avwasser-		Schotter-terrassen-avwasser-		Schotter-terrassen-avwasser-		Schotter-terrassen-avwasser-		Schotter-terrassen-avwasser-	
Schotter		Schotter		Schotter		Schotter		Schotter	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4		TS?		T4	
Formation		Löss-		Untere-		Formation		Löss-	
F		TS?		T4					

„älteren Weisenauer Sande“ teilweise bis in die Kalke der Mainz-Gruppe von Rinnen durchschnitten, die mit jüngeren grauen, kalkhaltigen kreuzgeschichteten Fein- bis Mittelsanden gefüllt sind (SEMML 1983a, 1989a, WEIDENFELLER 1997, GRIMM & GRIMM 2003, GRIMM 2011). Sie stellen die eigentlichen „jüngeren Weisenauer Sande“ dar (SEMML 1983a, GRIMM 2011). Die Mächtigkeiten der Rinnen können zwischen wenigen Dezimetern und wenigen Zehnernmetern variieren (SEMML 1983a, WEIDENFELLER 1997). Die Laubenheim-Formation liegt diskordant auf Sedimenten der tertiären Mainz-Gruppe oder auf weißgrauen, teils sekundär verfärbten (?) rötlichen kalkfreien Quarzsanden der arvernensis-Schotter (Abb. 1), im Hangenden ist i. d. R. Löss anzutreffen (SEMML 1983a, WEIDENFELLER 1997, GRIMM 2011).

Aufgrund der für den Alpenrhein typischen Schwermineralassoziation der Sand-Silt-Wechselfolge der Laubenheim-Formation von Granat, Epidot und grüner Hornblende kann eine Alterseinstufung frhestens in das höhere Piacenzium erfolgen (BOENIGK 1982, SEMML 1983a, GRIMM & GRIMM 2003, GRIMM 2011). Auch die Pollenflora aus einer Torflage spricht für eine Ablagerung im Piacenzium (SEMML 1983a), während der im Hangenden anzutreffende Ton nach GEISSERT (1983) bereits in den „Praetegelen“- oder „Tegelen“-Komplex und somit in das GELASIUM (2,58-1,8 Ma) einzustufen ist. Im jüngeren Teil der Laubenheim-Formation wird nach GEISSERT (1983) in einer von SEMML (1983a) mit Eiskeibildungen gestörten Tonlage eine quartäre Molluskenfauna beschrieben. Die sich stark ähnelnde Schwermineralassoziation in den Rinnenfüllung ist ebenfalls für den Alpenrhein typisch (BOENIGK 1982, SEMML 1983a, 1989a). Die von FROMM (1986) durchgeführten paläomagnetischen Messungen ergaben im tieferen Teil der Laubenheim-Formation eine normale Polarisierung, während die „jüngeren Weisenauer Sande“ und der höhere Teil der Laubenheim-Formation revers magnetisiert sind und demnach in die Chronosubzone C2n (1,77-1,95 Ma) gestellt wird. GRIMM & GRIMM (2003) nehmen aufgrund der biostratigraphischen Einstufungen jedoch an, dass eine Einstufung der normal polarisierten „älteren Weisenauer Sande“ in die Chronosubzone C2An.1n (2,58-3,03 Mio Jahre) innerhalb der Gauss-Chronozone wahrscheinlicher ist (=C2A), da dadurch Pollen (Piacenzium) und Mollusken (Gelasium) in Einklang gebracht werden können.

Der jüngere Teil der Laubenheim-Formation wäre dann nach GRIMM & GRIMM (2003) in die Subchron C1r.2r innerhalb der Matuyama-Chronozone eingestuft (SEMML 1983a, FROMM 1986). Die Diskordanz zwischen den älteren und jüngeren Teil der Ablagerungen würde dann ein Zeitintervall von etwa 810 ka umfassen und zum Großteil in das Gelasium zu stellen sein (SEMML 1983a, GRIMM & GRIMM 2003), womit die Rinnenfüllungen des jüngeren Teils der Laubenheim-Formation höchstwahrscheinlich dem Calabrium zuzuordnen sind und demnach, wie bereits SEMML (1983a) vermutete, zwischen 1,8 und 1 Ma alt sind. Bereits frühere Arbeiten von LEPSIUS (1883), WITTICH (1900) und STEUER (1910) bemerkten eine große Ähnlichkeit der Laubenheim-Formation zu den „Mosbacher Sanden“ (heute Mosbach-Sande-Formation sensu HOELEMANN 2007b, 2021) und hielten diese zunächst auch für deren tiefsten Teil dieser. Auch SEMML (1983a) beschreibt die große Ähnlichkeit zu der Mosbach-Sande-Formation und bezeichnet die „jüngeren Weisenauer Sande“ als typische graue Rheinsande („Rheinische Fazies“), die von den Mosbacher Sanden im oberen Teil angeschnitten werden. SEMML (1983a) geht davon aus, dass der pleistozäne Teil der Laubenheim-Formation älter ist als die Mosbach-Sande-Formation, erwähnt aber bis auf ein heute nicht mehr zugängliches Straßenprofil im Bereich des Max-Planck-Instituts für Chemie an der Koblenzer Straße, an dem wenige Dezimeter der „jüngeren Weisenauer Sande“ von den „Mosbacher Sanden“ überlagert werden, keine Profile in dem eine Grenze erkennbar ist. Das widerspricht jedoch z. T. der heutigen Auffassung, nach der die „jüngeren Weisenauer Sande“ als „Rheinische Fazies“ mit der Haupt-Mosbach-Formation bzw. der Mosbach-Sande-For-

mation direkt korreliert werden können (HOELEMANN 2021). Weiterhin kann der jüngere Teil der Laubenheim-Formation mit der Viernheim-Formation im nördlichen ORG (HOELEMANN 2008c, HOELEMANN et al. 2010), der Untermain-Hauptterrassen-Formation (HOELEMANN 2008a oder t1 nach Semmel 1969a) sowie den Hönninger Sanden am Mittelrhein (BIBUS 1980, BOENIGK & HOELEMANN 1991) korreliert werden.

Von BARTZ (1950) und ROSENBERGER et al. (1996) werden ähnliche Ablagerungen bei Alshiem/Hangen-Wahlheim am Ostrand des Rheinhessischen Plateaus beschrieben. Auch die von KANDLER (1970) beschriebene t7/t7a-Terrasse sowie die „Ältestpleistozäne“ Terrasse wird zumindest in einigen Bereichen mit der Laubenheim-Formation gleichgesetzt (SEMML 1989a, WEIDENFELLER 1997). Fraglich bleibt jedoch in vielen Fällen ob die von KANDLER (1970) beschriebenen t7-Terrasse wirklich der Laubenheim-Formation entspricht, da viele Beobachtungen aus temporären Aufschlüssen und Bohrungen im Gelände am Taunushang stammen und er diese bis in das Untermaingebiet als verfolgbar beschreibt. Bereits HOELEMANN (2021) weist darauf hin, dass es sich dabei auch um umgelagertes Terrassenmaterial oder um Fließerden handeln kann. Auch bei den Ablagerungen westlich von Mainz-Finthen ist unklar, ob es sich tatsächlich um die Laubenheim-Formation handelt (SEMML 1989a). Auffällig ist, dass die lithologische Beschreibung der rechtsrheinischen nicht zu den linksrheinischen Teilen der von KANDLER (1970) beschriebenen t7-Terrasse passt. Möglicherweise handelt es sich gar nicht um dieselben Ablagerungen im lithostratigraphischen Sinne, auch hat KANDLER (1970) vermutlich unterschiedliche Teile der Laubenheim-Formation erfasst.

Die Alterseinstufung des jüngeren Teils der Laubenheim-Formation kann aufgrund fehlender Aufschlusssituationen und Datierungsmöglichkeiten zur Zeit nicht abschließend geklärt werden. Sicherlich müssen auch die paläomagnetischen Messungen mit Vorsicht betrachtet werden und sollten gegebenenfalls wiederholt werden. Allerdings kann nach neueren paläomagnetischen Untersuchungen von ZEEDEN et al. (2024) das Top der Viernheim-Formation an der Brunhes-Matuyama-Umpolung auf ca. 780 ka (MIS 19) datiert werden, was den quartären Teil der Laubenheim-Formation auf ein Mindestalter von 780 ka verschieben würde. Die aufgrund der Ungenauigkeit nur auf Minimum-Alter mit pIRIR₂₉₀ (Luminenzdatierung mit Post-Infrarot-Infrarot-Signal) an Feldspäten datierten Proben der Viernheim-Formation im Riedstadt-Erfelden-Bohrkern (siehe HOELEMANN 2024) von GEIS et al. (2025) ergeben Alter von >797.3 und >904.6 ka (MIS 20-22). Sollte der jüngere Teil der Laubenheim-Formation wirklich vollständig mit der Viernheim-Formation korrelieren, würde die Sedimentation über einen Zeitraum von etwa 1 Ma von der Gelasium-Calabrium-Grenze bis zu Beginn des Cromer-Komplexes andauern. Eine Trennung des jüngeren quartären Teils der Laubenheim-Formation von dem älteren noch pliozänen Teil ist nur bei sehr guten Aufschlussverhältnissen wie einst im Weisenauer/Laubenheimer Steinbruch möglich (SEMML 1989a), kann dann aber durch die Erosionsdiskordanz erfolgen (GEISSERT 1983, SEMML 1983a, WEIDENFELLER 1997). Durch die Korrelation mit der räumlich sehr naheliegenden Viernheim-Formation im nördlichen ORG ist bereits eine starke tektonische Aktivität seit Beginn des Pleistozän erkennbar. SEMML (1989a) geht davon aus, dass die große Mächtigkeit und gleichzeitig die Feinkörnigkeit (im Vergleich zu typischen mächtigen fluviatilen Ablagerungen) der Laubenheim-Formation auf Absenkungstendenzen in der Umgebung von Mainz während der Sedimentation hinweisen. Die Erosionsdiskordanz wird dabei als Anzeichen für eine Unterbrechung der Absenkungstendenz gesehen (SEMML 1989a, siehe auch GRIMM & GRIMM 2003), wobei das Einschneiden der „jüngeren Weisenauer Sande“ als Rinne vermutlich ebenfalls tektonische Gründe hat (SEMML 1983a). Mikrotektonische Prozesse mit erkennbaren Horst- und Grabenstrukturen innerhalb

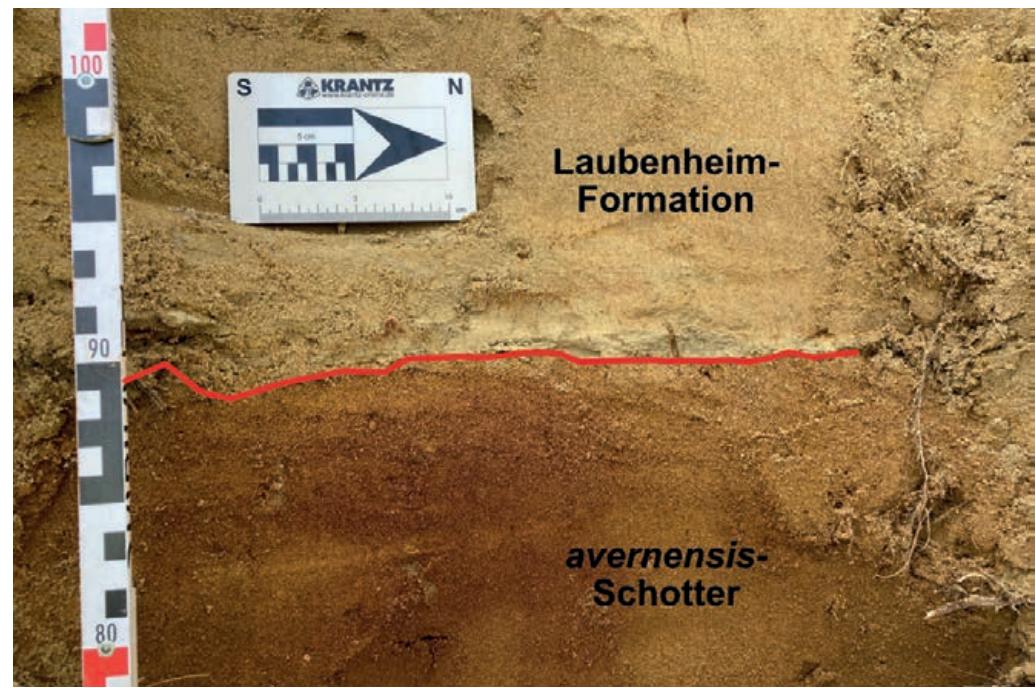


Abb. 1: Aufgegrabene Ablagerungen der Laubenheim-Formation über den avernensis-Schottern im Steinbruch Mainz-Weisenau. Die sekundär verfärbten (?), rötlichen Sande im Liegenden entsprechen den avernensis-Schottern. Im Hangenden ist die Laubenheim-Formation zu erkennen. Unklar ist, ob es sich tatsächlich um die „jüngeren Weisenauer Sande“ handelt, da eine makroskopische Unterscheidung kaum möglich ist (Aufschluss 2023).

der Laubenheim-Formation im mm- bis dm-Bereich beschreibt auch WEIDENFELLER (1997), welche heute in einem Lackprofil im Treppenaufgang des Landesamtes für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (LGB RLP) besichtigt werden können.

Die Laubenheim-Formation hat ihre Basis im Stadtgebiet von Mainz auf der Höhe von 130 m NN (etwa Höhe des Unteren Ostrheinhessischen Plateaus sensu BRÜNING 1975), mit einem Top der Ablagerungen auf etwa 200 m NN bei Finthen (SEMML 1989a, GRIMM & GRIMM 2003, GRIMM 2011). KANDLER (1970) weist jedoch auf eine unterschiedliche Höhenlage seiner als t7-Terrasse bezeichneten Ablagerungen der Laubenheim-Formation hin, die von 130 m NN vom Laubenheimer/Weisenauer Steinbruch entlang der Marienborn-Budenheimer-Störungszone bis nach Finthen immer höher anzutreffen sind. Dies deutet möglicherweise auf eine jüngere quartäre tektonische Aktivität nach der Ablagerung der Laubenheim-Formation entlang der Marienborner-Budenheimer-Störungszone hin (SONNE 1989a, b). Angesichts eines angenommenen langen Sedimentationszeitraums von 1 Ma scheint eine ausgeprägte tektonische Aktivität nicht unwahrscheinlich, gerade auch durch die Nähe zum im Pleistozän tektonisch sehr aktiven ORG (PETERS & VAN BALEN 2007, WEIDENFELLER & KÄRCHER 2008, GABRIEL et al. 2013, GEGG et al. 2024). Die Laubenheim-Formation ist in einem etwa 2,5 km breiten Halbkreis um Mainz im Übergangsbereich des Unteren Ostrheinhessischen Plateaus zum Oberen Ostrheinhessischen Plateau von Mainz-Laubenheim unter der Frankenhöhe nach Mainz-Hechtsheim über Mainz-Bretzenheim, Mainz-Marienborn nach Mainz-Drais und Mainz-Finthen nachgewiesen (BARTZ 1950, SEMML 1983a, 1989a, GRIMM 2011). Die Mächtigkeiten betragen in den meisten Fällen wenige Meter, mit einer maximalen Mächtigkeit von 25-30 m im Bereich des Weisenauer Steinbruchs und der

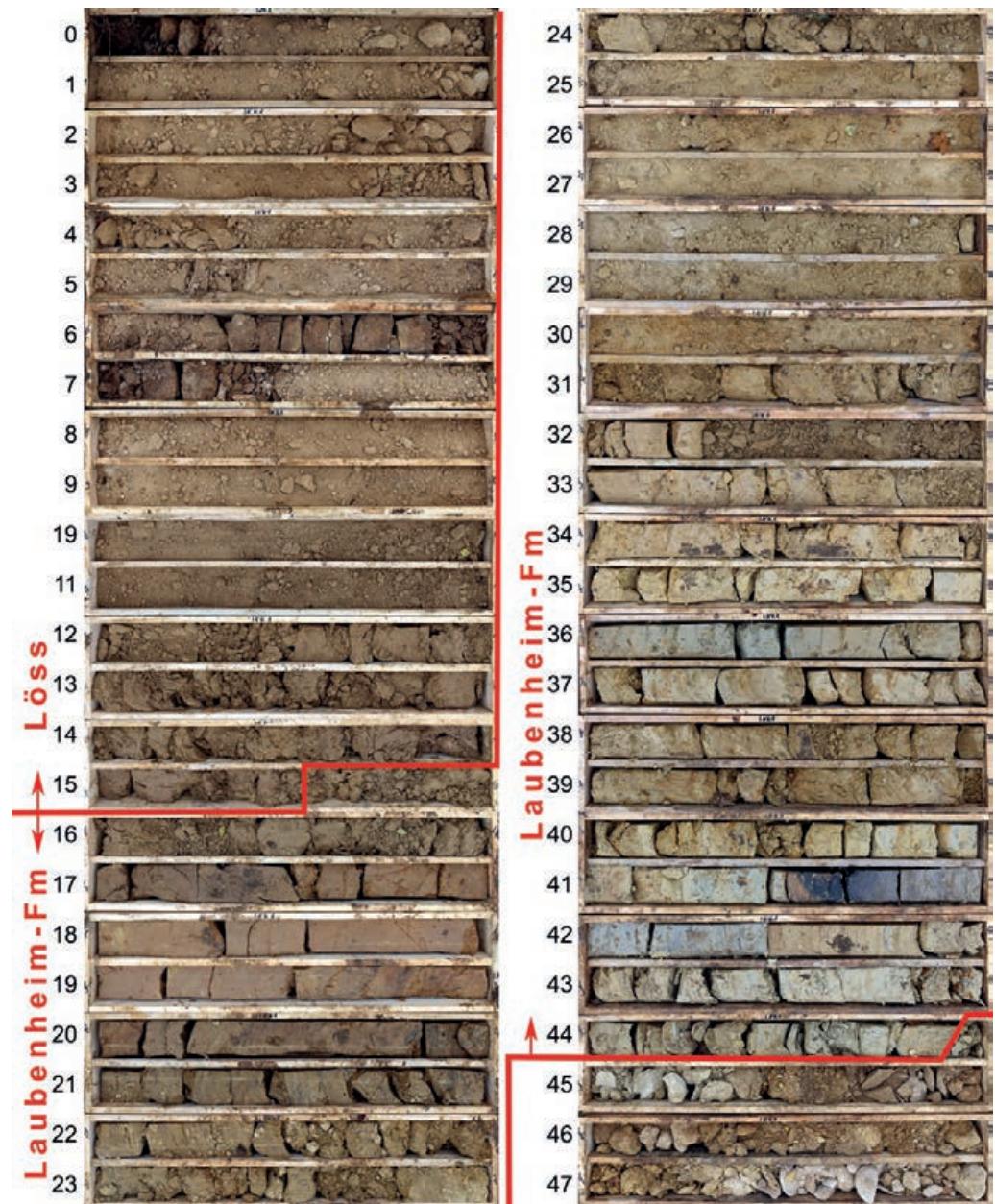


Abb. 2: Laubenheim-Formation in der Kernbohrung Frankenhöhe KB/lnk 1 (TK 25, Blatt 6015 Mainz, UTM Zone 32 U 449389 N5535053, 182,00 m NN, Auftraggeber: Grundstücksverwaltungsgesellschaft der Stadt Mainz mbH, Foto M. GRIMM). Teufe 0-15,5 m: Löss und Lösslehm an der Basis Sandlehm; Teufe 15,5 bis 44,9 m: Laubenheim-Formation, darunter arvernensis-Schotter und Dolinenfüllung. Wo sich die Grenze zwischen dem jüngeren pleistozänen Teil und dem älteren pliozänen Teil der Laubenheim-Formation befindet, ist unklar.

Frankenhöhe (Abb. 2). Im Bereich des Unteren Ostrheinhessischen Plateaus im Höhenbereich von etwa 130 m NN (Hartenberg-Plateau, Kästrich, Mainz-Oberstadt und Mainz-Bretzenheim) fehlen die Ablagerungen zum größten Teil und sind in einem nur räumlich sehr lokalen und ge-

ringmächtigen Vorkommen (am oben erwähnten Straßenprofil des Max-Planck-Instituts für Chemie) beschrieben worden (SEMML 1989a). Nach SEMML (1989a) wurden sie dort postsedimentär zur Akkumulationszeit der t4-Terrasse sensu KANDLER (1970) ausgeräumt.

Im Stadtgebiet selbst konnten die „Weisenauer Sande“ in temporären Baugruben des Heiligkreuzareals in Mainz-Weisenau (ehemals IBM-Gelände), am Tunnel in Mainz-Hechtsheim, in der Baugrube des heutigen LGB RLP, am Bahnhof in Marienborn, in der ehemaligen Ziegeleigrube sowie der Sandgrube von Hechtsheim, zwischen Draisberghof und Drais am Tälchen entlang und in der ehemaligen Sandgrube bei Finthen/Drais am Rondell (heute im Bereich Kreuzung Katzenberg/Kurmainzstraße) angetroffen werden (LUDWIG 1864, STEUER 1906, MORDZIOL 1911, FALKE 1960, SEMML 1989a, WEIDENFELLER 1997). Aktuelle und teils zugängliche Vorkommen liegen im Stadtgebiet hinter den Häusern in der Kurmainzstraße 32-38, unter der Frankenhöhe (Bohrungen, siehe Abb. 2), sowie am Regensammelbecken am Anschluss der Albert-Stohr-Straße zur B40/Pariser Straße (mündl. Mitt. M. GRIMM).

Das Typusprofil der Laubenheim-Formation liegt im ehemaligen Steinbruch am Bornberg bei Laubenheim (GRIMM & GRIMM 2003, GRIMM 2011), wobei es heute kaum noch zugänglich ist. Das mächtige Profil im Steinbruch in Mainz-Weisenau/Laubenheim (SEMML 1983a, 1989a) ist zwar noch erreichbar, aber kaum noch erkennbar. Die Aufschlusswand ist mittlerweile ein geböschter mit Büschen und Bäumen zugewachsener Hang. Die Diskordanz im Übergang der avernensis-Schotter zur Rinne der „jüngeren Weisenauer Sande“ ist nur mit lokaler Ortskenntnis zu finden und die Zuordnung zu dem quartären Teil der Sande nur eingeschränkt möglich (Abb. 1).

3.2 t6-Terrasse sensu KANDLER 1970 (Mosbach-Sande-Formation mit Mosbach-Hauptterrassen-Subformation und Haupt-Mosbach-Subformation)

Synonyme und obsolete Einheiten:

Mosbach-Hauptterrassen-Subformation: Teil der „Hoch- oder Mosbacher Terrasse“ (MORDZIOL 1911), Teil der „Mittleren Talstufe“ (LEPPLA & STEUER 1922b), „t1-Terrasse“ (SEMML 1969a), „t6-Terrasse“ (KANDLER 1970), „Grobes Mosbach“, „Mosbach I“ und „Mosbach II“ (BRÜNING 1974, 1978), „Mosbach-1“ (KOENIGSWALD & TOBIEN 1987), „Grobes Mosbach (feinkörnige Mosbacher Dolinenfüllung)“ (KELLER & RADTKE 2007)

Haupt-Mosbach-Subformation: Teil der „Hoch- oder Mosbacher Terrasse“ (MORDZIOL 1911), Teil der „Mittleren Talstufe“ (LEPPLA & STEUER 1922b), „t6-Terrasse“ (KANDLER 1970), „Graues Mosbach“ und „Mosbach III“ (BRÜNING 1974, 1978, KELLER 1999), „Mosbach-2“ und „Mosbach-3“ (KOENIGSWALD & TOBIEN 1987)

Mosbach-Mittelterrassen-Subformation: „t2-Terrasse“ (SEMML 1968a, 1969a), „t5-Terrasse“ (KANDLER 1970), „Rostrotes Mosbach“, „Mosbach IV“ (BRÜNING 1974, 1978)

Die Ablagerungen der t6-Terrasse (sensu KANDLER 1970) gehören sicherlich zu den bekanntesten Ablagerungen im Stadtgebiet und der Umgebung von Mainz, obwohl sie in Mainz selbst nicht permanent aufgeschlossen sind. Sie wurden vor allem im „Rheingauer Feld“ zwischen Wiesbaden-Biebrich und Wiesbaden-Erbenheim als die überregional bekannten und fossilreichen „Mosbacher Sande“ beschrieben. In der älteren Literatur werden diese „Mosbacher Sande“ sehr detailliert links- und rechtsrheinisch im Mainzer Raum beschrieben (siehe KELLER 2007, KELLER & RADTKE 2007 und dort zitierte Arbeiten), wobei es sich nach heutiger Auffassung zwar häufig lithofaziell und sedimentologisch um sehr ähnliche Ablagerungen handelt, diese aber (litho)

stratigraphisch zu unterscheiden sind (KELLER & RADTKE 2007, HOSELMANN 2007b, 2021). Nach HOSELMANN (2007b, 2021) soll der Begriff der „Mosbacher Sande“ (mittlerweile Mosbach-Sande-Formation) daher nur für das (bio)stratigraphisch definierte Vorkommen im Rheingauer Feld verwendet werden. KANDLER (1970, 1971) bezeichnet die Ablagerungen der „Mosbacher Sande“ im Mainzer Stadtgebiet als t6-Terrasse (Tab. 2). Nach aktuell gültiger Stratigraphie wird die vollständige Abfolge der Mosbach-Sande-Formation in drei teils informelle lithostratigraphische Einheiten unterteilt, die als Mosbach-Hauptterrassen-Subformation (informell), Haupt-Mosbach-Subformation (gültig) und Mosbach-Mittelterrassen-Subformation (informell) bezeichnet werden (HOSELMANN 2007b, HOSELMANN et al. 2025, KELLER & RADTKE 2007, BITTMANN et al. 2018, BOHATÝ 2018). Gewöhnlich bezieht sich die Bezeichnung „Mosbacher Sande“ auf die charakteristische Abfolge des „Grauen Mosbachs“ bzw. der Haupt-Mosbach-Subformation, die regional sowie überregional zur Korrelation genutzt wird. Die Ablagerungen aller drei Subformationen sind bisher nur im Referenzprofil im Dyckerhoff-Steinbruch (heute Steinbruch Ostfeld) in Wiesbaden-Biebrich komplett erhalten (KELLER & RADTKE 2007, BOHATÝ 2018, HOSELMANN 2021).

Die Mosbach-Hauptterrassen-Subformation bildet den tieferen Teil der Formation und liegt im Steinbruch Ostfeld diskordant auf miozänen Kalksteinen der Wiesbaden-Formation und ist überwiegend als fluviatile Dolinenfüllung mit Mächtigkeiten von bis zu 5 m erhalten (KELLER & RADTKE 2007, HOSELMANN 2021). Es handelt sich dabei um ockerfarbene bis graue, häufig schräggeschichtete, überwiegend kalkfreie Kiese und Sande, die im Hangenden oftmals mit einem Hochflutlehm abschließen und teils Einschaltungen grau-grüner Sande aufweisen (WEIDENFELLER 2005, KELLER & RADTKE 2007, HOSELMANN 2021). Nach HEIM (1970), ANDRES (1971) und HOSELMANN (2021) dominieren die Mainkomponenten im Kiesanteil (hauptsächlich Quarze und rote sowie gebleichte Sandsteine des Buntsandsteins). In den feinkörnigen Dolinenfüllungen sind auch Frostspalten sowie Tropfenböden erkennbar (SEMML 1969a, BRÜNING 1978, KELLER & RADTKE 2007), die vermutlich jüngere Überprägungen sind.

Im Hangenden der Mosbach-Hauptterrassen-Subformation ist die Haupt-Mosbach-Subformation als fluviatile Sand-Kies-Wechselfolge mit Mächtigkeiten bis zu 15 m anzutreffen (BRÜNING 1974, HOSELMANN 2007b, 2021, KELLER 2007, KELLER & RADTKE 2007). Es handelt sich dabei um eine grünlich-graue, schräg- bzw. kreuzgeschichtete, karbonatreiche Wechselfolge aus Fein- bis Mittelsanden und Kiesen, die der „Rheinischen Fazies“ entspricht (HOSELMANN 2007b, 2021, KELLER & RADTKE 2007, BOHATÝ 2018). Die Kiese zeigen hauptsächlich Rheinkomponenten, darunter Kalkgerölle aus dem Muschelkalk und Jura, Sandsteingerölle, sowie Gangquarze und Lydite aus dem Neckareinzugsbereich, untergeordnet sind Mainkomponenten, darunter vereinzelt große rote Sandstein-Driftblöcke, anzutreffen (MORDZIOL 1911, LEPPLA & STEUER 1922b, HOSELMANN 2007b, HOSELMANN et al. 2025). Nach SEMML (1969a) sind im „Grauen Mosbach“ auch synsedimentäre Frostböden zu finden.

Im Hangenden der Haupt-Mosbach-Subformation ist diskordant und meist mit geringen Mächtigkeiten die Mosbach-Mittelterrassen-Subformation aufgelagert (teils erodiert), die als Terrassensediment mit der Untermain-Mittelterrassen-Formation sensu HOSELMANN (2008b) korreliert wird (HOSELMANN 2007b, 2021, KELLER & RADTKE 2007). In ihr sind häufig Eiskeilspseudomorphosen und Verwürgungen zu finden (SEMML 1969a).

KANDLER (1970) beschreibt die Ablagerungen der heutigen Mosbach-Hauptterrassen-Subformation und der Haupt-Mosbach-Subformation im Stadtgebiet von Mainz ebenfalls im Hangenden von tertiären Mergeln und Kalksteinen, wobei SEMML (1989b) zwischen dem Kalktertiär der

Mainz-Gruppe und dem „Grauen Mosbach“ (Haupt-Mosbach-Subformation) geringmächtige Ablagerungen der jüngeren Laubenheim-Formation findet. Im Hangenden der „Mosbacher Sande“ ist nach KANDLER (1970) im Stadtgebiet von Mainz jedoch fast immer die t4-Terrasse (KANDLER 1970) anzutreffen.

Nach KELLER & RADTKE (2007) können in der Haupt-Mosbach-Subformation vier fining-upward-Sequenzen unterschieden werden, die jeweils vier verschiedene fluviatile Architekturtypen bilden. Diese lassen auf diverse klimatisch-hydrologische Bedingungen zur Ablagerungszeit schließen, wobei die übereinander liegenden Abfolgen der fining-upward-Zyklen (nach KELLER & RADTKE 2007: zunächst braided-river, mäandrierende sandige Mischform, schmale anastomosierende Rinnen, und Auensedimente) auch auf die von BOHATÝ (2018) und HOSELMANN et al. (2018) angenommenen Ablagerungsbedingungen hinweisen können (REINECK & SINGH 1980). Auch SEMMEL (1969a) bemerkte bereits, dass die verschiedenen Einheiten der „Mosbacher Sande“ möglicherweise auf unterschiedliche Ablagerungsbedingungen hinweisen. LEPPLA & STEUER (1922b) sprechen von einer seenartigen Flussverbreiterung, BOHATÝ (2018) geht aufgrund der sedimentologischen Befunde davon aus, dass die „Mosbacher Sande“ die Ablagerungen eines deutlich weiter westlich-liegenden, bis zu 20 km breiten Schwemmfächers des Mains in den Rhein sind. Eine stärkere Hebung im Mittelrheingebiet unter gleichzeitiger Subsidenz des ORG (ABELE 1977, BOHATÝ 2018, HOSELMANN et al. 2018) führte laut BOHATÝ (2018) dann zumindest zeitweise zu sehr schwachen Fließgeschwindigkeiten und einem Rückstau des Wassers vom Main, so dass dort ständig Sediment abgelagert wurde. Die von BOHATÝ (2018) gewählte Bezeichnung als Schwemmfächer wirkt hier jedoch irreführend: dies würde bedeuten, dass der Rhein deutlich tiefer lag als der Main und nur episodisch Wasser vom Main kam. Auch eine Bezeichnung als „Delta“ würde den Ablagerungen nicht gerecht werden, denn darunter versteht man die Mündung eines Flusses in ein stehendes Gewässer mit Vorschüttung von Sedimenten (REINECK & SINGH 1980).

Tatsächlich wäre aber eine Bezeichnung als ein durch Bifurkation entstandenes Pseudodelta zutreffender, in dem bei sehr niedrigen Strömungsgeschwindigkeiten Sedimente im Mündungsbereich des Mains in den Rhein vor- und aufgeschüttet wurden. Da durch die Hebung im Bereich des Rheinhessischen Plateaus bei gleichzeitiger Subsidenz im ORG kaum mehr ein Gefälle zwischen Main und Rhein bestand („Rückstau des Wassers vom Ur-Main“ u. a. nach BOHATÝ 2018), konnten sich im Mündungsbereich aus einer Hauptrinne mehrere stromabwärts gelegene Rinnen bilden (= Bifurkation, vgl. KLEINHANS et al. 2013), die auf einer großen Breite in den Rhein mündeten. Da der Main bei Rüsselsheim aus dem ORG in das Mainzer Bruchfeld bzw. das Rheinhessische Plateau übertritt, muss zwischen Nierstein und Bingen stetig Erosion stattgefunden haben, da Mainz ansonsten höher liegen würde und der Main zeitweise nach Süden in den ORG geflossen wäre. Die Bifurkation würde auch die unterschiedlichen fluvialen Typen von KELLER & RADTKE (2007) sowie die generellen Wechselfolgen von fein- und grobklastischem Material in der Haupt-Mosbach-Subformation erklären, da nach KLEINHANS et al. (2013) Bifurkationen i. d. R. auf der räumlichen und zeitlichen Ebene stark variieren und von unterschiedlichen Umweltbedingungen (z. B. Tektonik, Klima) gesteuert sind.

Auch die bereits lang anhaltende Diskussion und Frage, wieso Fossilreste von warm- und kaltzeitlichen Organismen unmittelbar nebeneinander in Sedimentschichten gefunden werden (BOHATÝ 2017), würde das Ablagerungsmodell eines Pseudodeltas unterstützen, da von mehrfachen Um- und Ablagerungen ausgegangen werden kann (BOHATÝ 2018, HOSELMANN et al. 2018). Fraglich und unklar bleibt jedoch, ob die von KANDLER (1970) als t6-Terrasse bezeichneten und

zumindest mit der Mosbach-Hauptterrassen-Subformation und Haupt-Mosbach-Subformation gleichgesetzten Ablagerungen tatsächlich auch den Resten eines solchen Pseudodeltas entsprechen. Diese t6-Terrasse kann nach KANDLER (1970) zumindest lithologisch und sedimentologisch nicht von den Ablagerungen im Rheingauer Feld unterscheiden werden, wobei eine Unterscheidung des Ablagerungsmilieus bei den geringeren Mächtigkeiten und den nur temporären Aufschlüssen in Baugruben im Stadtgebiet vermutlich nicht möglich ist. Es stellt sich also die Frage, ob die t6-Terrasse (KANDLER 1970) im Stadtgebiet den westlichsten Rest dieser Fazies bildet, die zum Großteil bereits erodiert wurde, oder ob es sich möglicherweise nur um zeitgleiche, lithofaziell aber andere Bildungen handelt. Möglich sind auch postsedimentäre Umlagerungen. Letztlich sind für die Klärung der Ablagerungsbedingungen und dem Zusammenhang zwischen den Ablagerungen im Rheingauer Feld und im Mainzer Stadtgebiet hochauflösende und umfassende sedimentologische Untersuchungen nötig.

Für die „Mosbacher Sande“ liegen bisher aufgrund fehlender Datierungsmethoden und ungeeigneter Aufschlussverhältnisse keine absoluten Alter vor. Durch paläomagnetische Messungen von Kočí et al. (1973) und BOENIGK (1978) im Bereich der Dolinenfüllungen der Mosbach-Hauptterrassen-Subformation wurde aber eine reverse Magnetisierung festgestellt, so dass BOENIGK (1978) einen Sedimentationsbeginn vor rund 1 Ma sieht (Jaramillo-Subchron). Damit fällt der Beginn der Sedimentation in das Calabrium und wäre zum Teil zeitgleich mit dem jüngeren Teil der Laubenheim-Formation, die nach SEMMEL (1989b) jedoch in Mainz die heutige Haupt-Mosbach-Subformation unterlagert. Fraglich bleibt also, ob die heutige Mosbach-Hauptterrassen-Formation mit dem jüngeren Teil der Laubenheim-Formation korreliert werden kann. Mit Hilfe der in beiden Ablagerungen vorkommenden Mollusken lässt sich eine Unterscheidung z. B. durch das Fehlen der in den Mosbacher Sanden häufigen Art *Perforatella bidentata* rechtfertigen (GEISSERT 1983, GRUNER & GRUNER 2014). Auch hier sollten die paläomagnetischen Messungen mit Vorsicht betrachtet, gegebenenfalls reinterpretiert und nochmals neu gemessen werden (schrifl. Mitt. C. HOSELMANN). Eine Neubewertung der Paläomagnetik durch HOSELMANN et al. (2025) ergab zudem, dass die Zuordnung von Kočí et al. (1973) und BOENIGK (1978) der Mosbacher Sande zum Jaramillo-Subchron möglicherweise auch das Ergebnis einer sekundären Überprägung ist.

Da die Mosbach-Hauptterrassen-Subformation generell sehr fossilarm ist und kaum eine Säugetierfauna aufweist (KELLER et al. 2004), ist eine eindeutige biostratigraphische Einstufung bisher nicht möglich. Auch palynologische Untersuchungen der Dolinenfüllungen durch HOSELMANN et al. (2025) ließen durch die geringe Pollenführung keine biostratigraphische Gliederung zu. Im Gegensatz dazu ist die Haupt-Mosbach-Subformation für ihre diverse Säugetierfauna bekannt, die eine Zuordnung der Ablagerungen in den höheren Cromer-Komplex III oder IV (MIS 19) favorisiert (HOSELMANN 2021, KELLER et al. 2004, MAUL et al. 2000). Wie in Kap. 3.1 beschrieben, haben einige Autoren in der älteren Literatur (u. a. WAGNER 1930) die heutige Laubenheim-Formation im Stadtgebiet von Mainz für die heutige Haupt-Mosbach-Subformation gehalten, da es sich bei beiden Sedimentkörpern um Äquivalente der „Rheinischen Fazies“ handelt (siehe Kap. 3.1). Weiterhin werden die Ablagerungen der Haupt-Mosbach-Subformation ebenfalls mit der Viernheim-Formation im ORG korreliert (HOSELMANN 2021, HOSELMANN et al. 2025), womit sich ein Mindestalter von etwa 800 ka (GEIS et al. 2025) ergibt. Aufgrund der von BOENIGK (1978) gemessenen normalen Magnetisierung und einer Zuordnung zur Brunhes-Subchron, scheint die Basis der Haupt-Mosbach-Subformation bei etwa 780 ka zu liegen. Dies stimmt gut mit den Annahmen von ZEEDEN et al. (2024) für den Top der Viernheim-

Formation überein. Dadurch kann die Haupt-Mosbach-Subformation jedoch nicht mehr oder zu einem Teil nicht mehr chrono-stratigraphisch mit der Viernheim-Formation korreliert werden, sondern zum größten Teil mit der Ludwigshafen-Formation, was von WEIDENFELLER et al. (2010) bereits vermutet wurde. Allerdings ist die Ludwigshafen-Formation im nördlichen ORG durch feinklastische Sedimente gekennzeichnet (WEIDENFELLER et al. 2010), was mit den Ablagerungen der Haupt-Mosbach-Subformation möglicherweise in Widerspruch stehen würde. NELSON et al. (2025) gehen aufgrund des Vorkommens der Gastropode *Parafossarulus crassitesta* als biostratigraphischen Marker in der Haupt-Mosbach-Subformation ebenfalls von einer Korrelation mit der Ludwigshafen-Formation aus. Die Haupt-Mosbach-Subformation würde demnach durch IR-RF-Datierungen an Feldspäten der Ludwigshafen-Formation nach LAUER et al. (2010, 2011) sowie GEIG et al. (2024) auf ein Alter von 640-300 ka datiert werden, sowie nach Datierungen von GEIS et al. (2025) am Top der im Liegenden anzutreffenden Viernheim-Formation sowie an der Basis der hangenden Mannheim-Formation auf 866-478 ka (MIS 21-13). Diese Annahmen stimmen mit der Aminosäuren-Stratigraphie von NELSON et al. (2025) überein, die eine Ablagerung der Haupt-Mosbach-Subformation im späten Cromer-Komplex (600-500 ka bzw. 600-400 ka) sehen. Auch würde dies mit der Korrelation der Haupt-Mosbach-Subformation mit den Neckarablagerungen bei Mauer übereinstimmen (KELLER & RADTKE 2007). Damit muss zumindest die Haupt-Mosbach-Subformation deutlich jünger sein, als die jüngeren Ablagerungen der Laubenheim-Formation. Eine zeitliche Überschneidung der „Mosbacher Sande“, insbesondere der Dolinenfüllungen der Mosbach-Hauptterrassen-Subformation und der jüngeren Laubenheim-Formation kann dagegen nicht ausgeschlossen werden. Der beschriebene Hiatus von KOENIGSWALD & TOBIEN (1987) zwischen der Mosbach-Hauptterrassen-Subformation und der Haupt-Mosbach-Subformation könnte somit ein Zeitintervall von mehreren 100 ka umfassen.

Die Ablagerungen der t6-Terrasse (KANDLER 1970) sind im kompletten Stadtgebiet von Mainz nur noch relikтив aufgeschlossen, da sie i. d. R. von der t4-Terrasse (KANDLER 1970) diskordant überdeckt sind und zum Großteil vor deren Akkumulation wieder ausgeräumt wurden (KANDLER 1970, SEMMEL 1983). Nach SEMMEL (1989b) und SCHMIDTGEN (in NEEB & SCHMIDTGEN 1924) sind die „Mosbacher Sande“ an einigen Stellen von Löss bedeckt. Sie liegen unterhalb des Unteren Ostrheinhessischen Plateaus (Hartenberg-Plateau, der Oberstadt, dem Kästrich, sowie dem Plateau in Gonsenheim) in einer Höhe von 115 bis 125 m NN (KANDLER 1970, SEMMEL 1983, 1989b). KANDLER (1970) und SEMMEL (1989b) sowie auch SCHMIDTGEN (in NEEB & SCHMIDTGEN 1924) beschreiben maximale Mächtigkeiten von zwei Metern. MORDZIOL (1911) nimmt eine Verbreitung von Weisenau bis Budenheim an. Von KANDLER (1970) wurden vor allem temporäre Profile in Baugruben im Münchfeld/Hartenberg-Plateau sowie auf dem Universitätsgelände beschrieben, bei denen er die heutige Mosbach-Hauptterrassen-Subformation und die Haupt-Mosbach-Subformation nachweisen konnte, die stark verwürgt und mit feinsandgefüllten Eiskeilen durchsetzt waren.

SEMML (1989b) beschreibt im Bereich des heutigen Max-Planck-Instituts für Chemie an der Koblenzer Straße, über wenigen Dezimeter der „jüngeren Weisenauer Sande“ etwa zwei Meter mächtige graue kalkhaltige Sande, die nach heutigen Auffassungen der Haupt-Mosbach-Subformation entsprechen und im Liegenden darunter grobe kalkhaltige Schotter, die der Mosbach-Hauptterrassen-Subformation entsprechen (siehe Kap. 3.2). Im heutigen Heiligkreuzareal in Weisenau beschreiben HUMBURG & WEIDENFELLER (1997) Ablagerungen, die möglicherweise mit der Haupt-Mosbach-Subformation gleichzusetzen sind. Die Ablagerungen der t6-Terrasse (KANDLER 1970) konnten im Bereich des Münchfeldes sowie in der Oberstadt bisher nicht mehr

Tab. 2: Schematische Untergliederung der „Mosbacher Sande“ nach MORDZIOL (1911), LEPPLA & STEUER (1922b), SEMMEL (1968a, 1969a), KANDLER (1970), BRÜNING (1974, 1978), KOENIGSWALD & TOBIEN (1987), KELLER (1999) sowie KELLER & RADTKE (2007) und HOSELMANN (2007b, 2021).



Abb. 3: „Mosbacher Sande“ in einer Dolinenfüllung (nachgezeichnet) in einem Baugrubenaufschluss in der Wallstraße im Jahr 2024 (Foto: M. GRIMM). Unklar ist aufgrund der schlechten Aufschluss situation, ob es sich um die Haupt-Mosbach-Subformation oder um die Mosbach-Hauptterrassen-Subformation handelt.

gesichert nachgewiesen werden. LEPPLA & STEUER (1922a, b) beschreiben im Bereich des Hartenbergs und von Gonsenheim die „Mittlere Talstufe“, es kann jedoch davon ausgegangen werden, dass sie die „Mosbacher Sande“ mit der heutigen t4-Terrasse (KANDLER 1970) zusammenfassend als einen Terrassenkörper sehen. SCHMIDTGEN (in NEEB & SCHMIDTGEN 1924) hat die „Mosbacher Sande“ im Bereich des anthropogen sehr stark überprägten Ausgangs des Zahlbachtals, etwa im Bereich der heutigen Kreuzung am Römerwall/Am Linsenberg (B40) und des Intercity-Hotels am Bahnhof in Mainz unter etwa 8,5 m mächtigen Löss nachgewiesen (Fundort der Venusfigurinen vom Linsenberg). Interessanterweise fehlt bei seiner Schichtenabfolge die t4-Terrasse sensu KANDLER (1970) und auch der Löss erscheint recht mächtig für eine Ablagerung an der Kante des Unteren Ostrheinhessischen Plateaus. Möglicherweise handelt es sich dabei aber um Schwemmlöss. Obwohl die beschriebene Schichtenfolge Fragen aufwirft, kann von einem Vorkommen der „Mosbacher Sande“ dort ausgegangen werden, da auf der gegenüberliegenden Seite am Ausgang des Zahlbachtals in einer Baugrube nahe dem Taubertsbergbad in der Wallstraße die Mosbach-Sande-Formation als Dolinenfüllung nachgewiesen werden konnte (Abb. 3). Die Dolinenfüllung besteht aus typischen grauen Sanden mit Rheinkomponenten, die daher vermutlich der Haupt-Mosbach-Subformation entsprechen würden. Aufgrund der schlechten Aufschluss situation bleibt aber unklar, ob es sich um die Mosbach-Hauptterrassen-Subformation handelt oder um in einer Doline abgelagerte Sande der Haupt-Mosbach-Subformation.

3.3 t5-Terrasse (sensu Kandler 1970)

Synonyme und obsolete Einheiten:

Teil der „Mittlere Talstufe“ (LEPPLA & STEUER (1922a, b)), „Mosbacher Terrasse“ (GALLADÉ 1930), „t2-Terrasse“ (SEMMLER 1968a, 1969a), Teil der „Untermain-Mittelterrassen-Formation“ (HOSELMANN 2008b)

Die t5-Terrasse (sensu KANDLER 1970) ist im Stadtgebiet von Mainz kaum anzutreffen. Bei den Ablagerungen selbst handelt es sich um zum Großteil aus Taunusmaterial bestehende fluviatile, rostrote, kalkfreie, 4-5 m mächtige Kiese in einer Grobsandmatrix (SEMMLER 1969a, KANDLER 1970). An der Basis des Schotterkörpers findet sich nach SEMMLER (1969a) häufig eine Blocklage. Im rechtsrheinischen Bereich enthält der Schotterkörper überwiegend bis zu 20 cm große Quarz- und Quarzitgerölle, untergeordnet auch Hermeskeilsandstein und Schiefer- sowie Phyllitblöcke, die meist schwach verkittet sind (KANDLER 1970). Linksrheinisch treten zudem noch häufig Buntsandstein, Lydite und seltener auch tertiäre Kalk- und Gneisgerölle auf, die auch hier aus dem Taunus stammen (KANDLER 1970). KANDLER (1970) geht daher von einem südlicher fließenden Rhein zur Ablagerungszeit aus. Die t5-Terrasse (KANDLER 1970) ist im Dickerhoff-Steinbruch in Wiesbaden im Hangenden der Haupt-Mosbach-Subformation anzutreffen, unklar ist jedoch, ob sie die „Mosbacher Sande“ überlagert oder sich in diese einschneidet (KANDLER 1970).

Nach KANDLER (1970) gibt die unterschiedliche Höhenlage der v. a. rechtsrheinischen Ablagerungen einen Hinweis auf die tektonische Aktivität zu dieser Zeit.

Im Stadtgebiet von Mainz ist nur ein räumlich sehr begrenztes Vorkommen der t5-Terrasse südlich des Budenheimer Steinbruchs im Lennebergwald in einer Höhe von 130-133 m NN bekannt (KANDLER 1970). Ob die von WAGNER & SCHMIDTGEN (1930) beschriebenen Terrassenreste am Lenneberg Reste der t5-Terrasse sind, die tektonisch verstellt wurden und ob unter der Flugsanddecke weitere Reste der t5-Terrasse verschleiert sind bleibt unklar (KANDLER 1970). Im übrigen Stadtgebiet von Mainz wurde die t5-Terrasse mit Ablagerung der t4-Terrasse vollkommen ausgeräumt (KANDLER 1970, SEMMLER 1989b).

Aufgrund fehlender Aufschlüsse und generell sehr geringer Vorkommen der t5-Terrasse kann eine stratigraphische Einstufung nur sequenzstratigraphisch durch die im Liegenden und Hangenden anzutreffenden fluviatilen Ablagerungen erfolgen. Es lässt sich daher nur folgendes sagen: Die t5-Terrasse ist jünger als die t6-Terrasse bzw. die Haupt-Mosbach-Subformation, und älter als die t4-Terrasse (KANDLER 1970), wodurch der Sedimentationszeitraum sich auf 500-400 ka eingrenzen lässt. HOSELMANN (2008b, 2021) geht ebenfalls von einer Ablagerung im Mittelpaläozän aus.

3.4 t4-Terrasse (sensu Kandler 1970)

Synonyme und obsolete Einheiten:

Teil der „Hochterrasse“ (STEUER 1909, MORDZIOL 1911, WENZ 1921), Teil der „Mittlere Talstufe“ (LEPPLA & STEUER 1922b), „Hauptterrasse“ (WAGNER 1930), „ältere untere Mittelterrasse“ (MICHEL 1931), „t3-Terrasse“ (SEMMLER 1966, 1968a, 1969a), Teil der „Untermain-Mittelterrassen-Formation“ (HOSELMANN 2008b, 2021)

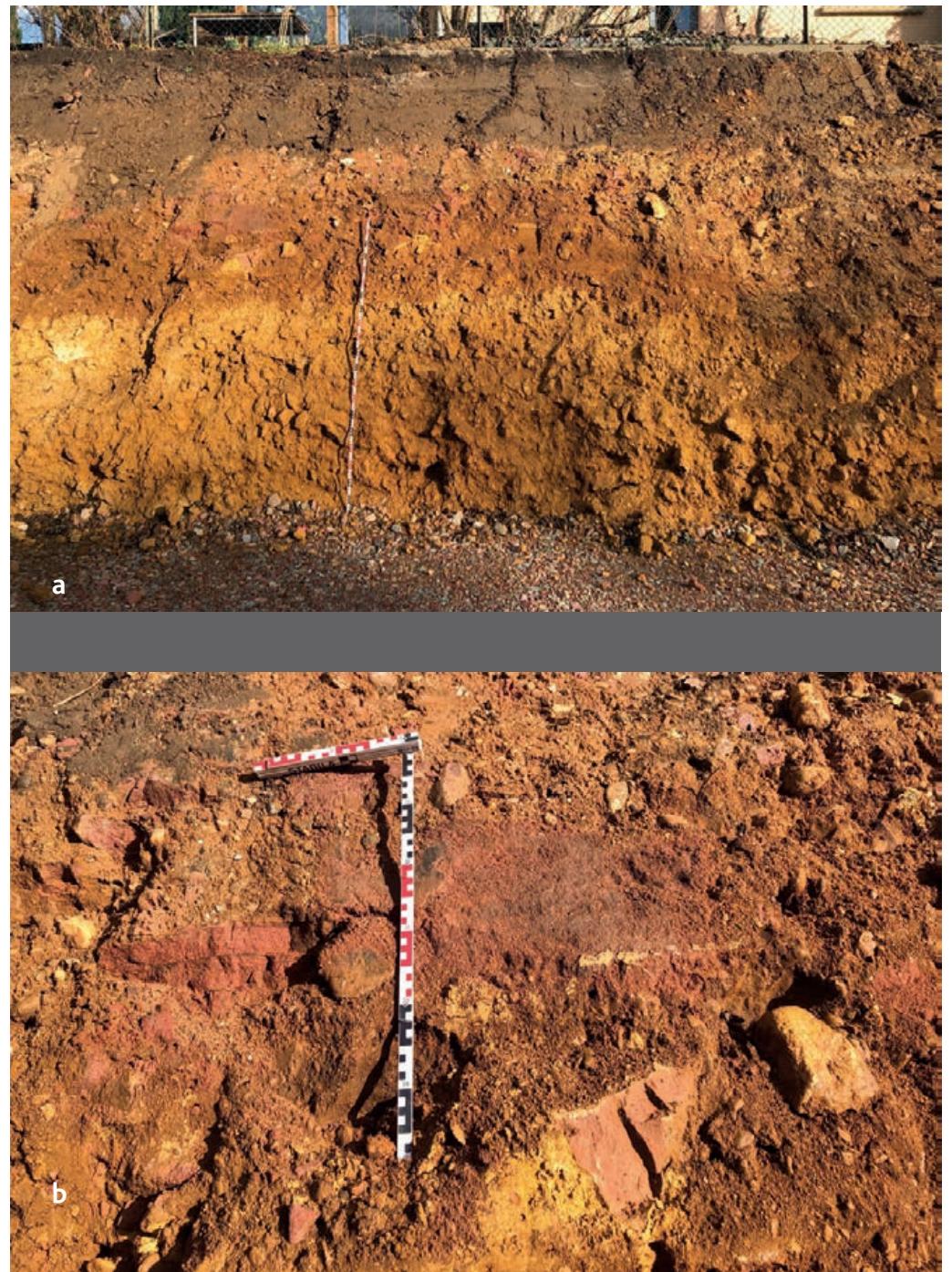


Abb. 4: **a** Ablagerungen der t4-Terrasse (Kandler 1970) in einer Baugrube im Schlesischen Viertel aus dem Jahr 2023. Unter einem etwa 70 cm mächtigen Boden liegt die typische rostbraun-rote t4-Terrasse mit zahlreichen quaderförmigen großen Sandsteinblöcken. Zur Basis hin hat die t4-Terrasse hier tertiäres Material aufgearbeitet (gelblich-beige). **b** Etwa 50 cm langer Sandsteindriftblock aus der t4-Terrasse, eingebettet in die Terrassenmatrix.

Die t4-Terrasse (*sensu* Kandler 1970) bestimmt die heutige Morphologie des Stadtgebietes von Mainz maßgeblich, da sie im Bereich des Unteren Ostrheinhessischen Plateaus fast flächendeckend vorkommt. Aufgrund zahlreicher Schottervorkommen im Bereich von 120 und 180 m NN, die sich petrographisch teils nur schwer unterscheiden lassen, werden die Ablagerungen der t4-Terrasse häufig mit weiteren Schottervorkommen (so z.B. mit der t5-Terrasse) zusammengefasst bzw. nicht weiter unterschieden (Kandler 1970, Semmel 1969a). Bei den Ablagerungen handelt es sich um hauptsächlich aus Mainmaterial bestehende, fluviatile, rostbraun-rötliche, immer kalkfreie, grobe Kiese und Schotter, die im Stadtgebiet von Mainz durch zum Top hin zunehmende, ebenfalls rostbraune, kalkfreie, schlecht sortierte Sandeinschlüsse und einen generell zunehmenden Sandanteil geprägt sind (Semmel 1969a, 1989b, Kandler 1970). Die groben, etwa 10-20 cm mächtigen Kieslagen bestehen meist aus gut gerundeten Komponenten von rostbraun gefärbten Quarziten, roten Sandsteinen, Quarz und Lydit, untergeordnet treten Muschelkalk- und Kalk-Gerölle, selten stark verwitterte Gneis- und Granitgerölle sowie sehr selten Komponenten aus Basalt mit Verwitterungsrinde und Hornstein auf (Kandler 1970, 1971).

Nach Stolz & Grunert (2008) variiert das Geröllspektrum lokal häufig etwas. So beschreiben sie deutlich höhere Quarzit- und Lydit-Anteile nahe eines von Kandler (1970) beschriebenen Profils (Stolz & Grunert 2008). Die Kiese sind häufig dicht gelagert (Kandler 1970), mit einer rostbraun-roten, kalkfreien Matrix aus schlecht sortiertem Mittel- bis Grobsand. Oft sind die Kiese zusätzlich durch Eisen- und Manganausfällungen verbacken (Semmel 1969a, Kandler 1970). Typisch für die Ablagerungen der t4-Terrasse ist das häufige und teils dichtgepackte Auftreten von quaderförmigen roten Sandsteinblöcken mit Kantenlängen bis zu 1 m und Breiten von wenigen Dezimetern (Kandler 1970, 1971, siehe Abb. 4b). Diese sehr eckigen bis selten kantengerundete Blöcke sind nur durch Eisschollentransport in Kaltzeiten (Driftblöcke) zu erklären (Kandler 1970, Semmel 1989b). Nach Kandler (1970) handelt es sich bei den Buntsandsteinblöcken teils um quarzitisch verfestigten Sandstein, häufiger jedoch um stark absandenden, weichen Sandstein. Typischerweise ist die t4-Terrasse im Stadtgebiet von Mainz 5 bis 6 m mächtig, es sind aber Mächtigkeiten bis 8 m möglich (Kandler 1970).

Die Basis der t4-Terrasse bildet im Stadtgebiet von Mainz eigentlich immer eine Erosionsdiskordanz zu älteren t6-Terrassen (siehe Kap. 3.2), teils hat sie sich in diese eingeschnitten (Kandler 1970, Semmel 1989b). In einigen Fällen, z. B. bei Mainz-Hechtsheim, scheint die t4-Terrasse auch Rinnen zu bilden (Weidenfeller 1997). In den meisten Aufschlüssen ist die t4-Terrasse kryoturbat mit den liegenden Sedimenten verwürgt (Abb. 5), wobei auch die tertiären Sedimente mit verwürgt sind (Kandler 1970, Stolz & Emde 2011). Kandler (1970) erwähnt zudem eingepresste Schottertaschen oder „Mergelkeile“. Dieses Bild lässt sich in Baugruben in der Mainzer Oberstadt häufig verfolgen, wo tertiäre Komponenten innerhalb des Schotterkörpers aufgearbeitet wurden (Abb. 4a). Eine Abgrenzung zu den, in der älteren Literatur häufig zusammengefassten Terrassen, kann durch die starke Verfestigung der t4-Terrasse im Gegensatz zur t6- und t3-Terrasse erfolgen (Kandler 1970).

Im südlichen bis südwestlichen Stadtgebiet wird die t4-Terrasse durch teils mächtige Lössablagerungen überdeckt, im nördlichen und nordwestlichen Stadtgebiet (Lenneberg, Gonsenheim, Mombach, auch Teile des Hartenbergs nach Grimm et al. 2024) von Flugsand verschleiert (Abb. 6). Häufig findet sich die t4-Terrasse aber auch unmittelbar unter den rezenten Bodenbildungen oder unter Kulturböden (besonders auf dem Hartenbergplateau, sowie im Schlesischen Viertel in der Oberstadt), möglicherweise durch anthropogenen Abtrag o. ä. einer ehemaligen Flug-

sanddecke oder von Löss (siehe auch GRIMM et al. 2024). Aufgrund zahlreicher Beobachtungen in sehr naheliegenden Baugruben in der Oberstadt in den letzten Jahren scheint die t4-Terrasse zudem ein tertiäres Paläorelief auszugleichen, in dem sie z. B. jungtertiäre Delltälchen auffüllt.

Im Schlesischen Viertel in der Oberstadt schwankt die Mächtigkeit der t4-Terrasse innerhalb weniger 10er bis 100er m um bis zu 2 m. Außerdem ist in vielen Baugrubenaufschlüssen tertiäres Material, ähnlich wie von KANDLER (1970) beschrieben, aufgearbeitet (z. B. im Süden des Uniklinik-Geländes). Eine genaue Untersuchung der t4-Terrasse mit modernen sedimentologischen Methoden wäre wünschenswert um ein Gesamtbild der Ablagerungen zu erhalten, wobei dies nur in verschiedenen Baugruben über Jahre hinweg geschehen kann.

Die t4-Terrasse (KANDLER 1970) ist im Rheingau und Rheinhessen meist nur in Resten erhalten (im Rheingau kaum nachweisbar), lediglich im Stadtgebiet von Mainz ist sie flächendeckend erhalten und kann zur höheren und niedrigeren Terrassenstufe überall durch eine klar ausgeprägte Geländekante oder einem flachen Anstieg abgetrennt werden (KANDLER 1970, SEMMEL 1989b), welche etwa der Linie Hechtsheim-Marienborn-Lerchenberg-Drais-Finthen halbrund um Mainz folgen. Zur tieferen Terrassenstufe sind das die Ansteige zum Hartenberg, der Oberstadt und nach Weisenau, die sich etwa entlang der Bahnlinie und dem Kupferberg (Strecke Mainz Nord–Hauptbahnhof Mainz–Römisches Theater) ziehen. Nach SEMMEL (1989b) endet mit den Ablagerungen der t4-Terrasse (Kandler 1970) der starke, über mehr als 1,5 Ma andauernde Wechsel von fluvialer Sedimentation und Erosion, der für die mächtigen Ablagerungen der Laubenheim-Formation und t4-Terrasse, sowie die nur noch geringmächtigen „Mosbacher Sande“ gesorgt hat. Aufgrund der sehr ähnlichen Höhenlage der Ablagerungen geht SEMMEL (1989b) davon aus, dass tektonische Prozesse die Sedimentation und Erosion beeinflussten.

Für die t4-Terrasse (KANDLER 1970) liegen bisher keine Datierungen vor, nach SEMMEL (1969a) kann aufgrund von Paläoböden über seiner als t3 (SEMMEL 1969a) bezeichneten Terrasse aber ein Alter von 460-400 ka (MIS 12) angenommen werden. Durch die überlagernden Terrassen im Untermain-Gebiet kommt er zudem auf ein Mindestalter von 220 ka (SEMMEL 1969a, 1989b, KANDLER 1970). Wird von der von NELSON et al. (2025) aufgestellten Aminosäuren-Stratigraphie der Haupt-Mosbach-Subformation (siehe Kap. 3.2) ausgegangen, so scheint das Alter der t4-Terrasse jünger als 400 ka zu sein. Damit wäre die t4-Terrasse mit der im ORG anzutreffenden Mannheim-Formation (ELLWANGER et al. 2010) zu korrelieren, die nach den Datierungen von GEIS et al. (2025) an der Basis Alter im Bereich von 400 ka ergeben. Ein Sedimentationsbeginn der t4-Terrasse wäre deshalb am Übergang des Cromer-Komplexes zur Mindel-Kaltzeit ab etwa 400 ka denkbar. Zur genaueren Einstufung der t4-Terrasse und der Korrelation wären Datierungen an den Ablagerungen der t4-Terrasse wünschenswert.

Im Stadtgebiet von Mainz liegt die t4-Terrasse zwischen 117 und max. 126 m NN (KANDLER 1970), wobei sie nirgends permanent aufgeschlossen ist. Sie ist allerdings regelmäßig in zahlreichen Baugruben im Stadtgebiet von Mainz anzutreffen und an der typischen rostbraunen Färbung sowie den roten Sandsteindriftblöcken gut zu erkennen (Abb. 4, 5, 6). In vielen Bereichen sind Teile der Ablagerungen durch militärische Anlagen, frühere Baugruben etc. verändert oder auch ausgeräumt. Die Ablagerungen der t4-Terrasse beginnen zwischen Weisenau und der Uniklinik in der Oberstadt, werden unterbrochen vom Zaybach- bzw. Zahlbachtal und zeigen ihre weiteste (bis zu 3 km breite) Ausdehnung im Bereich von Bretzenheim/Hartenberg-Münchfeld bis zur Autobahn A60 (KANDLER 1970). Erneut werden sie vom Gonsbach durchschnitten und bilden dann das Plateau zwischen Mombach-Gonsenheim und Budenheim (KANDLER 1970).

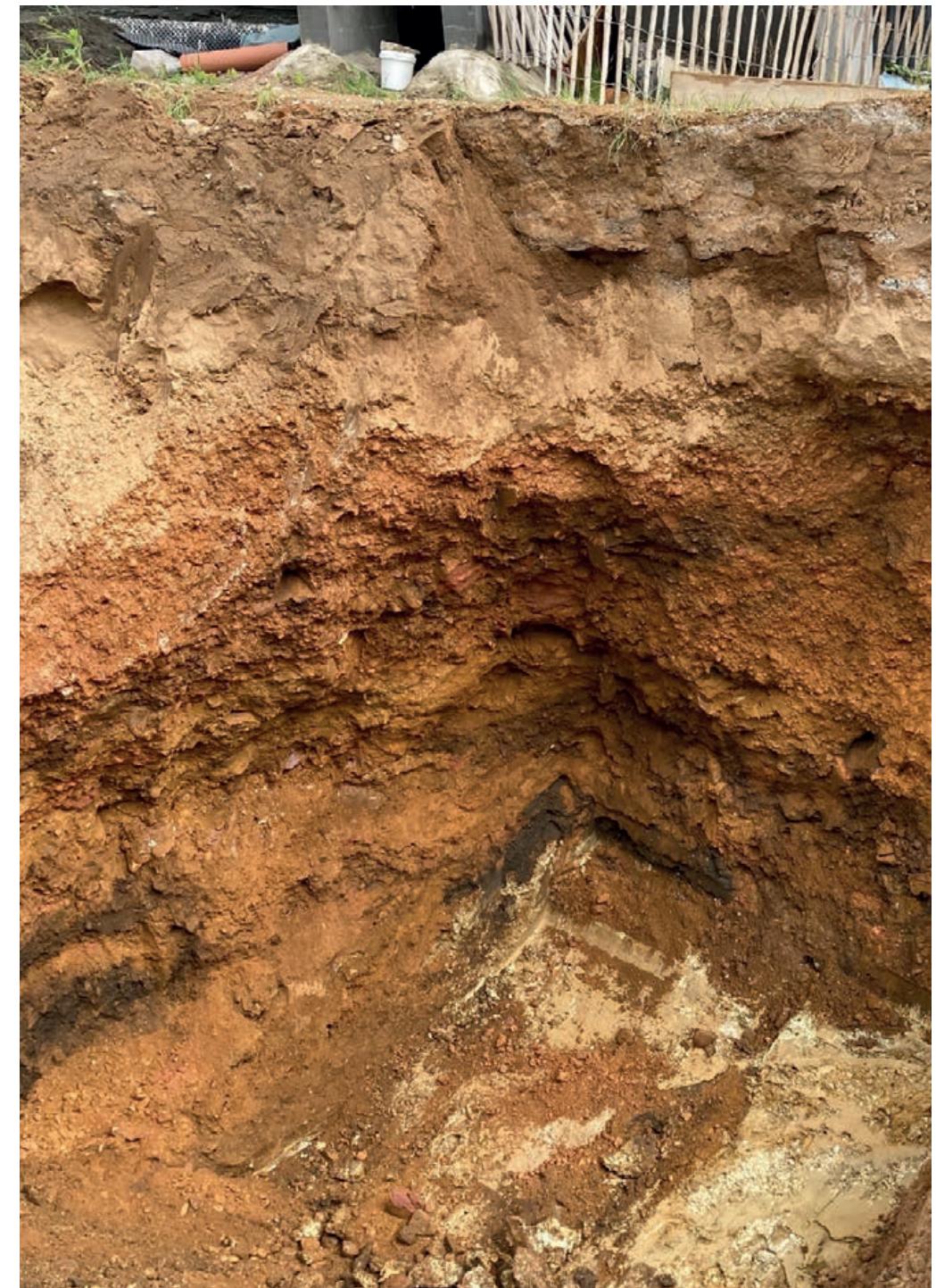


Abb. 5: Ablagerungen der t4-Terrasse (Kandler 1970) in einer Baugrube im Gleisbergweg in Mainz-Gonsenheim aus dem Jahr 2024 (Foto: M. GRIMM). Unter Umlagerungen, einer geringmächtigen Bodenbildung und hellem Flugsand liegt die t4-Terrasse verwürgt über dem Kalktertiär.



Abb. 6: Ablagerungen der t4-Terrasse (KANDLER 1970) in einer Baugrube in der Jakob-Steffan-Straße aus dem Jahr 2021. Unter einer geringmächtigen Parabraunerde liegt hellbeige-gelber Flugsand über der rötlichen t4-Terrasse, die im linken Bildbereich abtaucht. Gut erkennbar sind die zahlreichen roten Sandsteinblöcke.

Von KANDLER (1970) und SEMMEL (1989b) werden vor allem zahlreiche Baugruben im Bereich des Universitätsgeländes und des Münchfeldes erwähnt. Auch STOLZ & EMDE (2011) sowie STOLZ & GRUNERT (2008) können die t4-Terrasse auf dem Universitätsgelände nachweisen. In den letzten Jahren kann im Münchfeld und in der Oberstadt in Baugruben immer wieder die t4-Terrasse angetroffen werden (Abb. 4, 6), häufig liegen die Ablagerungen aber direkt auf tertiären Ablagerungen. HUMBURG & WEIDENFELLER (1997) erwähnen in Weisenau im heutigen Heiligkreuzareal und dem Bereich der Göttelmannstraße das Vorkommen der t4-Terrasse, an dessen Top von Humburg Artefakte gefunden wurden. Dadurch, dass auch hier die Überdeckung häufig ausgeräumt wurde, könnten die Artefakte dort deutlich jünger sein als die t4-Terrasse.

3.5 t3-Terrasse (sensu KANDLER 1970)

Synonyme und obsolete Einheiten:

„Jüngere Talstufe“ (LEPPLA & STEUER 1922a, b), „jüngere Mittelterrasse“ oder „Talwegterrasse“ (WAGNER 1930, 1931), „Untere Stufe der unteren Mittelterrasse“ (MICHELS 1931), „t4- und t5-Terrasse (SEMMEL 1969a), Teil der „Untermain- Mittelterrassen-Formation“ (HOSELMANN 2008b, 2021)

Die t3-Terrasse (sensu KANDLER 1970) ist im Stadtgebiet von Mainz kaum ausgeprägt und nur noch schwer nachzuweisen. Bei den Sedimenten handelt es sich um fluviatile, aus Main- und

Rheinmaterial bestehende, rostrote, schwach kalkhaltige Kiese mit eingeschalteten Linsen und dünnen Lagen aus schwach kalkhaltigem, hellgrauen, glimmerführendem, gut sortierten Feinsand (KANDLER 1970, 1971). Im Sand sind nach KANDLER (1970) Reste von Mollusken und Gastropodenschalen zu finden. Die Matrix der Schotter besteht aus limonitverkittetem Grobsand und zeigt sowohl ein typisches Spektrum vom Main, als auch vom Rhein (WAGNER 1930, KANDLER 1970, 1971). Die Komponenten der Kiese bestehen aus Milchquarz, meist kräftig rotem und frischem Sandstein, der nur selten mürbe ist, schwarzem geädertem Kieselschiefer, feingeschichteten dichten jurassischen Kalken sowie kaum transportierten, eckigen und plattenförmigen Tertiärkalken (KANDLER 1970, 1971). Untergeordnet sind auch stark verwitterte Granit- und Gneisgerölle, kleine braune Hornsteine, Eisenkiesel, Bohnerze und gut gerundete, graue, rote bis bunte Quarzite sowie Hermeskeilsandstein anzutreffen (WAGNER 1930, KANDLER 1970). Nach KANDLER (1970) enthält die t3-Terrasse selten Komponenten aus devonischem Schiefer, und noch seltener Sandsteindriftblöcke, sowie nach WAGNER (1930) auch Muschelkalkdriftblöcke bis 40 cm Kantenlänge. Die t3-Terrasse kann Mächtigkeiten von bis zu 15 m erreichen, wobei sie im Stadtgebiet von Mainz bisher nur in Mächtigkeiten von 1-2 m nachgewiesen wurden (KANDLER 1970). Sie liegt auf Kalken und Mergeln der tertiären Mainz-Gruppe und wird im Hangenden typischerweise in ganz Rheinhessen von Löss und Hangschutt überdeckt oder von Flugsand verschleiert (SEMMEL 1966, 1969a, KANDLER 1970). Teilweise ist der Löss und Hangschutt mit der t3-Terrasse kryoturbat verwürgt (KANDLER 1970).

Die t3-Terrasse liegt in Mainz typischerweise in einer Höhe von 90-105 m NN und hebt sich von den jüngeren Niederterrassen (t1/t2-Terrasse sensu KANDLER 1970) und zur älteren t4-Terrasse deutlich mit einer Stufe ab (KANDLER 1970). WAGNER (1930) und KANDLER (1970) beschreiben die Terrassenbasis der t3-Terrasse im nördlichen Rheinhessen bei Ingelheim teils unter dem Top der niedrigeren t1-/t2-Terrasse, von welcher sie erosiv angeschnitten wird. Im Stadtgebiet von Mainz sind die Sedimente der t3-Terrasse aber deutlich geringmächtiger – so beschreibt KANDLER (1970) geringmächtige Vorkommen der Schotter im Stadtgebiet von Mainz am Ausgang des Zahlbachtales am Binger Schlag in 105 m NN und bei der Waggonfabrik im Mombach in ca. 100 m NN (heute bei Halle 45, zwischen Turmstraße und Zwerchallee). Ein weiteres Vorkommen zieht sich wohl inselhaft zwischen Mombach und Budenheim auf einer Höhe von 95-102 m NN entlang, welches aber komplett von Flugsand verschleiert wird und daher morphologisch nicht in Erscheinung tritt (KANDLER 1970). Die Ablagerungen am Binger Schlag (im Bereich des Busbahnhofes Hauptbahnhof West/Altes Postlager) lassen sich heute aufgrund der starken anthropogenen Überprägung nicht mehr nachweisen, sie ziehen bei LEPPLA & STEUER (1922a, b) aber in gleicher Höhe zwischen Wallstraße und Mombacher Straße in Richtung Norden.

Im Zuge von Untersuchungen von GRIMM et al. (2024) konnte ein Vorkommen der t3-Terrasse aber nicht nachgewiesen werden. KANDLER (1970) gibt bereits zu bedenken, dass es sich dort auch um eine Terrasse des Zaybachs handeln könnte, die auf das Niveau der t3-Terrasse eingestellt war. Ähnliches vermutet er auch in Mombach, in dem er die dortigen, nur gut 50 cm mächtigen Schotter auch aufgrund der Beimischung von eckigem Tertiärschutt als Terrasse des Gonsbaches anspricht (KANDLER 1970). Wahrscheinlich handelt es sich im Stadtgebiet von Mainz bei den von KANDLER (1970) als t3-Terrasse angesprochenen Ablagerungen also gar nicht um eine Terrasse des Rheins, sondern lediglich um Ablagerungen der lokalen Bäche. Diese Annahme kann durch die oben beschriebene Lithologie gestützt werden, die sich vollständig durch aufgearbeitetes und erodierte Material der t4- und t6-Terrasse (KANDLER 1970) sowie der tertiären Mainz-Gruppe (eckige Kalkkomponenten) erklären ließe. Auch die von WAGNER (1930) genutzte Bezeichnung als „Talwegterrasse mit Gehängeschutt des Rheinhessischen Plateaus“ würde eine

Terrasse, die aus durch lokale Bäche umgelagertem und erodiertem Material älterer Ablagerungen besteht, unterstützen. Es stellt sich also die Frage, wie GRIMM et al. (2024) bereits zu bedenken geben, ob es eine t3-Terrasse als solche jemals gab oder ob sie nur von der t1- und t2-Terrasse fast komplett ausgeräumt wurde. Letztlich lässt sich durch die Ablagerungen der t3-Terrasse aber eine starke Einschniedung und Erosion des Rheins in die t4-Terrasse (KANDLER 1970) belegen, wodurch die lokalen Bäche (Zaybach/Zahlbach und Gonsbach) sich ebenfalls durch vermutlich rückwärtschreitende Erosion in die t4- und t6-Terrasse sowie die darunterliegenden tertiären Ablagerungen bis zu 30 m tief einschnitten. Dies steht höchst wahrscheinlich auch in Zusammenhang mit tektonischen Hebungsprozessen in Rheinhessen unter gleichzeitiger Subsidenz des nördlichen ORG. Die heutigen Tälchen im Stadtgebiet von Mainz können also erst nach dem Ende der Sedimentation der t4-Terrasse entstanden sein. Aufgrund der starken anthropogenen Überprägung sowie z. B. der Kanalisierung des Zahlbaches lassen sich keine Aufschlüsse der t3-Terrasse im Stadtgebiet mehr finden. In temporären Baugruben konnte sie in den letzten Jahren ebenfalls nicht angetroffen werden (mündl. Mitt. M. GRIMM).

Eine Altersdatierung der Terrassen ist aufgrund fehlender Aufschlüsse und des generell sehr geringen Vorkommens der t3-Terrasse kaum möglich. Wegen der Höhenlage über der t1- und t2-Terrasse und deren erosivem Einschneiden in die t3-Terrasse kann jedoch eine sequenzstratigraphische Einstufung erfolgen (KANDLER 1970). WAGNER (1930) und SCHÖNHALS (1950) stellen sie in das Frühwürm, aufgrund des Vorkommens zweier Niederterrassen (t1- und t2-Terrasse sensu KANDLER 1970) plus einer stärkeren Verwitterung des Schotterkörpers geht aber MORDZIOL (1951) von einer Sedimentation in der Riss-Kaltzeit aus (KANDLER 1970, 1971). Die Annahme von SEMMEL (1966, 1969a), der den hangenden Löss auf der Terrasse dem Riss zuordnet, würde dies unterstützen. Ein Maximalalter wird durch die nächstältere t4-Terrasse (sensu KANDLER 1970) auf 400 ka gesetzt, wobei diese Annahme aufgrund der Höhenlage über dem heutigen Flussbett und dem Löss im Hangenden der Terrasse deutlich zu alt erscheint. Zudem hat sich die t3-Terrasse um fast 30 m in die Ablagerungen der t4-Terrasse eingeschnitten. Sie wird dennoch mit einem Teil der Mannheim-Formation (ELLWANGER et al. 2010) im nördlichen ORG zu korrelieren sein.

3.6 t2-Terrasse und t1-Terrasse (sensu Kandler 1970)

Synonyme und obsolete Einheiten:

„Jüngste Talstufe“ (LEPPLA & STEUER 1922a, b), „Niederterrasse“ (WAGNER 1930, 1931, MICHELS 1931), „t6- und t7-Terrasse“ (SEMMEL 1969a), „Untermain-Niederterrassen-Formation“ (HOSELMANN 2008a, 2021)

Die jüngsten fluviatilen Schotterkörper im Stadtgebiet von Mainz stellen die t2- und die t1-Terrassen (sensu KANDLER 1970) dar, die in Mainz immer unter mächtigem Kulturschutt liegen oder überbaut sind, aber sonst den heutigen Talboden bei ca. 89 m NN prägen (KANDLER 1970, 1971, WEIDENFELLER 1999a). Im Volksmund bzw. unter Laien werden die Ablagerungen häufig (vermutlich auch mit älteren Schotterkörpern zusammen) als „Rheinschotter“ zusammengefasst, in dessen Ablagerungen Sammler häufig Großsägerfossilien finden.

Obwohl zwischen der t2- und t1-Terrasse (KANDLER 1970) keine erkennbar morphologischen oder petrographischen Unterschiede bestehen (LEPPLA & STEUER 1922b, MICHELS 1931, SEMMEL 1969a), können KANDLER (1970) und SONNE (1978) im nördlichen Rheinhessen und dem Rheingau zwei verschiedene Schotterkörper durch zwei unterschiedliche Niveaus der Terrassenbasis un-

terscheiden. Eine Trennung kann im Gelände aber durch die Überdeckung der älteren t2-Terrasse (KANDLER 1970) mit Löss geschehen, während die t1-Terrasse typischerweise von kalkhaltigen, sandigen Hochflutsedimenten überlagert wird (SEMMEL 1969a, KANDLER 1970, SCHEER 1989b). BECKER (1965) beschreibt auf den Ablagerungen Parabraunerde-ähnliche Bildungen die auch GRIMM (2021) nennt. SCHEER (1989b) beschreibt im Mündungsbereich des Mains einen Reliefunterschied zwischen den beiden Terrassen von 2-3 m, der aufgrund der starken Überbauung aber nicht mehr erkennbar ist. Im nördlichen Rheinhessen ist aber sowohl der Reliefunterschied als auch die Unterscheidung der Terrassen durch die Überdeckung mit Löss eher fragwürdig, da dort zum Großteil Flugsand das Relief verschleiert (KANDLER 1970, BRÜNING 1976, AMBOS & KANDLER 1987). Eine weitere Unterscheidung kann aufgrund der von SEMMEL (1969a) beschriebenen, nur in die jüngere t1-Terrasse eingeschnittenen Flussaltarme, geschehen.

Nach SEMMEL (1969a) gleichen die Sedimente der t1- und t2-Terrasse (KANDLER 1970) petrographisch denen der t4-Terrasse (KANDLER 1970). Sie bestehen aber neben der typisch roten Mainkomponente auch aus Rheinmaterial. KANDLER (1970) beschreibt im Stadtgebiet von Mainz unter 4 m mächtigem Kulturschutt graue, kreuzgeschichtete, unverfestigte, kalkhaltige Fein- bis Mittelsande, die einen grauen bis rötlich-braunen lockeren und schlechtsortierten Schotterkörper überlagern. Bei den Sanden kann es sich sowohl um die von WEIDENFELLER (1999a) am Fort Malakoff beschriebenen, deutlich jüngeren holozänen Rheinablagerungen handeln als auch um die in der Terrasse vorkommenden häufigen Wechsel zwischen grauen, kalkhaltigen Sanden und grauen bis rötlich-braunen Schottern (LEPPLA & STEUER 1922b, SCHEER 1989a). Bei den Schottern handelt es sich um bis 20 cm mächtige, teils gut gerundete Gerölle aus rotem Sandstein, Quarzit und Milchquarzen, untergeordnet auch Muschelkalk, Kieselschiefer, Lydite, Hornstein, Gneise und Granite (SEMMEL 1969a, KANDLER 1970, 1971).

Auffallend sind auch in dieser Terrasse bis zu 1 m große kantengerundete rote Sandsteindriftblöcke (KANDLER 1970). Nach SEMMEL (1969a) und SCHEER (1989a) führen die Schotterkörper zudem noch grünliche quarzitische Sandsteinkomponenten und gneisartige Gerölle des Spessarts. SCHEER (1989a) geht von einer Verzahnung der grauen, kalkhaltigen Rhein- und der eher rötlichen Main-Sedimente im Bereich von Mainz aus, die auch GRIMM (2021) in Bohrungen im Mündungsbereich des Mains nachweisen konnte. Typischerweise sind die Ablagerungen der t1- und t2-Terrasse etwa 5-7 m mächtig, wobei LEPPLA & STEUER (1923b) Mächtigkeiten von 10 m beschreiben (SEMMEL 1969a, KANDLER 1970, SCHEER 1989a). Bereits WAGNER (1933) stellt fest, dass die Ablagerungen auch einige Meter unter das heutige Flussbett greifen, was auch KANDLER (1970) in seinen Profilen bestätigt.

Im Liegenden der t2- und t1-Terrasse sind tertiäre Kalke, Mergel und Tone anzutreffen (SCHEER 1989a, b), die bei SCHEER (1989b) und GRIMM (2021) recht nah unter der heutigen Geländeoberfläche erreicht werden. Dies variiert jedoch sicherlich im Stadtgebiet von Mainz hochgradig. Die Schotterkörper der t1- und t2-Terrasse können aufgrund ihrer petrographischen Übereinstimmung lithofaziell sehr wahrscheinlich mit der von SEMMEL (1969a) beschriebenen t6- und t7-Terrasse und damit mit der Untermain-Niederterrassen-Formation (HOSELMANN 2008a, 2021) gleichgesetzt werden, da die Ablagerungen lediglich vom Rhein durchtrennt werden. Die Untermain-Niederterrassen-Formation würde damit räumlich über die bisher definierte Verbreitung (HOSELMANN 2008a) hinausgehen.

Die t2- und t1-Terrasse kann im Stadtgebiet von Mainz aufgrund des mächtigen Kulturschuttet nur selten in tiefen und sehr kurzfristigen Baugruben, jedoch relativ häufig in Baugrund- und Alt-

lastenbohrungen angetroffen werden. Trotz der starken Überbauung konnte sie KANDLER (1970) vom Gebiet der Mainzer Altstadt über die Neustadt bis nach Mombach und an die Budenheimer Steinbrüche zwischen 85 m und 90 m NN auf einem 500-600 m breiten Streifen verfolgen. Nur nördlich von Mombach (etwa im Bereich zwischen Waldfriedhof und Rhein) tritt nach KANDLER (1970, 1971) der Terrassenkörper als Schotterstreu zu Tage.

Eine Unterteilung in die t2- und t1-Terrasse im Stadtgebiet von Mainz dürfte höchstwahrscheinlich nicht möglich sein. WEIDENFELLER (1999) kann jedoch in der Baugrube des Fort Malakoff die t1-Terrasse nachweisen, die dort Mächtigkeiten zwischen 3 und 6 m erreicht. Der hangende, mehrere Meter mächtige Kulturschutt, verzahnt sich dort mit jüngeren, holozänen fluviatilen Sanden (vermutlich Mittelalter) (WEIDENFELLER 1999a), die sich aber aufgrund der fehlenden Schotterkomponente, lagenweise eingestreuten anthropogenen Komponenten (z. B. Ziegelbruch) sowie der sehr lockeren Lagerung sehr leicht von den t1- und t2-Sanden unterscheiden lassen sollten. Auch in mehreren Bohrungen im Umfeld des ehemaligen Gaswerkes (heute Kuehn Kunz Rosen Brauerei Mainz) entlang der Weisenauer Straße können die t2- und t1-Terrasse nachgewiesen werden (mündl. Mitt. M. GRIMM). SCHEER (1989b) ordnet die Sedimente im Bereich der Bodenheimer Aue aufgrund der zahlreichen Altarme fast alle der t1-Terrasse zu.

Aufgrund der Lage der beiden Terrassenkörper direkt über und teils auch unter dem heutigen Flusslauf ist eine stratigraphische Einstufung in das Würm sehr wahrscheinlich (SEMMEL 1969a, KANDLER 1970). SEMMEL (1969a) und SCHEER (1978) kommen durch Pollenanalysen, Fossilfunden, sowie Radiokarbondatierungen an Faunenfunden (u. a. *Mammonteus primigenius*) zu dem Ergebnis, dass die t2-Terrasse (KANDLER 1970) im Würm (MIS 4-2) akkumuliert wurde, während die Akkumulation der t1-Terrasse (KANDLER) erst vor ca. 20 ka (MIS 2) begonnen hat und zu Beginn der Jüngeren Dryas beendet war. Demnach wurde die t2-Terrasse im Mittelwürm (ca. MIS 3-2) teils wieder zerschnitten und ausgeräumt und erst im Anschluss begann die Akkumulation der t1-Terrasse (SEMMEL 1972). Mehrere weitere Radiokarbondatierungen an zahlreichen Funden in den häufig auch als „Rheinschottern“ bezeichneten Ablagerungen bestätigen die Ablagerungen der t1- und t2-Terrasse im Würm. Sowohl die t2- als auch t1-Terrasse sind mit dem jüngsten Teil der Mannheim-Formation (ELLWANGER et al. 2010) im nördlichen ORG zu korrelieren.

4. Äolische Ablagerungen

Äolische Ablagerungen verschleieren im Stadtgebiet von Mainz zum Großteil die fluviatilen Schotterkörper (KANDLER 1970, SEMMEL 1989c). Stellenweise gehen Flugsande und Löss ineinander über, sodass auch Sandlössen anzutreffen sind (BRÜNING 1975, SEMMEL 1989c, WEIDENFELLER 2005). Die Lössen im Stadtgebiet wurden u. a. von ANDRES (1968), LUDWIG (1974), BIBUS et al. (1996) und SEMMEL (1999) bearbeitet. In Rheinhessen wurde bisher die Gliederung von SEMMEL (1969b, 1974b) und BIBUS (1974) sowie BIBUS & SEMMEL (1977) genutzt, aber im Stadtgebiet wird in der bisherigen Literatur häufig die Gliederung nach SCHÖNHALS et al. (1964) in „Alt-, Mittel- und Jungwürm“ verwendet.

In Rheinhessen untersuchten neuere Arbeiten Lössprofile bei Alshain (WEIDENFELLER et al. 2002, KÜHN et al. 2013), Fürfeld (WEIDENFELLER 1999b, FRECHEN & WEIDENFELLER 2000) und Wallertheim (PREUß et al. 1996). Untersuchungen zu den Flugsandablagerungen im Stadtgebiet von Mainz erfolgten bisher im Wesentlichen durch STÖHR (1967) und BRÜNING (1975, 1976) sowie in den letzten Jahren auch von GRIMM et al. (2024).

4.1 Löss und Löss-Paläoboden-Sequenzen

Lösse und Löss-Paläoboden-Sequenzen (LPS) bedecken im Stadtgebiet von Mainz zu einem Großteil die fluviatilen Schotterkörper der t4-, t3- und t2-Terrasse (KANDLER 1970) sowie die jüngere Laubenheim-Formation und die Hangbereiche (SEMMEL 1989c). Damit verschleieren sie das fluviatil entstandene Paläorelief sowie Senken, Mulden und Täler (BRÜNING 1975, 1976, STOLZ & GRUNERT 2008).

Im Stadtgebiet von Mainz sind i. d. R. Lösse aus dem Würm anzutreffen, die nach SEMMEL (1989c) dem „Jungwürm“ von SCHÖNHALS et al. (1964) entsprechen. Älterer Löss ist im Stadtgebiet von Mainz bisher nur in Mainz-Weisenau durch BIBUS et al. (1996) beschrieben und wird von BRÜNING (1976) in heute nicht mehr vorhandenen Aufschlüssen der Ziegelei Richard in Mainz-Hechtsheim und an Hängen entlang der Stufe Marienborn-Lerchenberg-Finthen vermutet. Nach der derzeit gültigen lithostratigraphischen Definition werden die Lösse in eine Untere-Löss-Formation (SPRAFKE & TERHORST 2019a, umfasst das gesamte Pleistozän bis zum Eem-Interglazial, 126-115 ka) und eine Obere-Löss-Formation (SPRAFKE & TERHORST 2019b, umfasst die Würm-Kaltzeit) gegliedert (Tab. 1). Die Obere-Löss-Formation umfasst demnach den „Würm-Löss“ von SCHÖNHALS et al. (1964), die Untere-Löss-Formation den von BIBUS (1974) gegliederten „Riss-Löss“. In der Obere-Löss-Formation ist zudem nach lithostratigraphischer Definition der „Lohner Boden“ (SEMMEL 2008) als ein brauner, verwitterter Lösslehm-Horizont eingeschaltet, der die Hangendengrenze des Mittelwürm-Lösse bildet, wobei die stratigraphische Definition stark überarbeitungs- und revisionsbedürftig ist (SEMMEL 2008).

In früheren Arbeiten wird der Lohner Boden auch als „Hahnstätter Boden“ (SEMMEL 1963) oder im Rhein-Main-Gebiet vor allem als „Hainerberger Boden“ (SCHÖNHALS et al. 1964) bezeichnet. Hier spielt auch das generelle Problem einer lithostratigraphischen Definition der Lösse eine Rolle, die häufig auf paläopedologischen Eigenschaften der Lösse beruhen und somit keine lithostratigraphische Gliederung im eigentlichen Sinne erlauben. Aufgrund ihrer kontinuierlichen Ablagerung, gut erhaltenen Sedimentstrukturen und sensiblen Reaktionsfähigkeit auf Klimaschwankungen stellen Lösse und insbesondere die in ihnen ausgebildeten Paläoböden ideale terrestrische Klimaarchive dar (LEHMKUHL et al. 2018, 2021). Sie werden deshalb heute sehr detailliert mit modernen sedimentologischen, geophysikalischen und geochemischen Methoden untersucht. Aufgrund der komplexen Stratigraphie der Lössablagerungen in Deutschland und im Rhein-Main-Gebiet wird die stratigraphische Stellung, sowie die detaillierte Beschreibung der Ablagerungen hier aber nur angerissen und auf die bereits genannten Arbeiten sowie die Übersichtsarbeiten von LEHMKUHL et al. (2018, 2021) und dort zitierte Arbeiten verwiesen.

In Rheinhessen sind die ältesten Lössablagerungen im Übergangsbereich zum Saar-Nahe-Becken kartiert, wo Lumineszenzdatierungen auf Sedimentationsalter im Bereich zwischen Mindel und Riss (MIS 10-6) hindeuten (FRECHEN & WEIDENFELLER 2000, WEIDENFELLER 2005). Der ältere „Riss-Löss“ wird durch die Weilbach-Humuszonen gegliedert, während im jüngeren Teil die Bruchköbler Nassböden (B1-B6) ausgeprägt sind (BIBUS 1974, WEIDENFELLER 2005). Häufig sind die Kriftel-Tephra und die Weilbach-Tephra als Markerhorizonte in den Prä-Würm-Lösse eingeschaltet (WEIDENFELLER 2005). Zwischen dem „Riss-Löss“ von BIBUS (1974) und dem Beginn der Obere-Löss-Formation (SPRAFKE & TERHORST 2019b) liegt der heute noch zur Untere-Löss-Formation (SPRAFKE & TERHORST 2019a) gezählte Erbacher Boden, bei dem es sich um einen, meist als Bt-Horizont ausgeprägten, eemzeitlichen Parabraunerde-Rest handelt (SCHÖNHALS 1950, SEMMEL 1963, 1996, WEIDENFELLER 2005, HOSELMANN et al. 2018). Darüber beginnt mit der Obere-Löss-Formation (SPRAFKE & TERHORST 2019b) das kalt-trockene Würm-Glazial zunächst

mit Lössen, die im „Alt-Würm“ nach SCHÖNHALS et al. (1964) durch die Mosbach-Humuszonen gegliedert sind, welche als interstadiale, Tschernosem-artige Bodenbildungen vor alle erhebliche sommerliche Erwärmungen und eine Steppenvegetation anzeigen (SCHÖNHALS et al. 1964, BIBUS et al. 1996, WEIDENFELLER et al. 2002, KÜHN et al. 2013, HOSELMANN et al. 2018). Der Löss des „Mittel-Würm“ (im Sinne von SCHÖNHALS et al. 1964) wird durch die der Niedereschbach-Zone sowie dem Gräselberg-Boden gegliedert, die initiale Bodenbildungen oder deren Umlagerungen sind, und vom Lohner Boden abgeschlossen (SCHÖNHALS et al. 1964, SEMMEL 1968b, 1996, 2008, BIBUS et al. 1996). Der Lohner Boden stellt als brauner, teils olivbraun gefärbter Lösslehm eine braunerdeähnliche Pedogenese dar, die als Bildung eines längeren Interstadials angesehen wird (SEMMEL 1963, 2008, SCHÖNHALS et al. 1964, WEIDENFELLER 2005). Der Lohner Boden wird nach Lumineszenzdatierungen von RADTKE et al. (1998) etwa auf ein Alter von 30 ka datiert, womit er in den Bereich des Denekamp-Interstadials fallen würde, welches vor dem letzten Glazialen Maximum lag (SEMMEL 2008, KADEREIT et al. 2013, SAUER et al. 2016). Oberhalb des Lohner Bodens ist meist eine Erosionsdiskordanz ausgeprägt, die auf denudationsfördernde feuchtere Phasen innerhalb des ausgehenden Mittel-Würm hinweist (WEIDENFELLER 2005). Im „Jungwürm“-Löss im Sinne von SCHÖNHALS et al. (1964), der dem Hochglazial/Letzglaziales Maximum (MIS 2) entspricht, sind zwischen den Lössen die Erbenheim-Nassböden (E1-E5) ausgeprägt, die als schwache ausgeprägte Verbraunungshorizonte häufige, aber deutlich abgeschwächte Klimaschwankungen während des Hochglazials anzeigen (SCHÖNHALS et al. 1964, WEIDENFELLER 2005). Bisher ist der E5-Nassboden nur in Nordhessen bekannt (FETZER et al. 1995, HOSELMANN 2021). Zwischen dem E3- und E4-Nassboden ist im Rhein-Main-Gebiet häufig die Eltville-Tephra (früher Eltviller Tuff) eingeschaltet (SEMMEL 1967, BIBUS & SEMMEL 1977, WEIDENFELLER 2005, ZENS et al. 2017, siehe Kap. 5). Meist wird die Löss-Akkumulation durch einen Allerød-zeitlichen Boden abgeschlossen, der durch vulkanische Ablagerungen der Laacher See-Tephra unterbrochen wurde (WEIDENFELLER 2005, HOSELMANN 2021).

Nach BRÜNING (1976) bestehen die Lössen in Rheinhessen und Mainz zum Großteil aus Fein- und Mittelschluff, mit einem Korngrößenmaximum im Bereich des Grobschluffs. Teils weisen die Lössen Mittelsandbeimengungen von bis zu 15 % an den Talrändern auf, wo sie als Sandlössen bezeichnet werden (BRÜNING 1975, 1976). BRÜNING (1975, 1976, 1977) vermutet, dass die Sandlössen eine sehr lokale Komponente auch sehr kleiner Tälchen aufweisen. Aufgrund fehlender geochemischer Untersuchungen kann zur Provenienz der Lösskomponenten im Raum keine sichere Aussage getroffen werden, nach BRÜNING (1975, 1977) sind aber lokale Komponenten der fluviatilen Terrassenkörper anteilig beigemischt. Ziemlich sicher kann als Herkunftsgebiet aber auch der Ferntransport von z. B. den Gletscherrändern und großen, aufgrund der Kaltzeiten frei liegenden Schelfarealen im Bereich der Nordsee und des Ärmelkanals angenommen werden. Er beschreibt außerdem kleine Lösskindel in den jüngeren Lössablagerungen (BRÜNING 1975). LEPPA & STEUER (1922b) nennen zudem an mehreren Stellen fossile Faunen im Löss (z.B. Rentier).

Der größte Teil des Stadtgebietes von Mainz wird von Löss bedeckt (SEMMEL 1989c), wobei es sich mehr oder weniger um Löss aus dem Würm handelt. Lediglich im Steinbruch in Mainz-Weisenau ist noch ältere Löss aus der Riss-Kaltzeit beschrieben (BIBUS et al. 1996, 2002, SEMMEL 1996, FRECHEN & PREUSSER 1996). Nach SEMMEL (1999) und HOSELMANN et al. (2018) handelt es

Abb. 7 (rechts): Lössprofil in Mainz-Weisenau (Foto M. WEIDENFELLER). Im oberen Bereich ist die Untere Mosbacher Humuszone (dunkelbraun) gut erkennbar, darunter liegt ein orange-beiger Btv-Horizont, dessen Zuordnung unklar ist (vgl. HOSELMANN et al. 2018).



sich dort um einen der bedeutendsten Quartär- und Löss-Aufschlüsse im Rhein-Main-Gebiet und in Deutschland. Das gesamte, in einer Dellenposition lagernde Profil in Weisenau ist über 12 m mächtig und wurde von zahlreichen Bearbeitern untersucht (u. a. SEMMEL 1983, 1996, THIEMEYER 1993, BIBUS et al. 1996, 2002, FRECHEN & PREUSSER 1996, POETSCH 1996). Nach BIBUS et al. (1996) kann der im Hangenden anzutreffende Löss dort durch die drei Mosbach-Humuszonen (Abb. 7) dem älteren Würm zugeordnet werden, während der Löss im Liegenden durch die Weilbach Humuszonen dem Riss zugehörig ist. Die Niedereschbach-Zone im Liegenden des Lohner Bodens wird nach SEMMEL (1996) durch eine Delle angeschnitten, die Löss enthält, in dem jedoch zunächst der E2-Nassboden und teils die Eltville-Tephra aufgeschlossen ist. Der Lohner Boden ist vermutlich erosiv gekappt (SEMMEL 1996). Im Hangenden der Eltville-Tephra liegt der E4-Nassboden, über dem ein Kolluvium den Abschluss des Profils bildet (BIBUS et al. 1996, SEMMEL 1996). Die Lössfolge des Mittel- und Oberwürm mit der Eltville-Tephra ist dort heutzutage nicht mehr aufgeschlossen (HOSELMANN et al. 2018). Auch das heutige Profil ist nur noch schwer zu erreichen und zum Großteil zugewachsen, zuletzt war es 2018 aufgeschlossen (Abb. 7).

ANDRES (1968) beschreibt ein ähnliches, 6,5 m mächtiges Lössprofil im Bereich des Chausseehauses in Mainz-Marienborn (heute hinter der Wand zur Autobahn hin), dessen Basis der eemzeitliche Erbach-Boden bildet. Im Gegensatz zu Weisenau findet ANDRES (1968) im Hangenden des Erbach-Bodens die Mosbach-Humuszonen nur als eine zusammenhängenden Humuszone, sowie einen fast vollkommen abgetragenen Gräselberg-Boden (ANDRES 1968). Der Lohner Boden scheint als solcher jedoch mächtig ausgeprägt zu sein (ANDRES 1968). Interessanterweise wird, ähnlich wie in Weisenau, auch hier nur eine nicht komplettete Abfolge der Erbenheimer Nassböden gefunden, ANDRES (1968) ordnet den gefundenen Nassböden aufgrund des im hangenden gefundenen Tuffbändchen der Eltville-Tephra dem E2-Nassboden zu.

LUDWIG (1974) beschreibt in der ehemaligen Ziegeleigrube Richard in Mainz-Hechtsheim (heute etwa im Bereich der Max-Hufschmidt-Straße/Bauhaus) hingegen mächtigen Solifluktionslagen mit Löss-Beimischungen, in denen er aber weder die Eltville-Tephra noch weitere, deutliche Bodenbildungen erkennen kann. Es handelt sich bei den von LUDWIG (1974) angesprochenem Löss vermutlich um Schwemmlöss. STÖHR & AGSTEN (1970) und AGSTEN & STÖHR (1972) nennen im Ober-Olmer Wald entlang des Baus einer Fernwasserleitung (zwischen Essener Straße und Forsthaus Ober-Olm) das Vorkommen von Sandlöss, der sich mit den dortigen Flugsanden verzahnt. Der Sandlöss ist etwa 2,5 m mächtig und weist keine nennenswerte Gliederung auf, wohingegen in zwei Löss-gefüllten Rinnen in etwa 1,5 m Tiefe die Eltville Tephra nachgewiesen werden konnte (AGSTEN & STÖHR 1972), womit der hangende Löss dem jüngeren Würm zugeordnet wird. SEMMEL (1989c) beschreibt am Bahnhof in Marienborn in einer Baugruben ebenfalls die Eltville-Tephra in einem Lössprofil, das von einer Pararendzina abgeschlossen wird.

Der Löss ist in Mainz flächendeckend um die heutigen bebauten Bereiche verbreitet, so zwischen Hechtsheim, Ebersheim, Marienborn, Lerchenberg, Finthen, Gonsenheim und Bretzenheim. Etwa in einer Linie von Finthen-Gonsenheim-Hartenberg nach Mombach verzahnt sich der Löss mit Flugsanden und es werden Sandlössen angetroffen (siehe auch SEMMEL 1989c), wobei der Großteil des Hartenbergs frei von Löss ist (GRIMM et al. 2024). An vielen Stellen treten auch Lössumlagerungen (u. a. Schwemmlöss auf). In Bretzenheim, Hechtsheim und Marienborn kann Löss regelmäßig in Baugruben angetroffen werden, wobei die Mächtigkeiten in Bretzenheim zwischen 5 m und 1,5 m stark variieren. STOLZ & GRUNERT (2008) beschreiben im Bereich der Hochschule Mainz nur etwa 2 m mächtigen Löss über der t4-Terrasse (KANDLER 1970), wohingegen nur ca. 300 m entfernt in Baugruben am Europakreisel im Jahr 2025 teils auch 5 m mächtig



Abb. 8: Alte Sandgrube Walter bei Mainz-Finthen. Die von SONNE & STÖHR (1959), HANKE & MAQSUD (1985) sowie RADTKE & JANOTTA (1998) untersuchten Profile sind nicht mehr aufgeschlossen und auch nicht mehr lokalisierbar. Erkennbar sind aber noch die mächtigen, als Dünen aufgeschlossenen Flugsande. Blickrichtung Nordosten.

tiger Löss gefunden wurde. Auch hier ist von einem Ausgleich des Paläoreliefs durch den Löss auszugehen, wie es BRÜNING (1975) beschreibt. Große Löss-Mächtigkeiten nennt auch SCHMIDTGEN in NEEB & SCHMIDTGEN (1924), der im Bereich des heutigen Intercity-Hotels am Linsenberg etwa 8,5 m mächtigen Löss über der t6-Terrasse (KANDLER 1970) erwähnt. Im stark anthropogen überbauten Bereich sind solche Mächtigkeiten aber eher selten, da auch von einer Ausräumung ausgegangen werden kann (GRIMM et al. 2024). Im Bereich des Hauptfriedhofes ist der Löss zungenartig bis in das Zahlbachtal verbreitet (KRAUTER et al. 1990).

Große Mächtigkeiten weist der Löss im Bereich der Alten Ziegelei bei Mainz-Bretzenheim auf (der mächtigste heute zugängliche Löss im überbauten Stadtgebiet). Interessanterweise wurden die bis etwa 8 m mächtigen Lössen (Basis nicht erreicht) in der alten Ziegelei bisher aber nicht untersucht. Im Großteil des Geländes ist die Abbausohle jedoch nicht tiefer als 4-5 m unter GOK, was möglicherweise auch auf die unterschiedlichen Mächtigkeiten hinweisen kann. Der Löss hat dort wahrscheinlich ebenfalls das Paläorelief ausgeglichen. Der tiefste Punkt in der Alten Ziegelei liegt im Bereich des Bikeparks („Ziegeleitrails“) im Südosten. Dort sind aus mächtigen Lösspaketen Rampen angelegt worden, die teils bis zu 4 m hoch sind. An der ehemaligen Abbauwand sind mit dem bloßen Auge aufgrund der Verwitterung und Verbuschung sowie der geböschten Wand keine Unterschiede erkennbar, es kann aber aufgrund der Nähe zum von ANDRES (1968) beschriebenen Lössprofil

davon ausgegangen werden, dass zumindest der Würm-Löss hier anzutreffen ist. Die größten Mächtigkeiten von Lössen im Stadtgebiet von Mainz sind jedoch im Bereich der Hechtsheimer/Laubenheimer Höhe anzutreffen: BRÜNING (1975) spricht dort von mind. 25 m. Eine Untersuchung der Lössablagerungen an der Alten Ziegelei und auf der Laubenheimer/Hechtsheimer Höhe mit modernen Methoden wäre wünschenswert, auch um die Lössen im ORG mit denen am Niederrhein und Mittelrhein besser korrelieren zu können.

4.2 Flugsand

Flugsande bilden im Stadtgebiet von Mainz mit die jüngsten pleistozänen Ablagerungen. Sie sind v. a. aus dem überregional bekannten Naturschutzgebiet Mainzer Sand bekannt (STÖHR 1967, BRÜNING 1976, AMBOS & KANDLER 1987). Mehrere Arbeiten untersuchten die Flugsande im Stadtgebiet von Mainz und im Rhein-Main-Gebiet (u. a. SONNE & STÖHR 1959, BECKER 1965, 1966, STÖHR 1967, SEMMEL 1974a, AMBOS & KANDLER 1987, BECK 1994). In einer erst kürzlich erschienenen Arbeit von GRIMM et al. (2024) wird eine Zusammenfassung der Flugsandablagerungen im Stadtgebiet von Mainz gegeben und in Einklang mit der aktuellen stratigraphischen Gliederung des Quartär gebracht.

Die Flugsande im Stadtgebiet von Mainz bestehen nach GRIMM et al. (2024) aus Fein- bis Mittelsanden, die sich kaum von denen des Rhein-Main-Gebietes unterscheiden (BECKER 1965). Petrographisch weisen sie vor allem Quarz auf, untergeordnet aber auch Feldspat sowie kleine Molluskenbruchstücke (GRIMM et al. 2024). Nach LEPSIUS (1883) und GRIMM et al. (2024) stammt das Material des Flugsandes aus den lokalen fluviatilen Terrassenschottern und -sanden sowie umgelagerten tertiären Ablagerungen (wie Hydrobien zeigen). Eine genaue Zuordnung zu einer Terrassenstufe scheint jedoch nicht möglich (GRIMM et al. 2024).

Wenige Autoren trennen den Flugsand in Rheinhessen durch einen Verlehmungshorizont in einen älteren und jüngeren Teil (Tab. 1) – eine Unterteilung war bisher nur am Lenneberg und in der ehemaligen Sandgrube Walter (Abb. 8) bei Mainz-Finthen möglich (WAGNER & SCHMITDGEN 1930, AMBOS & KANDLER 1987). AGSTEN & STÖHR (1972) sowie STOLZ & EMDE (2011) beschreiben zudem Vorkommen von nur älterem Flugsand im Stadtgebiet von Mainz, wobei diese Zuordnung nicht als gesichert angesehen werden kann. Zumindest bei STOLZ & EMDE (2011) im Bereich der Universität scheint dies auch einfach dem Verzahnungsbereich von Löss und Flugsand geschuldet zu sein. Der Beginn der Akkumulationszeit der Flugsande wird von verschiedenen Autoren zu verschiedenen Zeiten gesehen: WAGNER & SCHMITDGEN (1930) sehen die Ablagerung der älteren Flugsande ab etwa 40 ka (MIS 3-2), die der jüngeren ab dem Spätglazial (MIS 2), AMBOS & KANDLER (1987) gehen von einer Hauptakkumulationszeit der älteren Flugsande von 18-11,4 ka (MIS 2) aus, während die jüngeren von der Jüngeren Dryas bis in das Holozän reichen (MIS 2-1), die wiederum mit den sieben Akkumulationsphasen von HANKE & MAQSUD (1985) mehr oder weniger korrelieren. RADTKE & JANOTTA (1998) und RADTKE et al. (2001) vermuten durch OSL-Datierungen an Quarzen noch eine Aufwehung bis ins Mittlere Präboreal (Holozän), können einen Beginn aber erst im Spätglazial sehen. Aufgrund fehlender Möglichkeiten für eine Alterseinstufung in vielen Fällen kann meist keine Unterteilung der Flugsandvorkommen unternommen werden.

Eine Alterseinstufung der Flugsande kann jedoch aufgrund der Vorkommen und Aufwehung über der liegenden t1- und t2-Terrasse (KANDLER 1970) vorgenommen werden, so dass GRIMM et al. (2024) den Beginn der Flugsandakkumulation im kalttrockenen Würmhochgl-

zial mit einem Maximum im Spätglazial sehen. Zudem kann durch die Laacher See-Tephra (LST, 13.006 ± 9 a cal BP nach REINIG et al. 2021), die häufig in den Flugsanden oder Dünen gefunden wird, eine Alterseinstufung der meisten Flugsande in das Spätglazial vorgenommen werden (SONNE & STÖHR 1959, BECKER 1966, STÖHR 1967, BRÜNING 1976, HANKE & MAQSUD 1985). Weitergehend können auch initiale, u. a. Tschernosem-artige Bodenbildungen die Einstufung der Flugsande in das Spätglazial (MIS 2) belegen (HANKE & MAQSUD 1985, BECK 1994, GRIMM et al. 2024). Die Akkumulation der Flugsande war aber mit Beginn des Holozän nicht beendet und findet durch Umlagerungen bzw. Reaktivierungen auch heute noch statt (BECKER 1966, STÖHR 1967, GRIMM et al. 2024).

Der Flugsand bedeckt im Stadtgebiet von Mainz i. d. R. die Ablagerungen der t4-Terrasse (KANDLER 1970). In Gonsenheim sowie im Lennebergwald bis nach Finthen liegt eine zusammenhängendes Dünengebiet (LEPPLA & STEUER 1922b, STÖHR 1967, SONNE 1989b, KANDLER 1970). Im Naturschutzgebiet Mainzer Sand sind noch heute zahlreiche (anthropogen initiierte) aktive Dünen aufgeschlossen, die sich vereinzelt bis zum Gonsbach verfolgen lassen. Außerdem verschleiert Flugsand die von KANDLER (1970) beschriebene t3-Terrasse im Bereich des Waldfriedhofes in Mombach und zieht sich bis zum Mombacher Rheinufer (LEPPLA & STEUER 1922a, b, KANDLER 1970). In der alten Sandgrube Walter bei Mainz-Finthen können heute noch mächtige Dünen der Flugsande mit einer Mächtigkeit von bis zu 10 m angetroffen werden (Abb. 8). Das von SONNE & STÖHR (1959) und HANKE & MAQSUD (1985) in der Sandgrube beschriebene bis zu 40 cm mächtige Band der Laacher See-Tephra ist jedoch nicht mehr sichtbar. Ausläufer des Flugsandes in südlicher Richtung liegen im Bereich des Bahnhofes von Mainz-Gonsenheim bzw. entlang des Gonsbaches (LEPPLA & STEUER 1922b). Dort verzahnen sich die Flugsande mit Löss. GRIMM et al. (2024) konnten zudem zeigen, dass der Flugsand einen Großteil des Hartenbergs überdeckt und bis zum Alten Jüdischen Friedhof an der Mombacher Straße reichen. Auf dem Alten Jüdischen Friedhof sind auch heute noch überwachsene Kuppeldünen sichtbar (GRIMM et al. 2024). Die Grenze zwischen Flugsand- und Lössbedeckung zieht sich demnach vermutlich über den Hartenberg bis zum Hauptbahnhof. Ob es sich dabei jeweils um spätglaziale oder holozän akkumulierte bzw. umgelagerte Flugsande handelt, kann nicht zweifelsfrei gesagt werden. Wünschenswert wären neuere Datierungen der Sande, um auch in räumlicher Ausdehnung unterscheiden und gliedern zu können.

5. Vulkanische Ablagerungen – Tephren

Der quartäre Vulkanismus der West- und hauptsächlich Osteifel ist im Stadtgebiet von Mainz überwiegend durch die in verschiedenen Sedimenten gefundenen Tephren (im Löss und Flugsand) nachzuweisen. Wenn Tephren in diesen Ablagerungen identifiziert werden können, bieten sie häufig durch ihre charakteristischen mineralogischen und geochemischen Fingerabdrücke ideale Korrelationspunkte und meist auch ein absolutes Alter.

Im Stadtgebiet von Mainz können bisher aber nur die Eltville-Tephra (ET) und die Laacher See-Tephra (LST) nachgewiesen werden. Die Eltville-Tephra (früher auch Eltviller Tuff) wurde von SEMMEL (1967) im Rhein-Main-Gebiet in zahlreichen Aufschlüssen beschrieben. Sie ist vor allem in Lössen nachgewiesen und bildet dort häufig ein mehrgliedriges Bändchen zwischen dem E3- und E4-Nassboden (SEMMEL 1967, 1974b, WEIDENFELLER 2005, siehe Kap. 4.1).

Die ET ist in der Lössstratigraphie in Mitteleuropa mittlerweile ein wichtiger stratigraphischer Marker, der aufgrund von Lumineszenzdatierungen auf ein Alter zwischen 23,2 und 25,6 ka da-

tiert wurde (ZENS et al. 2017). Sie konnte bisher in Lössen im Steinbruch in Mainz-Weisenau, bei Marienborn sowie am Lerchenberg nachgewiesen werden (ANDRES 1968, AGSTEN & STÖHR 1972, SEMMEL 1989c, BIBUS et al. 1996, SEMMEL 1996). Außerdem konnte WEIDENFELLER (1997) sie in der Baugrube des Landesamtes für Geologie und Bergbau RLP finden. Durch den Fund der ET in den Lössen ist eine direkte Zuordnung zum Würm-Löss möglich. Aktuell ist sie im Mainzer Stadtgebiet nicht aufgeschlossen. In Flugsanden wurde sie bisher nicht gefunden, so dass diese Ablagerung wahrscheinlich jünger sein müssen.

Die Laacher See-Tephra (früher auch Laacher See Tuff) wurde im Stadtgebiet von Mainz von SONNE & STÖHR (1959), HANKE & MAQSUD (1985), RADTKE & JANOTTA (1998) und RADTKE et al. (2001) untersucht. Sie wird nach gültiger lithostratigraphischer Definition mittlerweile als Laacher See Tephra-Formation bezeichnet (WEIDENFELLER 2009) und bildet in der Sandgrube Walther in Finthen ein bis zu 40 cm mächtiges Band unter etwa 1,5 m Flugsandbedeckung (SONNE & STÖHR 1959, HANKE & MAQSUD 1985). Von RADTKE & JANOTTA (1998) wurden unter der LST schwache Bodenbildungshinweise (fossiler Ah-Horizont) gefunden, die von SONNE & STÖHR (1959), HANKE & MAQSUD (1985) sowie SEMMEL (2003b) nicht beschrieben werden. Die Laacher See-Tephra selbst ist in der Sandgrube Walther nicht mehr aufgeschlossen, sie kann auch sonst im Stadtgebiet nicht aufgeschlossen angetroffen werden. Sie ist jedoch von STÖHR (1967) in Dünen des Mainzer Sandes beschrieben und kann dort in Bohrungen auch als schwaches dünnes Bändchen nachgewiesen werden. Häufig enthalten die obersten Sandschichten des Flugsandes aber auch ohne den direkten Nachweis auf die LST das charakteristische Mineralspektrum (WEIDENFELLER 2005).

6. Zusammenfassung

Das Pleistozän im Stadtgebiet von Mainz ist durch eine komplexe Abfolge fluviatiler und äolischer Ablagerungen gekennzeichnet (Tab. 1), die in enger Verbindung mit regionalen, tektonischen Prozessen und Klimaschwankungen stehen. Des Weiteren sind auch pleistozäne Umlagerungsbildungen wie Fließerden oder Hangschutt im Stadtgebiet von Mainz anzutreffen, die aber wegen ihrer geringen Verbreitung hier nicht behandelt werden. Sie werden stattdessen im 2. Teil im Zuge der periglazialen Morphodynamik besprochen und diskutiert.

Die fluviatilen Schotterkörper in Mainz werden bisher durch KANDLER (1970) in eine Abfolge verschiedener Terrassenstufen (t7-t1) gegliedert, die sich mit denen von SEMMEL (1966, 1969a) im Untermain-Gebiet korrelieren lassen (KANDLER 1970). Die Gliederung von KANDLER (1970) ist stratigraphisch zwar äußerst fragwürdig (s. Kap. 3), es liegt aber bisher keine lithostratigraphische Gliederung der Terrassen vor. Die ältesten pleistozänen Ablagerungen stellt die Laubenheim-Formation da, die in der Umgebung von Mainz immer wieder anzutreffen ist (SEMMEL 1983a, GRIMM 2011). Sie besteht aus einem pliozänen und einem pleistozänen Teil, die ohne Aufschluss der Diskordanz makroskopisch aber kaum voneinander getrennt werden können. Die von KANDLER (1970) als t6-Terrasse bezeichneten Ablagerungen der „Mosbacher Sande“ sind in Mainz nur selten in temporären Baugruben anzutreffen. Es stellt sich außerdem die Frage, ob diese Sedimente in Mainz überhaupt lithostratigraphisch und faziell miteinander zu verknüpfen sind. Im Stadtgebiet von Mainz prägt besonders die von Main-Komponenten dominierte, häufig in Baugruben anzutreffende t4-Terrasse (KANDLER 1970) die Morphologie maßgeblich. Die von KANDLER (1970) als t3-Terrasse bezeichneten Ablagerungen stellen wahrscheinlich Lokalterrassen der Bäche dar, die Material der topographisch höher liegenden Terrassenkörper (t4- und t6-

Terrasse) sowie des Tertiär aufgearbeitet haben. Die jüngeren Niederterrassen (t1- und t2-Terrasse sensu KANDLER 1970) sind lithostratigraphisch der Untermain-Niederterrassen-Formation zuzuordnen, die damit über ihre bisherige geographische Verbreitung hinausgeht. Die jüngeren Niederterrassen (t1- und t2-Terrasse) sowie die älteren fluviatilen Sedimente der Laubenheim-Formation und der t6-Terrasse (KANDLER 1970) sind aufgrund der starken anthropogenen Bebauung sowie fehlenden Aufschlüssen in Mainz aber nur teilweise rekonstruierbar. Die Mächtigkeiten und die Petrographie dieser Schotterkörper variieren lokal stark und wurden durch tektonische Aktivitäten sowie anthropogene Eingriffe erheblich beeinflusst (KANDLER 1970, SEMMEL 1983a, GRIMM 2011). Durch Korrelationen mit den fluviatilen Ablagerungen des Mains und des Rheins im ORG kann teilweise aber eine stratigraphische Einordnung der Terrassen geschehen. Fehlende detaillierte sedimentologische, sowie litho- und chronostratigraphische Untersuchungen lassen aber eine Neugliederung der fluviatilen Schotterkörper bis dato nicht zu.

Der Löss wird im Stadtgebiet von Mainz auf den Plateauflächen fast flächendeckend angetroffen, nach Norden hin verzahnt er sich zunehmend mit Flugsand, bevor er im Bereich Finthen-Gonsenheim-Mombach komplett von Flugsand abgelöst wird. Die Lössablagerungen wurden zuletzt in den 1990er Jahren im Steinbruch Mainz-Weisenau detailliert untersucht (BIBUS et al. 1996, SEMMEL 1996), davor haben nur wenige Autoren (ANDRES 1968, AGSTEN & STÖHR 1972) über Lössablagerungen berichtet. Trotzdem können die Löss-Paläoboden-Sequenzen durch ihre Mächtigkeiten im Stadtgebiet von Mainz zumindest für das letzte Glazial zur Klimarekonstruktion genutzt werden. Besonders die jüngeren Lössvorkommen sind jedoch durch anthropogene Aktivitäten, Erosion und Umlagerungen überprägt, was eine stratigraphische Einordnung erschwert. Neue, hochauflösende Untersuchungen und moderne Datierungsmethoden sind daher notwendig, um genaue Paläoumweltrekonstruktionen durchzuführen. Dabei können die in ihr eingeschalteten vulkanischen Tephren, insbesondere die Laacher See-Tephra und die Eltville-Tephra, als stratigraphische Marker dienen, die zur Korrelation zwischen den regionalen Lössprofilen und globalen Klimaphasen beitragen (RADTKE et al. 2001, ZENS et al. 2017). Die Flugsandvorkommen in Mainz wurden über eine lange Zeit von verschiedenen Bearbeitern untersucht, sowie in jüngster Vergangenheit von GRIMM et al. (2024). Bisher können hauptsächlich Aussagen zu ihrer Verbreitung getätigt werden, es fehlt häufig an modernen Untersuchungen mit sedimentologischen und stratigraphischen Methoden, um die Akkumulationsphasen und die paläoklimatische Bedeutung der Flugsande zu rekonstruieren.

Das Stadtgebiet von Mainz stellt eine Schlüsselregion in der pleistozänen Entwicklung des Rheinsystems dar, da es zwischen ORG und Mittelreintal liegt und der Main bei Mainz in den Rhein mündet. Ab Mainz weisen zudem die fluviatilen Schotterkörper nur noch geringe Mächtigkeiten auf. Die äolischen Ablagerungen im Stadtgebiet von Mainz könnten außerdem als Bindeglied für Korrelationen und Vergleiche zwischen den Lössen vom Mittelrhein/Niederrhein und aus dem ORG fungieren.

Danksagung

In erster Linie gilt mein Dank Herrn Dr. MICHAEL WEIDENFELLER (ehemals LGB RLP) und Herrn Dr. CHRISTIAN HOSELMANN (Hessisches Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie) für die zahlreichen fachlichen Diskussionen, die Durchsicht von Teilen des Manuskriptes, einige Fotos und kritische Hinweise zur Stratigraphie der Ablagerungen im Mainzer Raum. Herrn Dr. MATTHIAS GRIMM (UDL Dr. Grimm Umweltdienstleistungen) sei für fachliche Diskussionen im

Rahmen der Sedimentologie, der Tektonik, für zur Verfügung gestellte Fotos und Informationen, sowie Hinweise zur Geologie des Mainzer Beckens und für eine kritische Durchsicht des Manuskriptes gedankt. Dr. ANDREAS EBERTS, LGB RLP, danke ich für zur Verfügung gestellten Shapefiles von geologischen Einheiten aus dem Stadtgebiet von Mainz, sowie Hinweise zu Bohrungen. Für Hinweise zu zahlreichen temporär aufgeschlossenen Profilen in Baugruben danke ich BASTIAN LISCHEWSKY (Generaldirektion Kulturelles Erbe Rheinland-Pfalz). Prof. Dr. KIRSTEN GRIMM (Sammlungscoordination, Johannes Gutenberg-Universität Mainz) sei für die Beschaffung von Literatur gedankt. Frau DANA WIPFLER danke ich für die Beschaffung und Kopieren von schwer zugänglicher Literatur, Frau JULIA KOEHLER für das Einscannen der Literatur (beide Naturhistorisches Museum Mainz). Ebenso danke ich RENATE BECKER (GIS-Service GmbH Wackernheim) für das Einscannen von großformatigen geologischen Karten. Herrn Dr. HANS-DIETER SCHEER (Mainz) danke ich für einige kritische und fruchtbvolle Diskussionen über v. a. die jüngeren Terrassen im Stadtgebiet von Mainz in den letzten Jahren, Herrn Dr. ROBERT AMBOS (Mainz) danke ich für Diskussionen über die Flugsandablagerungen im Stadtgebiet von Mainz. Zu guter Letzt gilt der Dank den zahlreichen Grundstückseigentümern für die Betretungsge-nehmigungen für deren Grundstücke und Baugruben.

Literaturverzeichnis

- ABELE, G. (1977): Morphologie und Entwicklung des Rheinsystems aus der Sicht des Mainzer Raumes. – Mainzer geogr. Stud., **11**: 245–259, 2 Abb.; Mainz.
- ADAM, K.D. (1964): Die Gliederung des Pleistozäns in Mitteleuropa. – Stuttgarter Beiträge zur Naturkde., **132**: 1–12, 8 Abb.; Stuttgart.
- AGSTEN, K. & STÖHR, W.T. (1972): Geologisch-bodenkundliche Untersuchungen im Bereich des Ober-Olmer Waldes bei Mainz. 2. Mitteilung: Beitrag zur Kenntnis der pliozänen und pleistozänen Schichtfolge am Südrand des Waldgebietes – Mainzer naturwiss. Arch., **11**: 239–256, 11 Abb., 2 Tab, 1 Anl.; Mainz.
- AMBOS, R. & KANDLER, O. (1987): Einführung in die Naturlandschaft: – In: JUNGBLUTH, J.H. (Hrsg.): Der Mainzer Sand – Beiträge zur Monographie des Naturschutzgebietes Mainzer Sand und seiner näheren Umgebung: 1–28, 14 Abb., 1 Tab. – Mainzer naturwiss. Arch., **25**, 604 S.; Mainz.
- ANDRES, W. (1968): Beobachtungen zur Gliederung eines Würm-Lössprofiles und zur spätwürmzeitlichen und holozänen Hangüberformung bei Marienborn (Rheinhessen). – Mainzer naturwiss. Arch., **7**: 131–140, 3 Abb.; Mainz.
- ANDRES, W. (1971): Sedimentologische und morphoskopische Untersuchungen eines Fundprofils aus den pleistozänen Mosbacher Sanden bei Wiesbaden-Biebrich. – Mainzer naturwiss. Arch., **10**: 101–112, 8 Abb.; Mainz.
- BARTZ, J. (1950): Das Jungpliozän im nördlichen Rheinhessen. – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **(6) 1**: 201–243; Wiesbaden.
- BECK, N. (1994): Reliefentwicklung im nördlichen Rheinhessen unter besonderer Berücksichtigung der periglazialen Glacis- und Pedimentbildung: 178 S., 116 Abb.; Trier (Selbstverlag) – Forsch. dtsch. Landesk., 237.
- BECKER, E. (1965): Stratigraphische und bodenkundliche Untersuchungen an jungpleistozänen und holozänen Ablagerungen im nördlichen Oberrheintalgraben: 157 S., 27 Abb., 14 Tab., 1 Kt.; Frankfurt am Main (Johann Wolfgang Goethe-Universität).
- BECKER, E. (1966): Zur Stratigraphie der Flugsande im nördlichen Oberrheintalgraben. – Z. deutsch. geol. Ges. Jg. 1964, **116** (3): 983–984.
- BECKER, L. (1850): Untersuchung der Gebirgsschichten im Kästrich zu Mainz und in den Steinbrüchen bei Laubenheim. – Beitr. Landes- Volks- und Staatskunde Grossherzogth. Hessen, **1**: 258–262; Darmstadt.
- BIBUS, E. (1974): Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Rißlöß. – E&G Quat. Sci. J., **25**: 166–182; 6 Abb.; Öhringen.
- BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. – Frankfurter geowiss. Arb., **D 1**: 296 S, 50 Abb., 8 Tab.; Frankfurt a. M.
- BIBUS, E. & SEMMEL, A. (1977): Stratigraphische Leithorizonte im Würmloß des Mittelrhein-Gebietes. – Geol. Jb. Hessen, **105**: 141–147, 4 Abb.; Wiesbaden.
- BIBUS, E., BLUDAU, W., BROSS, C. & RÄHLE, W. (1996): Der Altwürm- und Rißabschnitt im Profil Mainz-Weisenau und die Eigenschaften der Mosbacher Humuszonen. – Frankfurter geowiss. Arb., **D 20**: 21–52, 5 Abb., 2 Tab.; Frankfurt a. M.
- BIBUS, E., RÄHLE, W. & WEDEL, J. (2002): Profilaufbau, Molluskenführung uns Parallelisierungsmöglichkeiten des Altwürmabschnitts im Lössprofil Mainz-Weisenau, – E&G Quat. Sci. J., **51**: 1–14; Hannover.
- BITTMANN, F., BÖRNER, A., DOPPLER, G., ELLWANGER, D., HOSELMANN, C., KATZSCHMANN, L., SPRAFKE, T., STRAHL, J., WANSA, S., WIELANDT-SCHUSTER, U. & SUBKOMMISSION QUARTÄR DER DEUTSCHEN STRATIGRAPHISCHEN KOMMISSION (2018): Das Quartär in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2016. – Z. Dt. Ges. Geowiss., **169** (2): 295–306. Stuttgart. <https://doi.org/10.1127/zdgg/2018/0123>
- BOENIGK, W. (1978): Zur petrographischen Gliederung der Mosbacher Sande im Dyckerhoff-Steinbruch, Wiesbaden/Hessen. – Mainzer naturwiss. Arch., **16**: 91–126, 5. Abb., 6 Tab.; Mainz.
- BOENIGK, W. (1982): Der Einfluß des Rheingraben-Systems auf die Flußgeschichte des Rheins. – Z. Geomorph. Suppl.-Bd., **42**: 167–175, 5 Abb.; Berlin, Stuttgart.
- BOENIGK, W. (1987): Petrographische Untersuchungen jungtertiärer und quartärer Sedimente am linken Oberrhein. – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. N. F., **69**: 357–394, 3 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- BOENIGK, W. & HOSELMANN, C. (1991): Zur Genese der Hönninger Sande (unterer Mittelrhein). – E&G Quat. Sci. J., **41**: 1–5, 10 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- BOHATÝ, J. (2017): Geowissenschaftliche Notgrabung in einer Baugrube im Wiesbadener Salzbachtal. – Denkmalpflege & Kulturgeschichte **2017** (4): 42–43. Wiesbaden.
- BOHATÝ, J. (2018): Das paläontologische Bodendenkmal „Mosbach-Sande, Steinbruch Ostfeld“ (Wiesbaden) und die lithostratigraphische Neugliederung der pleistozänen Mosbach-Sande-Formation sensu Hoselmann. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **139**: 51–66, 8 Abb.; Wiesbaden.
- BRÜNING, H. (1974): Das Quartär-Profil im Dyckerhoff-Steinbruch Wiesbaden/Hessen. – Rhein-Mainische Forsch., **78**: 58–81, 2 Tab.; Frankfurt a. M.
- BRÜNING, H. (1975): Paläogeographisch-ökologische und quartärmorphologische Aspekte im nördlichen und nordöstlichen Mainzer Becken. – Mainzer naturwiss. Arch., **14**: 5–91, 37 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- BRÜNING, H. (1976): Vom Eiszeitalter im Mainzer Becken. Rheinhessisches Tafel- und Hügelland: 58 S., 25 Abb., 2 Tab.; Mainz (Selbstverlag).
- BRÜNING, H. (1977): Zur Oberflächengenese im zentralen Mainzer Becken. – Mainzer geogr. Stud., **11**: 227–243, 4 Abb.; Mainz.
- BRÜNING, H. (1978): Zur Untergliederung der Mosbacher Terrassenabfolge und zum klimatischen Stellenwert der Mosbacher Tierwelt im Rahmen des Cromer-Komplexes. – Mainzer naturwiss. Arch., **16**: 143–190, 12 Abb., 3 Tab.; Mainz.

- DECKER, K.-V. & SELZER, W. (1976): Mogontiacum: Mainz von der Zeit des Augustus bis zum Ende der römischen Herrschaft. – In: TEMPORINI, H. (Hrsg.): Aufstieg und Niedergang der römischen Welt. Band 5/1. Halbband: Politische Geschichte (Provinzen und Randvölker: Germanien (Forts.), Alpenprokuren, Raetien: 457–559, 14 Abb., 5 Tab., 14 Taf.; Berlin, New York.
- DE MULDER, E.F.J., LAUFFER, S. & DE VRIES, W.J. (2000): Quaternary geology in urban areas: examples from the Netherlands. – *Z. dt. Geol. Ges.*, **151** (1-2): 1–8, 2 Abb.; Stuttgart.
- DÜRR, S.H. & GRIMM, M.C. (2011): Tektonische Übersicht. – In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IX. Tertiär, Teil 1. – *Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss.*, **75**: 17–15, 2 Abb.; Stuttgart.
- ELLWANGER, D., GABRIEL, G., HOSELMANN, C., SIMON, T., WEIDENFELLER, M. & WIELANDT-SCHUSTER, U. (2010): Mannheim-Formation. – In: LithoLex [Online-Datenbank]. Hannover: BGR. Last updated 03.11.2010.
- FALKE, H. (1960): Rheinhessen und die Umgebung von Mainz. – *Sammlung geol. Führer*, **38**: 156 S.; Berlin.
- FETZER, K.D., LARRES, K., SABEL, K.-J., SPIES, E.-D. & WEIDENFELLER, M. (1995): Hessen, Rheinland-Pfalz, Saarland. – In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands: 220–254, 10 Abb., 4 Tab.; Stuttgart.
- FRECHEN, M. & PREUSSER, F. (1996): Kombinierte Lumineszenz-Datierungen am Beispiel des Lößprofils Mainz-Weisenau. – *Frankfurter geowiss. Arb.*, **D 20**: 5–66, 3 Abb., 3 Tab.; Frankfurt a. M.
- FRECHEN, M. & WEIDENFELLER, M. (2000): Lumineszenz-Chronologie der mittel- und jungpleistozänen Rinnensedimente im Lößprofil Fürfeld. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **29**: 277–294, 6 Abb., 2 Tab.; Mainz.
- FROMM, K. (1986): Der paläomagnetische Befund an der Pliozän-/Pleistozängrenze in Mainz-Weisenau. – *Ber. niedersächs. L.-Amt Bodenforsch.*, **17** S.; Hannover [unveröffentlicht].
- GABRIEL, G., ELLWANGER, D., HOSELMANN, C., WEIDENFELLER, M., & WIELANDT-SCHUSTER, U. (2013): The Heidelberg Basin, Upper Rhine Graben (Germany): a unique archive of Quaternary sediments in Central Europe. – *Quat. Int.*, **292**: 43–58, 8 Abb., 1 Tab.; <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.10.044>
- GALLADÉ, M. (1930): Die diluvialen Terrassen am Südabfall des westlichen Taunus. – *Festschr. f. A. Philippson*: 98–116; Leipzig.
- GEgg, L., JACOB, L., MOINE, O., NELSON, E., PENKMAN, K.E.H., SCHWAHN, F., STOJAKOWITS, P., WHITE, D., WIELANDT-SCHUSTER, U. & PREUSSER, F. (2024): Climatic and tectonic controls on deposition in the Heidelberg Basin, Upper Rhine Graben, Germany. – *Quat. Sci. Rev.*, **345**: 109018, 11 Abb., 2 Tab.; <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2024.109018>
- GEIS, A.-L., SONTAG-GONZÁLEZ, M., KOLB, T., JAIN, M. & FUCHS, M. (2025): Multi-method luminescence dating of late Cenozoic northern Upper Rhine Graben fluvial sediments. – *Quat. Geochron.*, **90**: 101689. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2025.101689>
- GEISSERT, F. (1983): Die Molluskenführung der plio-pleistozänen Deckschichten im Steinbruch Mainz-Weisenau. – *Geol. Jb. Hessen*, **111**: 75–92, 7 Abb.; Wiesbaden.
- GEISSERT, F. (1996): Paläontologie des Pliozäns und Quartärs im Unterelsaß (Département Bas-Rhin). – *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver.*, **N.F.**, **78**: 209–219, 2 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- GEISSERT, F., MENILLET, F., VOGT, H. & THEVENIN, A. (1976): Carte géologique de la France à 1/50000, Feuille XXXIX-13–14, Seltz-Wissembourg, Notice explicative. – 59 S.; Orleans.

- GRIMM, B.E.W.W. (2021): Geophysikalische, stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen zur Flusslaufverlagerung des Mains bei Ginsheim-Gustavsburg (Hessen, SW-Deutschland) seit der Römerzeit: 92 S., 24 Abb., Mainz. Unveröff. Bachelorarbeit (Johannes Gutenberg-Universität Mainz).
- GRIMM, M.C. (2005): Beiträge zur Lithostratigraphie des Paläogens und Neogens im Oberrheingebiet (Oberrheingraben, Mainzer Becken, Hanauer Becken). – *Geol. Jb. Hessen*, **132**: 79–12, 4 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- GRIMM, M.C. (2011): Laubenheim-Formation. – In: GRIMM, K.I., GRIMM, M.C., RADTKE, G., KADOLSKY, D., SCHÄFER, P., FRANZEN, J.L., SCHINDLER, T. & HOTTENROTT, M. (2011): Mainzer Becken. – In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IX. Tertiär, Teil 1. – *Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss.*, **75**: 192–194; Stuttgart.
- GRIMM, K.I. & GRIMM, M.C. (2003): Geologischer Führer durch das Mainzer Tertiärbecken. – In: GRIMM, K.I., GRIMM, M.C., NEUFFER, F.O. & LUTZ, H. (Eds.): Die fossilen Wirbellosen des Mainzer Tertiärbeckens. Teil 1-1. – *Mainzer naturwiss. Archiv, Beih.*, **26**: 158 S.; Mainz.
- GRIMM, B.E.W.W., GRIMM, M.C. & STREB, A.R. (2024): Neue Erkenntnisse zur Paläogeographie und Genese der Flugsandablagerungen am Nordostrand des Hartenbergplateaus (Unteres Ostrheinhessisches Plateau, Stadt Mainz). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **52**: 21–44, 6 Abb., 1 Anh.; Mainz. <https://doi.org/10.23689/fidgeo-6162>
- GROOSS, A. (1867): Geologische Specialkarte des Grossherzogthums Hessen und der angrenzenden Landesgebiete im Maßstabe von 1:50000. Section Mainz. In: MITTELRHEINISCHER GEOLOGISCHER VEREIN (Hrsg.): Karten und Mittheilungen des mittlerheinischen geologischen Vereins: 1–79; Darmstadt. <https://doi.org/10.23689/fidgeo-3993>
- GRUNER, M. & GRUNER, H. (2014): Die Gastropoden aus den Mittelpaläozänen Mosbach-Sanden von Wiesbaden-Amöneburg und aus den ehemaligen Gruben bei „Mosbach“ und Umgebung – Bestandsaufnahme und Revision. – *Mainzer naturwiss. Arch.*, **51**: 91–119, 1 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; Mainz.
- HANKE, L. & MAQSUD, N. (1985): Pedologisch-stratigraphische Untersuchungen in Flugsanden westlich von Mainz (Sandgrube Walter und Lennebergwald). – *Mainzer naturwiss. Arch.*, **23**: 201–222, 3 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- HEIM, D. (1970): Zur Petrographie und Genese der Mosbacher Sande. – *Mainzer naturwiss. Arch.*, **9**: 83–117, 5 Abb., 4 Tab.; Mainz.
- HOSELMANN, C. (2007a): Untermain-Hauptterrassen-Formation. – In: LithoLex [Online-Datenbank]. Hannover: BGR. Last updated 07.07.2009.
- HOSELMANN, C. (2007b): Haupt-Mosbach-Subformation. – In: LithoLex [Online-Datenbank]. Hannover: BGR. Last updated 07.07.2009.
- HOSELMANN, C. (2008a): Untermain-Niederterrassen-Formation. – In: LithoLex [Online-Datenbank]. Hannover: BGR. Last updated 25.11.2008.
- HOSELMANN, C. (2008b): Untermain-Mittelterrassen-Formation. – In: LithoLex [Online-Datenbank]. Hannover: BGR. Last updated 25.11.2008.
- HOSELMANN, C. (2008c): The Pliocene and Pleistocene fluvial evolution in the northern Upper Rhine Graben based on results of the research borehole at Viernheim (Hessen, Germany). – *E&G Quat. Sci. J.*, **57** (3-4): 286–315, 10 Abb., 3 Tab.; Hannover. <https://doi.org/10.3285/eg.57.3-4.2>
- HOSELMANN, C. (2021): Quartär. – In: BECKER, T. & REISCHMANN, R. (Eds.): Geologie von Hessen: 41–461, 21 Abb.; Stuttgart.
- HOSELMANN, C. (2024): Zur Geologie der Forschungsbohrung Riedstadt-Erfelden (nördlicher Oberrheingraben). – *Geol. Jb. Hessen*, **141**: 5–28, 15 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.

- HOSELMANN, C., ELLWANGER, D., GABRIEL, G., WEIDENFELLER, M. & WIELAND-SCHUSTER, U. (2010): Viernheim-Formation. – In: LithoLex [Online-Datenbank]. Hannover: BGR. Last updated 03.11.2010.
- HOSELMANN, C., LAUPENMÜHLEN, T., BOHATÝ, J., RADTKE, G., WEBER, G. & WEIDENFELLER, M. (2018): Field Trip C (27 September 2018): Fluviale und äolische Ablagerungen im Rhein-Main-Gebiet. – DEUQUA Spec. Pub., 1: 29–52, 20 Abb., 1 Anh. <https://deuquasp.copernicus.org/articles/1/29/2018/>
- HOSELMANN, C., SCHEIDT, S., STOJAKOWITS, P., HENNHÖFER, D., PIEPER, M. & ZELL, P. (2025): Die Mosbacher Sande im Rheingauer Feld (Wiesbaden) unter besonderer Betrachtung der unterpleistozänen Dolinenfüllungen. – *Geol. Jb. Hessen* **142**: 5–15; 4 Abb.; Wiesbaden.
- HUMBURG, C. & WEIDENFELLER, M. (1997): Kalksteinartefakte aus einer Schicht unter mittelpleistozänen Terrassenschottern in Mainz. – In: FIEDLER, L. (Hrsg.): Archäologie der ältesten Kultur in Deutschland. Ein Sammelwerk zum älteren Paläolithikum, der Zeit des Homo erectus und des frühen Neandertalers: 224–227, 1 Abb.; Wiesbaden.
- KADEREIT, A., KIND, C.-J. & WAGNER, G.A. (2013): The chronological position of the Lohne Soil in the Nussloch loess section – re-evaluation for a European loess-marker horizon. – *Quat. Sci. Rev.*, **59**: 67–86. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.10.026>
- KANDLER, O. (1970): Untersuchungen zur quartären Entwicklung des Rheintals zwischen Mainz/Wiesbaden und Bingen/Rüdesheim. – *Mainzer geogr. Stud.*, 3: 1–91, 35 Abb., 2 Tab., 1 Kt.; Mainz.
- KANDLER, O. (1971): Die pleistozänen Flussterrassen im Rheingau und im nördlichen Rheinhessen. – *Mainzer naturwiss. Arch.*, **10**: 5–28, 1 Tab.; Mainz.
- KELLER, T. (1999): Halt 1: Wiesbaden, Mosbach-Sande. – In: DERSCH-HANSMANN, M., EHRENBURG, K.-H., HEGGEMANN, H., HOTTENROTT, M., KAUFMANN, E., KELLER, T., KÖNIGSHOF, P., KÖTT, A., NESBOR, H.-D., THEUERJAHR, A.-K. & VORDERBRÜGGE, T. (1999): Geotope in Hessen. – *Schr. R. dt. Ges. für Geowiss.*, **8**: 75–77. Hannover.
- KELLER, T. (2007): Altpleistozäne Dolinenfüllungen am östlichen Stadtrand von Wiesbaden. Beobachtungen 1994–2007. – *Jb. nass. Ver. Naturk.*, **128**: 149–191, 37 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- KELLER, T. & RADTKE, G. (2007): Quartäre (Mosbach-Sande) und kalktertiäre Ablagerungen im NE Mainzer Becken (Exkursion L am 14. April 2007). – *Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver.*, **N.F. 89**: 307–333, 9 Abb., 3 Taf.; Stuttgart.
- KELLER, T., FÖRSTERLING, G. & SANDER, A. (2004): Die eiszeitlichen Mosbach-Sande. In: Streifzüge durch die Natur von Wiesbaden und Umgebung. – *Jb. nass. Ver. Naturkde.*, Sonderband 2: 41–48, 11 Abb.; Wiesbaden.
- KLEINHANS, M.G., FERGUSON, R.I., LANE, S.N. & HARDY, R.J. (2013): Splitting rivers at their seams: bifurcations and avulsion. – *Earth Surf. Process. Landforms*, **38**: 47–61. <https://doi.org/10.1002/esp.3268>
- KOČI, A., SCHIRMER, W. & BRUNNACKER, K. (1973): Paläomagnetische Daten aus dem Mittleren Pleistozän des Rhein-Main-Raumes. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **9**: 545–554. Stuttgart.
- KÖNIGSWALD, W. v. & TOBIEN, H. (1987): Bemerkungen zur Altersstellung der pleistozänen Mosbach-Sande bei Wiesbaden. – *Geol. Jb. Hessen*, **115**: 227–237, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- KRAUTER, E., FEUERBACH, J. & WITZEL, M. (1990): Stadt Mainz. Ingenieurgeologische Karte. 1:20.000. – Umweltamt der Stadt Mainz.
- KÜHN, P., TECHMER, A. & WEIDENFELLER, M. (2013): Lower to middle Weichselian pedogenesis and palaeoclimate in Central Europe using combined micromorphology and geochemistry: the loess-paleosol sequence of Alshheim (Mainz Basin, Germany). – *Quat. Sci. Rev.*, **75**: 43–58, 19 Abb., 3 Tab.; <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.05.019>
- LAUER, T., FRECHEN, M., HOSELMANN, C. & TSUKAMOTO, S. (2010): Fluvial aggradation phases in the Upper Rhine Graben – new insights by quartz OSL dating. – *Proc. of the Geol. Ass., Fluvial Records as Archives of Human Activity and Environmental Change*, **121**: 154–161, 7 Abb., 3 Tab.; <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2009.10.006>
- LAUER, T., KRIBETSCHKE, M., FRECHEN, M., TSUKAMOTO, S., HOSELMANN, C. & WEIDENFELLER, M. (2011): Infrared radiofluorescence (IR-RF) dating of Middle Pleistocene fluvial archives of the Heidelberg Basin (Southwest Germany). – *Geochronometria*, **38**: 23–33, 8 Abb., 2 Tab.; <https://doi.org/10.2478/s13386-011-0006-9>
- LEHMKUHL, F., PÖTTER, S., PAULIGK, A. & BÖSKEN, J. (2018): Loess and other Quaternary sediments in Germany. – *J. Maps*, **14** (2): 330–340, 5 Abb., 2 Tab.; <https://doi.org/10.1080/17445647.2018.1473817>
- LEHMKUHL, F., NETT, J.J., PÖTTER, S., SCHULTE, P., SPRAFKE, T., JARY, Z., ANTOINE, P., WACHA, L., WOLF, D., ZERBONI, A., HOSEK, J., MARKOVIC, S.B., OBREHT, I., SÜMEGI, P., VERES, D., ZEEDEN, C., BOEMKE, B., SCHAUBERT, V., VIEHWEGER, J. & HAMBACH, U. (2021): Loess landscapes of Europe – Mapping, geomorphology, and zonal differentiation. – *Earth Sci. Rev.*, **215**: 103496, 21 Abb., 1 Tab.; <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103496>
- LEPPLA, A. & STEUER, A. (1922a): Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, 1:25.000, Blatt Wiesbaden-Kastel – 2. Aufl., Preußische Geologische Landesanstalt; Berlin. [Nachdruck auf neuer TK-Kartengrundlage als: Geologische Karte von Hessen 1: 25.000, Blatt 5915 Wiesbaden. – 3. Aufl., Hessisches Landesamt für Bodenforschung; Wiesbaden, 1971].
- LEPPLA, A. & STEUER, A. (1922b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, 1:25.000, Blatt Wiesbaden-Kastel: 52 S.; Berlin. [inhaltlich unveränderter Nachdruck als: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25.000, Blatt 5915 Wiesbaden. – 3. Aufl., Hessisches Landesamt für Bodenforschung; Wiesbaden, 1971].
- LEPSIUS, G.R. (1883): Das Mainzer Becken: 181 S. Darmstadt.
- LUDWIG, M. (1974): Beobachtungen zum Hangperiglazial an der Hechtsheimer Höhe. Ziegeleigrube Richard – Mainz-Hechtsheim. – *Mainzer naturwiss. Arch.*, **13**: 181–195; 11 Abb.; Mainz.
- LUDWIG, R. (1864): Die Sande, Thone und Mergel der Oligocänformation in Rheinhessen. – *Notizbl. Ver. Erdk. mittelrhein. geol. Ver.*, **(3) 3 (33)**: 121–129; Darmstadt.
- MAUL, L., REKOVETS, L.I., HEINRICH, W.-D., KELLER, T. & STORCH, G. (2000): *Arvicola mosbachensis* (Schmidgen, 1911) of Mosbach 2: a basic sample for the early evolution of the genus and a reference for further biostratigraphical studies. – *Senckenbergiana lethaea*, **80** (1): 129–147, 6 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Frankfurt a. M.
- MICHELS, F. (1931): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Eltville-Heidenfahrt: 79 S. Berlin.
- MORDZIOL, C. (1911): Geologischer Führer durch das Mainzer Tertiärbecken. – *Sammlung geol. Führer*, **16**: 167 S.; Berlin.
- MORDZIOL, C. (1951): Der geologische Werdegang des Mittelrheintals: 76 S. Wittlich.
- NELSON, E., WHITE, D., WHEELER, L., WEDEL, J., HOSELMANN, C., HEGGEMANN, H., RÄHLE, W. & PENKMAN, K. (2025): An aminostratigraphy of the northern Upper Rhine Graben, Germany. – *J. Quat. Sci.*, **2025**: 1–29, 13 Abb., 4 Tab.; <https://doi.org/10.1002/jqs.70004>
- PETERS, G. & VAN BALEN, R.T. (2007): Pleistocene tectonics inferred from fluvial terraces of the Northern Upper Rhine Graben, Germany. – *Tectonophysics*, **430**: 41–65, 9 Abb., 2 Tab.; <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.10.008>

- PETROSINO, P., ANGRISANI, A.C., BARRA, D., DONADIO, C., AIELLO, G., ALLOCCA, V., CODA, S., DE VITA, P., JICHA, B.R. & CALCATERRA, D. (2021): Multiproxy approach to urban geology of the historical center of Naples, Italy. – *Quat. Int.*, **577**: 147–165, 12 Abb., 6 Tab., 1 Taf.; <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.12.043>
- POETSCH, T. (1996): Dünnschliffuntersuchungen an den Mosbacher Humuszonen im Steinbruch Mainz-Weisenau. – *Frankfurter geowiss. Arb.*, **D 20**: 67–70; Frankfurt a. M.
- PREUSS, J., REBOLZ, A., SCHNEIDERMEIER, T. & ZÖLLER, L. (1996): Zur Geoarchäologie der paläolithischen Fundschichten von Wallertheim/Rheinhessen. – *Frankfurter geowiss. Arb.*, **D 20**: 109–130, 7 Abb., 5 Tab.; Frankfurt a. M.
- PRÖSCHEL, B. & LEHMKUHL, F. (2019): Paleotopography and anthropogenic deposition thickness of the city of Aachen, Germany. – *J. Maps*, **15** (2): 269–277, 4 Abb.; <https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1590248>
- RADTKE, U. & JANOTTA, A. (1998): Ein Beitrag zur Beurteilung der Aussagekraft von Lumineszenzaltern für die Datierung von spätpleistozänen und holozänen Dünen anhand des Laacher See-Tuffes (12.900 J. v. h.): Der Testfall „Düne Mainz-Gonsenheim“. – *Kölner geogr. Arb.*, **70**: 1–18, 7 Abb., 3 Tab.; Köln.
- RADTKE, U., JANOTTA, A. & SEMMEL, A. (1998): Lumineszenzdatierungen des Lößprofils „Am Binger“ (bei Wiesbaden). – *Kölner geogr. Arb.*, **70**: 59–64, 4 Abb., 2 Tab.; Köln.
- RADTKE, U., JANOTTA, A., HILGERS, A. & MURRAY, A.S. (2001): The potential of OSL and TL for dating Lateglacial and Holocene dune sands tested with independent age control of the Laacher See tephra (12 880 a) at the Section 'Mainz-Gonsenheim'. – *Quat. Sci. Rev.*, **20** (5-9): 719–724, 3 Abb., 2 Tab.; [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00027-5](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00027-5)
- REINECK, H.-E. & SINGH, I.B. (1980): Depositional Sedimentary Environments: 549 S.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- REINIG, F., WACKER, L., JÖRIS, O., OPPENHEIMER, C., GUIDOBALDI, G., NIEVERGELT, D., ADOLPHI, F., CHERUBINI, P., ENGELS, S., ESPER, J., LAND, A., LANE, C., PFANZ, H., REMMEL, S., SIGL, M., SOOKDEO, A. & BÜNTGEN, U. (2021): Precise date for the Laacher See eruption synchronizes the Younger Dryas. – *Nature*, **595**: 66–69, 4 Abb.; <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03608-x>
- ROSENBERGER, W., WEIDNER, E., FRIEDRICH, K. & HOTTENROTT, M. (1996): Geologische Karte von Hessen 1:25000, Blatt 6216 Gernsheim. – Hessisches Landesamt für Bodenforschung; Wiesbaden.
- SANDBERGER, F. (1863): Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens: 458 S.; Wiesbaden.
- SAUER, D., KADEREIT, A., KÜHN, P., KÖSEL, M., MILLER, C.E., SHINONAGA, T., KREUTZER, S., HERRMANN, L., FLECK, W., STARKOVICH, B.M. & STAHR, K. (2016): The loess-palaeosol sequence of Datthausen, SW Germany: Characteristics, chronology, and implications for the use of the Lohne Soil as a marker soil. – *Catena*, **146**: 10–29, 10 Abb., 6 Tab.; <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.06.024>
- SCHEER, H.-D. (1978): Gliederung und Aufbau der Niederterrassen von Rhein und Main im nördlichen Oberrheingraben. – *Geol. Jb. Hessen*, **106**: 273–289, 4 Abb.; Wiesbaden.
- SCHEER, H.-D. (1989a): t6-Terrasse des Mains (t6). – In: SONNE, V. (1989): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz, 1:25:000, Erläuterungen Blatt 6015 Mainz: 28–30; Mainz.
- SCHEER, H.-D. (1989b): t7-Terrassen des Mains und des Rheins. – In: SONNE, V. (1989): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz, 1:25:000, Erläuterungen Blatt 6015 Mainz: 30–31; Mainz.
- SCHMIDTGEN, O. in NEEB, E. & SCHMIDTGEN, O. (1924): Eine altsteinzeitliche Freilandraststelle auf dem Linsenberg bei Mainz. – *Mainzer Zeitschrift*, **17/18** (1922/24): 108–112, 1 Abb.; Mainz.
- SCHÖNHALS, E. (1950): Über einige wichtige Lößprofile und begrabene Böden um Rheingau. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **6** (1): 244–259, 5 Abb.; Wiesbaden.
- SCHÖNHALS, E., ROHDENBURG, H. & SEMMEL, A. (1964): Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. – *E&G Quat. Sci. J.*, **15**: 199–206, 1 Abb.; Öhringen.
- SEMMEL, A. (1963): Mitteilung über ein Pleistozänprofil bei Hahnstätten (Limburger Becken) – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **91**: 359–365. Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1966): Beobachtungen zur Gliederung pleistozäner Sedimente im Raum Flörsheim-Kriftel-Kelsterbach. – *Z. Dt. Geol. Ges.*, **116**: 985–986; Stuttgart.
- SEMMEL, A. (1967): Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lössen. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **95**: 104–108, 1 Abb.; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1968a): Die Lößdecke im Dyckerhoff-Steinbruch bei Wiesbaden-Biebrich. – *Mainzer naturwiss. Arch.*, **7**: 74–79, 2 Abb.; Mainz.
- SEMMEL, A. (1968b): Studien über den Verlauf jungpleistozäner Formung in Hessen. – *Frankfurter geogr. H.*, **45**: 133 S.; Frankfurt a. M.
- SEMMEL, A. (1969a): Quartär. – In: KÜMMERLE, E. & SEMMEL, A. (Hrsg.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen, 1:25.000, Blatt 5916 Hochheim a. Main: 51–99; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1969b): Bemerkungen zur Würmlößgliederung im Rhein-Main-Gebiet. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **97**: 395–399, 1 Abb.; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1972): Untersuchungen zur jungpleistozänen Talentwicklung in den deutschen Mittelgebirgen. – *Z. Geomorph. N.F. Suppl.-Bd.*, **14**: 105–112, 3 Abb.; Berlin.
- SEMMEL, A. (1974a): Der Stand der Eiszeitforschung im Rhein-Main-Gebiet. – In: KRENZLIN, A., SEMMEL, A. & WOLF, K. (Hrsg.): Das Eiszeitalter im Rhein-Main-Gebiet: 9–56, 1 Abb., 1 Tab. – *Rhein-Main. Forsch.*, **78**, 214 S.; Frankfurt am Main.
- SEMMEL, A. (1974b): Exkursion A: Lößgliederung im Rhein-Main-Gebiet. – *Rhein-Main. Forsch.*, **78**: 161–164; Frankfurt a. M.
- SEMMEL, A. (1983a): Die plio-pleistozänen Deckschichten im Steinbruch Mainz-Weisenau. – *Geol. Jb. Hessen*, **111**: 219–233, 2 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (1983b): The Early Pleistocene Terraces of the Upper Middle Rhine and Its Southern Foreland – Questions Concerning Their Tectonic Interpretation. – In: FUCHS, K., von GEHLEN, K., MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (Hrsg.): Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History: 49–54, 3 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York, Tokio (Springer).
- SEMMEL, A. (1989a): Tertiär/Quartär. – In: SONNE, V. (1989): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz, 1:25:000, Erläuterungen Blatt 6015 Mainz: 23–26; Mainz.
- SEMMEL, A. (1989b): Mosbacher Sande und t3-Terrasse des Rheins (t3). – In: SONNE, V. (1989): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz, 1:25:000, Erläuterungen Blatt 6015 Mainz: 26–28; Mainz.
- SEMMEL, A. (1989c): Löß (Lö) und Sandlöß (Lös). – In: SONNE, V. (1989): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz, 1:25:000, Erläuterungen Blatt 6015 Mainz: 32–33; Mainz.
- SEMMEL, A. (1996): Paläoböden in Würmlöß, insbesondere im Altwürmlöß des Steinbruchs Mainz-Weisenau. – Problemstellung und Übersicht über die Forschungsergebnisse. – *Frankfurter geowiss. Arb.*, **D 20**: 11–20, 1 Abb., 1 Tab.; Frankfurt a. M.
- SEMMEL, A. (1999): Loess section of Mainz-Weisenau, Mainz Basin. – In: WEIDENFELLER, M. & ZÖLLER, L. (Hrsg.): Loess in the Middle and Upper Rhine Area, Field Guide Loessfest **99**: 60–72, 8 Abb., 3 Tab.; Mainz.
- SEMMEL, A. (2003a): Dolinen-Füllungen im Mainzer Becken. – *Geol. Jb. Hessen*, **130**: 49–60, 12 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (2003b): Der Laacher Bimstuff als Zeitmarker der Landschaftsentwicklung in der Wiesbadener Umgebung. – *Jb. nass. Ver. Naturkde.*, **124**: 95–109, 9 Abb.; Wiesbaden.
- SEMMEL, A. (2008): Lohner Boden. – In: LithoLex [Online-Datenbank]. Hannover: BGR. Last updated 30.11.2015.

- SONNE, V. (1978): Tiefenlinienplan des Talbodens der Rhein-Niederterrasse zwischen Budenheim bei Mainz und Bingen-Kempten. – Mainzer naturwiss. Arch., **16**: 83–90, 1 Abb.; Mainz.
- SONNE, V. (1989a): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz, 1:25.000, Blatt 6015 Mainz. – Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz.
- SONNE, V. (1989b): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz, 1:25.000, Erläuterungen Blatt 6015 Mainz: 106 S, 8 Abb., 4 Tab.; Mainz (Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz).
- SONNE, V. & STÖHR, W. (1959): Bimsvorkommen im Flugsandgebiet zwischen Mainz und Ingelheim. – Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N.F., **41**: 103–116, 6 Abb.; Stuttgart.
- SPRAFKE, T. & TERHORST, B. (2019a): Untere-Löss-Formation. – In: LithoLex [Online-Datenbank]. Hannover: BGR. Last updated 06.12.2019.
- SPRAFKE, T. & TERHORST, B. (2019b): Obere-Löss-Formation. – In: LithoLex [Online-Datenbank]. Hannover: BGR. Last updated 06.12.2019.
- STEUER, A. (1906): Über das Vorkommen von Radiolarienhornsteinen in den Diluvialterrassen des Rheintals. – Notizbl. Ver. Erdkde. u. großherzogl. geol. L.-Anst., (IV) **27**: 27–30; Darmstadt.
- STEUER, A. (1909): Neuere und ältere Aufschlüsse im rheinischen Diluvium. – Notizbl. Ver. Erdkde., (IV) **30**: 28–40; Darmstadt.
- STEUER, A. (1910): Kurze Beschreibung des Tertiärs im Mainzer Becken und Führer für vier Exkursionstage. – Notizbl. Ver. Erdkde. u. großherzogl. geol. L.-Anst., (IV) **31**: 34–62; Darmstadt.
- STÖHR, W. (1967): Der Mainzer Sand und seine Randgebiete im Wandel der Erd- und Landschaftsgeschichte. – Mainzer naturwiss. Arch., **5/6**: 5–15, 3 Abb.; Mainz.
- STÖHR, W. & AGSTEN, K. (1970): Quartärgeologisch-bodenkundliche Untersuchungen im Bereich des Ober-Olmer Waldes bei Mainz. 1. Mitteilung: Vorläufige Ergebnisse der Untersuchungen über Ausmass und Entstehungsgeschichte von Periglazial-Erscheinungen. – Mainzer naturwiss. Arch., **9**: 66–82, 6 Abb., 2 Tab, 1 Anl.; Mainz.
- STOLZ, C. & EMDE, K. (2011): Mitteilung über ein Quartärprofil auf dem Universitätscampus in Mainz. – Mainzer naturwiss. Arch., **48**: 97–101, 2 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- STOLZ, C. & GRUNERT, J. (2008): Neue Befunde zum bodennahen Untergrund auf dem Campus der Universität Mainz. – Mainzer naturwiss. Arch., **46**: 53–57, 7 Abb.; Mainz.
- THIEMEYER, H. (1993): Die Schwermineralführung des Würmlößprofils Mainz-Weisenau. – Geol. Jb. Hessen **121**: 181–186, 2 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- WAGNER, W. (1930): Die ältesten linksrheinischen Diluvial-Terrassen zwischen Oppenheim-Mainz und Bingen. – Notizbl. Ver. Erdkde. u. Hess. Geol. L.-Anstalt zu Darmstadt, (V) **13**: 177–87, 2 Abb., 1 Kte.; Darmstadt.
- WAGNER, W. (1931): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen. Blatt Ober-Ingelheim: 115 S.; Darmstadt.
- WAGNER, W. (1933): Die Schollentektonik des nordwestlichen Rheinhessens. – Notizbl. Ver. Erdkde. u. Hess. Geol. L.-Anstalt zu Darmstadt, (V) **14**: 31–45; Darmstadt.
- WAGNER, W. & SCHMIDTGEN, O. (1930): Alte Rheinkiese und älterer Flugsand am Lenneberg bei Mainz. – Notizbl. Ver. Erdkde. (V) **12**: 119–127, 1 Taf.; Darmstadt.
- WEIDENFELLER, M. (1997): Tertiäre und quartäre Flussedimente im Profil „Neubau Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz“ in Mainz-Hechtsheim. – Mainzer geowiss. Mitt., **26**: 7–24, 5 Abb., 1 Tab.; Mainz. <https://doi.org/10.23689/fidgeo-5534>
- WEIDENFELLER, M. (1999a): Begleitende geologisch-geomorphologische Untersuchungen zur Ausgrabung mittelalterlicher Schiffe am Fort Malakoff in Mainz. – Geo-Forum Rheinland-Pfalz **2**: 48–58, 8 Abb.; Mainz.
- WEIDENFELLER, M. (1999b): Mittel- und jungpleistozäne Rinnensedimente im Lößprofil Fürfeld am Westrand des Mainzer Beckens. – In: BECKER-HAUMANN, R. & FRECHEN, M. (Hrsg.): Tertiäre Quartärgeologie: 120–160, 19 Abb.; Köln.
- WEIDENFELLER, M. (2005): Quartär. – In: LANDESAMT FÜR GEOLOGIE UND BERGBAU RHEINLAND-PFALZ (Hrsg.): Geologie von Rheinland-Pfalz: 244–278; Mainz.
- WEIDENFELLER, M. (2009): Laacher See Tephra-Formation. – In: LithoLex [Online-Datenbank]. Hannover: BGR. Last updated 06.07.2009
- WEIDENFELLER, M., SCHNEIDERMEIER, T. & KÜHN, P. (2002): Löß-Paläoböden-Abfolgen bei Alsheim am östlichen Rand des Mainzer Beckens. – Mainzer geowiss. Mitt., **31**: 191–222, 12 Abb., 1 Anh.; Mainz.
- WEIDENFELLER, M. & KÄRCHER, T. (2008): Tectonic influence on fluvial preservation: aspects of the architecture of Middle and Late Pleistocene sediments in the northern Upper Rhine Graben, Germany. – Geol. Mijnb./ Neth. J. Geosci., **87** (1): 31–38, 6 Abb., 2 Tab.
- WEIDENFELLER, M., ELLWANGER, D., GABRIEL, G., HOSELMANN, C. & WIELANDT-SCHUSTER (2010): Ludwigshafen-Formation. – In: LithoLex [Online-Datenbank]. Hannover: BGR. Last updated 02.11.2010.
- WENZ, W. (1921): Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. 371 S; Heidelberg.
- WITTICH, E. (1900): Beitrag zur Kenntnis des unteren Diluviums und seiner Fauna in Rheinhessen. – Notizbl. Ver. Erdkde. u. großherzogl. geol. L.-Anst. (V) **21**: 30–42; Darmstadt.
- ZEEDEN, C., PAKNIA, M., SCHEIDT, S., KABOTH-BAHR, S., VINNEPAND, M. & HOSELMANN, C. (2024): Erste paläomagnetische Ergebnisse der Bohrungen „Riedstadt-Erfelden“. – Geol. Jb. Hessen **141**: 39–42, 2 Abb.; Wiesbaden.
- ZENS, J., ZEEDEN, C., RÖMER, W., FUCHS, M., KLASSEN, N. & LEHMKUHL, F. (2017): The Eltville Tephra (Western Europe) age revised: Integrating stratigraphic and dating information from different Last Glacial loess localities. – Palaeogeo. Palaeoclim. Palaeoeco., **466**: 241–251, 6 Abb., 4 Tab. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.11.033>

Neue Vulkankarte des Westeifel-Vulkanfeldes

GEORG BÜCHEL, VOLKER LORENZ, JANE STELZER, HUBERTUS MERTES,
SABINE KUMMER & ANDREAS SCHÜLLER

Kurzfassung: Das quartäre Vulkanfeld der Westeifel ist eines der bekanntesten Vulkangebiete weltweit. Bereits seit etwas mehr als 240 Jahren ist es Gegenstand intensiver vulkanologischer, mineralogischer, klimatologischer und geophysikalischer Untersuchungen. Hier wurde der Vulkanotyp „Maar“ zum ersten Mal beschrieben und fortan gilt die Westeifel als das klassische Maar-Gebiet der Erde. Noch immer lassen sich neue Erkenntnisse an den Maaren, aber auch an den zahlreichen Schlackenkegeln infolge guter Aufschlussverhältnisse erzielen.

Im Rahmen eines Forschungsprojektes, das der Natur- und UNESCO Global Geopark Vulkan-Eifel mit der Universität Jena initiiert hat, konnte in den Jahren 2021 bis 2025 eine Neukartierung des Vulkanfeldes durchgeführt werden. Ein Teil der Geländearbeiten wurde vom Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz unterstützt. Dabei konnten mit stark geländebezogenen Untersuchungen, basierend auf hochauflösenden 3D-Laserscanning-Modellen sowie auf Überprüfungen durch geomagnetische Messungen und Rammkern-Sondierungen, zahlreiche Vulkane neu nachgewiesen werden.

In der neu erstellten digitalen Karte der Westeifel wurden rund 321 quartäre Eruptionszentren erfasst. Sie umfassen 163 Schlackenkegel, 102 Maare, 31 Schlackenkegel mit initialer Maarphase, 16 Tuffringe und neun neu definierte phreato-strombolianische Vulkane. Somit ist die Hälfte der quartären Vulkane prominent von phreatomagmatischen Phasen beeinflusst. Zwei kreidezeitlich entstandene Vulkane liegen etwas südlich der Vulkanzone in der Wittlicher Senke.

Schlüsselwörter: Vulkankarte, Westeifel, Vulkanzone, Quartär, Schlackenkegel, Maare, Tuffringe, initiale Maare, phreatomagmatische Eruptionen, phreato-strombolianische Eruptionen, Anzahl der Vulkane, Vulkantypen, UNESCO Globaler Geopark

Abstract: The Quaternary volcanic field of the Western Eifel (WEVF) is one of the best-known volcanic regions in the world. For more than 240 years, it has been the subject of intensive volcanological, mineralogical, climatological, and geophysical studies. The volcanic type known as a “maar” was first described here, and since then the Western Eifel has been regarded as the classic maar region of the Earth. Even today, new insights continue to be gained from studying the maars as well as the numerous scoria cones, thanks to the excellent exposure conditions.

As part of a research project initiated by the Nature & UNESCO Global Geopark Vulkan-Eifel together with the University of Jena, a remapping of the volcanic field was carried out between 2021 and 2025. Part of the fieldwork was supported by the State Office for Geology and Mining of Rhineland-Palatinate. Through detailed terrain-based investigations – using high-resolution 3D laser scanning models and verification through geomagnetic measurements and exploratory drilling – numerous previously unknown volcanoes were identified.

In the newly created digital map of the Western Eifel, around 321 Quaternary eruption centers were recorded. These include 163 scoria cones, 102 maars, 31 scoria cones with an initial maar

<https://doi.org/10.23689/fidgeo-9881>

Manuskript eingegangen am 08.08.2025

Anschrift des Verfassers:

BASTIAN E.W.W. GRIMM, M. Sc.

Institut für Geographie

Justus-Liebig-Universität Gießen

Senckenbergstraße 1

35390 Gießen

E-Mail: Bastian.Grimm@geogr.uni-giessen.de

<https://orcid.org/0000-0003-3616-8473>

phase, 16 tuff rings, and nine newly defined phreato-strombolian volcanoes. Thus, about half of the Quaternary volcanoes are prominently influenced by phreatomagmatic phases. Two volcanoes of Cretaceous age are located south of the volcanic zone in the Wittlich Basin.

Keywords: Volcano map, West Eifel Volcanic Field, volcanic zone, Quaternary, scoria cones, maars, tuff rings, initial maars, phreatomagmatic eruptions, phreato-strombolian eruptions, number of volcanoes, volcano types, UNESCO Global Geopark

Kurzinhaltverzeichnis

1. Einleitung
 2. Material und Methoden
 - 2.1 Kartierung
 - 2.2 Alter der Vulkane
 - 2.3 Das tertiäre Vulkanfeld der Hocheifel
 3. Vulkantypen
 - 3.1 Maare
 - 3.2 Schlackenkegel und Schlackenkegel mit initialer Maarphase
 - 3.3 Tuffringe
 - 3.4 Phreato-strombolianische Vulkane
 4. Ergebnisse der Kartierung (Beispiele)
 - 4.1 Goldberg bei Ormont
 - 4.2 Goßberg
 - 4.3 Üdersdorf
 - 4.4 Grube Otten (früher Mertens)
 5. Synthese
- Danksagung
Schriftenverzeichnis

1. Einleitung

Das Vulkanfeld der Westeifel ist die wissenschaftliche Basis des Gebietes des Natur- und UNESCO Global Geoparks Vulkaneifel (Abb. 1). Es bietet besondere vulkanische Landschaftsformen wie z.B. die Maarkrater und ihre Maarseen sowie die großen Schlackenkegel. Diese tragen zum Verständnis der Entstehung der Vulkane und damit auch der Landschaft bei. Stillliegende und aktive Steinbrüche und Lavasandgruben nehmen eine besondere Position bezüglich des Einblickes in den Untergrund ein. Die stillgelegten Steinbrüche bieten, wenn sie offenbleiben und nicht verfüllt werden, auch ein Refugium für den Natur- und Artenschutz. Durch ein vielfältiges geotouristisches Angebot können Einheimische und Besucher eine regionale Identität entwickeln. Diese fördert nicht nur den lokalen, sondern auch den globalen Nachhaltigkeitsgedanken.

Eine umfassende vulkanologische Karte der West- und Hocheifel erschien bereits 1994 (BÜCHEL 1994). Die aktuell erstellte neue Karte des Vulkanfeldes implementiert die neuen Kartier- und Forschungsergebnisse und dient in ihrer digitalen Form sowohl der vertieften Definition der Vulkane als auch als digitale kartografische Grundlage für den Besuch der Region. Auch der südliche Bereich der Wittlicher Senke wird erfasst und somit erstmals das gesamte Gebiet des Natur- und UNESCO Global Geoparks Vulkaneifel abgedeckt. Aktive Steinbrüche und Lavasandgruben,



Abb. 1: Der Natur- und UNESCO Global Geopark Vulkaneifel liegt in der Eifel im Westen Deutschlands. Er umfasst fast das gesamte quartäre Vulkanfeld der Westeifel. Die Institution war der Initiator für die Entwicklung einer neuen digitalen Karte der Westeifel.

in denen vulkanische Lockerprodukte (Tephren, Schlackenbrekzien) und Hartgesteine (Schweißschlacken und Basalte) mit z. T. hoher Geschwindigkeit abgebaut werden, wurden mit Blick auf ihre wesentlichen vulkanischen Strukturen digital erfasst und hinsichtlich ihrer vulkanischen Ablagerungen, ihrer Kraterränder, Dykes, Kraterfüllungen, Kraterdiskordanzen und ihrer Eruptionstypen (phreatomagmatische, magmatische eruptive Tätigkeiten) dokumentiert und interpretiert. Um den aktuellen Stand der wissenschaftlichen Erkenntnisse international ausreichend zu würdigen, beteiligten sich MICHAEL ORT und NANCY RIGGS (Arizona State University, Flagstaff, Arizona) während mehrwöchiger Geländeaufenthalte an der Erforschung.

2. Material und Methoden

2.1 Kartierung

Die Motivation zur Entwicklung einer neuen vulkanologischen Karte der Westeifel bestand zum einen darin, eine digitale Karte unter Anwendung der verfügbaren Technik der hochauflösenden 3D Laserscanning-Modelle rund 30 Jahre nach der Herausgabe der vulkanologischen Karte der West- und Hocheifel zu entwickeln. Weiterhin sollte eine Erweiterung nach Süden bis zur Wittlicher Rotliegendsenke erfolgen, um das gesamte Gebiet des Natur- und UNESCO Global Geoparks Vulkaneifel kartografisch abzudecken. Das Gebiet der vulkanischen Westeifel liegt fast vollständig innerhalb des Natur- und Geoparks Vulkaneifel (vgl. Abb. 1).

Zu Projektbeginn wurden vornehmlich die vulkanischen Strukturen, die aufgrund des Abbaufortschritts neu in Erscheinung traten, in den aktiven Steinbrüchen (Lavasandgruben und Basaltsteinbrüche) der Westeifel aufgenommen. Hierfür mussten bei wiederholten Kurzvisiten alle aktiven Aufschlüsse der Westeifel intensiv in Augenschein genommen und die vulkanischen Strukturen kartiert und interpretiert werden. Dabei wurden die Aufschlusswände mit Hilfe von Orthofotos und Laserscans des Landesamtes für Vermessung und Geobasisinformation Rheinland-Pfalz in ihrer Lage digital festgelegt. In einigen Fällen dienten GPS-Messungen zur Erfassung des aktuellen Verlaufs der Steinbruchwände. In besonderen Fällen wurden Passpunkte mit Hilfe von Differenz-GPS-Messungen festgelegt und anschließend mit einer kamerabestückten Drohne beflogen. Hieraus lassen sich präzise dreidimensionale Darstellungen von Steinbruchwänden mit ihren besonderen Strukturen gewinnen. Generell wurden die relevanten vulkanischen Strukturen fotografisch dokumentiert, skizziert und mit textlichen Erläuterungen versehen. Die Geländekartierung außerhalb der Brüche basierte vor allem auf dem bis auf 20 cm hochauflösten 3D Laserscanning-Geländemodell. Dieses diente sowohl als ausgezeichnete Kartengrundlage, insbesondere in bewaldeten Gebieten, als auch als Erkennungsgrundlage von bisher unbekannten vulkanischen Strukturen. Weiterhin erwies sich der Einblick in das Bohrarchiv des Landesamtes für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (LGB) als sehr gewinnbringend. Alle Gebiete, in denen Bohrungen mit erkennbar vulkanischen Materialien bzw. Seesedimenten (Maarseen) auftraten, wurden einer besonderen Untersuchung unterzogen. In Fällen, in denen die morphologische Struktur auffällig war bzw. wo bisher unbekannte Tephren, die keinem bisher bekannten Vulkan zugeordnet werden konnten, gefunden wurden, erfolgten geomagnetische Feldmessungen und z. T. Rammkernsondierungen.

Im Jahre 1982 waren ca. 240 Eruptionszentren im Vulkanfeld der Eifel bekannt (BÜCHEL & MERTES 1982). Die Zahl der Vulkane stieg im Laufe der Zeit nur langsam auf 258 an (LANGE et al. 2019). Erst die Neukartierung im Rahmen der Entwicklung einer neuen digitalen Karte der Vulkanzone der Westeifel ließ die Anzahl der Eruptionszentren in den letzten vier Jahren auf ca. 321 ansteigen. Die Vulkane konzentrieren sich auf zwei Gebiete. Der weitaus größte Teil ist in einem 50 km langen, NW/SE-streichenden Feld lokalisiert, das sich von Ormont bis Bad Bertrich erstreckt. Es beinhaltet ca. 94 % der Eruptionszentren. Das zweite Feld mit 6 % der Eruptionszentren befindet sich innerhalb des Hauptverbreitungsgebietes der deutlich N/S-gestreckten, etwa 400 Vulkane umfassenden, tertiären Hocheifel. In diesem Bereich fanden die aufsteigenden, quartären Magmen ein durch die tertiäre Mantelaufschmelzung und die dadurch verursachte Krustenaufwölbung geritztes Grundgebirge vor, weshalb es zu dieser Exklave von quartären Vulkanen kam. Vor allem die Anzahl der Maare zeigt mit nunmehr einem Drittel der Vulkane der Eifel einen immensen Zuwachs. Eine beträchtliche Anzahl der Schlackenkegel weist zudem eine initiale Maarphase auf, weshalb die Manifestation von phreatomagmatischen Eruptionen in der

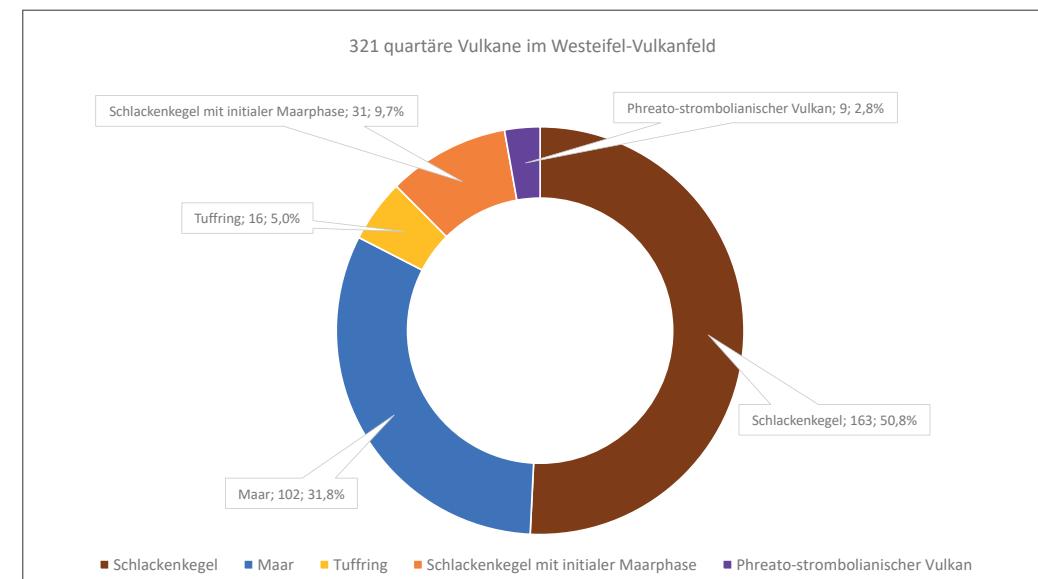


Abb. 2: Die Anzahl der Vulkane der Westeifel basiert nach der Publikation der Karte der West- und Hocheifel (BÜCHEL 1994) vor allem auf den Ergebnissen vieler studentischer Kartierungen der Universitäten Jena, Mainz, Würzburg, Heidelberg, Bonn, Frankfurt und Kiel. Die neue Zahl von 321 (ausgenommen die beiden kreidezeitlichen Vulkane) basiert auf der Neukartierung der letzten vier Jahre vor allem der beiden erstgenannten Autoren. Im Vergleich zur früheren Version (BÜCHEL & MERTES 1982, BÜCHEL 1994) sind die beiden Vulkantypen der Schlackenringe und Diatreme nun den Schlackenkegeln zugeordnet worden. Viele Schlackenkegel (SLK) weisen eine initiale Maarphase auf (SIM). Maare (M) stellen ein Drittel der Vulkane dar und stehen, wenn man die initialen Maare der Schlackenkegel und die ebenfalls phreatomagmatischen entstandenen Tuffringe (TR) hinzurechnet, nur noch geringfügig den Schlackenkegeln nach. Ein weiterer neuer Vulkantyp, der eines phreato-strombolianischen Vulkans (PS), stellt eine Mischung aus phreato-strombolianischen Aktivitäten dar.

Westeifel eine fundamentale Bedeutung hat. Folgende Vulkantypen treten im quartären Vulkanfeld der Westeifel auf: Schlackenkegel (50,8 %), Maare (31,8 %), Schlackenkegel mit initialer Maarphase (SIM) (9,6 %) Tuffringe (5 %) und phreato-strombolianische Vulkane (2,8 %) auf. Die wesentlichen Magmentypen sind die vorherrschende Foiditgruppe (Leucitite, Nephelinit, Melilith-Nephelinit, Olivin-freie Nephelinit) sowie die jüngeren, vornehmlich im Südostteil und in der Hocheifel vorkommenden Olivin-Nephelinit und Basanite. Differenzierte Magmen (Tephrite und Phonolith) treten nur in wenigen Vorkommen im Zentralteil der Westeifel auf (FRECHEN & THIELE 1979; THIELE 1976; MERTES 1983; MERTES & SCHMINCKE 1985).

2.2 Alter der Vulkane

Die vulkanische Aktivität in der Westeifel begann vor etwa 740.000 Jahren, kurz nachdem das linksrheinische Schiefergebirge sich verstärkt zu heben begann (NOVELL et al. 2006). Eine vulkanisch ruhige Phase herrschte zwischen 480.000 und 80.000 Jahren. Die Aktivität nahm während der letzten 80.000 Jahre (FUHRMANN & LIPPOLT 1986; MERTZ et al. 2015), insbesondere in den letzten 60.000 Jahren (BÜCHEL 1993; SCHMIDT et al. 2017), im SE-Teil der Vulkanzone zu, in der Zeit, in der die foiditische Magmaquelle reaktiviert wurde (SCHMINCKE 2007). Viele Vulkane sind im Hochglazial der letzten Eiszeit entstanden. Das Maximum des letzten Hochglazials befindet sich im Zeitraum von 14.700 bis 23.000 Jahren vor heute. Nach pollanalytischen

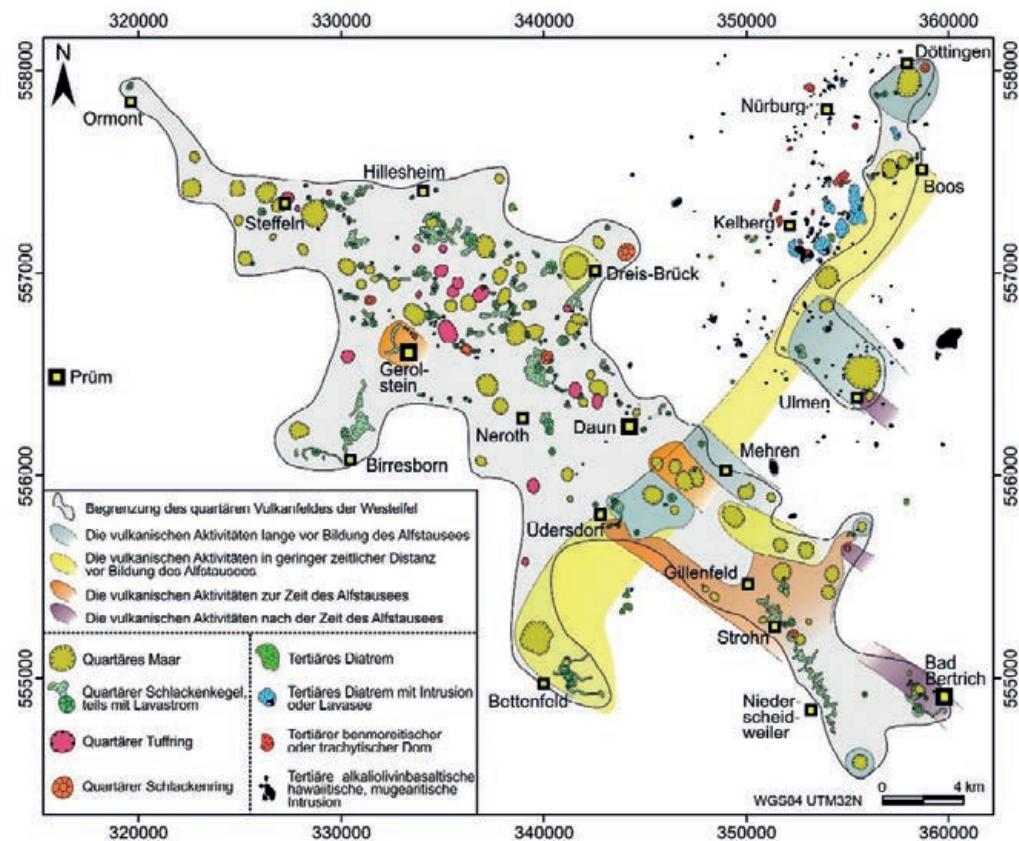


Abb. 3: Die Altersverteilung der jüngsten Vulkane unterteilt in drei Klassen: Graublau: alle älteren Eruptionen, vielfach weit über 100 000 Jahre. Gelb: Die Eruptionen in geringer zeitlicher Distanz vor Bildung des Alftausees, etwa 80.000 bis 35.000. Orange: Die Eruptionen zur Zeit des Alftausees, etwa 33.000 bis 20.000. Lila: Die Eruptionen nach der Zeit des Alftausees, etwa 16.000 bis 11.000 Jahre alte Vulkane (LANGE et al. 2022). Bei Betrachtung der Altersverteilung und der geophysikalischen Daten, welche eine aktuelle Schmelzbildung unter dem Gebiet der Westeifel anzeigen, ist es unwahrscheinlich, dass der Vulkanismus beendet ist (MERTES 1983, EICKHOFF et al. 2025)

Kriterien beginnt dieser Zeitraum bereits vor 25.000 Jahren (SIROCKO 2012). Mit Ausnahme des bei Gerolstein auftretenden Vulkansystems Papenkaul-Hagelskau (Sarresdorfer Lavastrom) im zentralen Bereich des Vulkanfeldes und des nordöstlich hiervon gelegenen Dreiser Weiher liegen alle bekannten jungen und jüngsten Vulkane im Südosten des Vulkanfeldes und in der Exklave Hocheifel.

Eine ganz besondere Rolle kommt den Stausee-Sedimenten des Alftausees zu (PIRRUNG et al. 2007; EICHORN 2016; EICHORN et al. 2017; LANGE 2018; LANGE et al. 2019). Sie bildeten sich durch den Aufstau des Alfbaches in Folge intensiver vulkanischer Aktivitäten des Wartgesberges bei Strohn. Durch eine außergewöhnliche Konstellation mehrerer nacheinander und z. T. gleichzeitig aktiver Schlackenkegel wurde der Alfbach weit aufgestaut und bildete einen See mit einer Größe von 8 km², welcher von etwa 33.000 bis ca. 16.000 Jahren vor heute existierte. Die über die Zeit akkumulierten Seesedimente dienen heute als Klima-, Vulkan- und Umweltarchiv. Das im Vergleich zu den Maarseen weitaus größere Einzugsgebiet von 55 km² führte zu einem weit aus höheren Sedimenteintrag. Durch die Untersuchung der Stauseesedimente konnte eine gan-

ze Reihe von Eruptionsereignissen in den Zeitraum jünger als ca. 25.000 Jahre eingestuft werden. Insgesamt sind somit ca. 12% aller Vulkane der Westeifel im letzten Hochglazial zwischen 25.000 und 15.000 Jahren entstanden. Die beiden Vulkanfelder der West- und Osteifel beinhalten mit dem vor 10.900 Jahren eruptierten Ulmener Maar und dem vor ca. 12.900 Jahren, nach neuesten dendrochronologischen Untersuchungen vor 13.077 ± 9 Jahren entstandenen Laacher See-Vulkan, die jüngsten vulkanischen Ereignisse in Mitteleuropa (BÜCHEL & LORENZ 1982; ZOLITSCHKA et al. 1995; BRAUER et al. 1999, 2000; REINIG et al. 2021). Eine erneute Ausbruchsaktivität scheint wegen Anzeichen aktueller Schmelzbildung möglich (EICKHOFF et al. 2025)

2.3 Das tertiäre Vulkanfeld der Hocheifel

Das Vulkanfeld der Hocheifel weist auf einer Fläche von 40 km (N/S) und 25 km (E/W) ca. 400 Relikte von Vulkane auf (HUCKENHOLZ 1983; MEYER 2013; HUCKENHOLZ & BÜCHEL 1988; BÜCHEL 1990, 1992), die in einer Zeit zwischen 48 Mio. (Eozän) und 23 Mio. Jahren (beginnendes Miozän) entstanden sind (LIPPOLT 1983; MÜLLER-SOHNIES et al. 1989). Diese weite Zeitspanne basiert vorwiegend auf K-Ar-Altern. Wahrscheinlich konzentriert sich die Hauptaktivität nach neueren ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Alterbestimmungen auf einen Zeitraum im Eozän zwischen 44 bis 35 Mio. Jahren (FEKIACOVA et al. 2007). Das bedeutet, dass der überwiegende Teil der Vulkane durch die eozäne geochemische Verwitterung beeinflusst wurde. So ist die starke Abtragung der Vulkane der Hocheifel bis auf ihre tiefen Schlotfüllungen besser zu verstehen. Die größte Vulkandichte befindet sich in der Mitte dieses Bandes bei Kelberg, wo sich der größte Teil der fraktionierten Förderprodukte befindet. Dort treten zahlreiche Diatreme, Caldera-artige Strukturen und Trachytdome in ovaler Fläche von 4 x 6 km² auf (BÜCHEL 1990; BÜCHEL & PIRRUNG 1993). Die Ursache für diese Hebungsstruktur der Hocheifel liegt in einer tertiären Magmakammer begründet (DEKORP 1991). Beweise hierfür liefern die Daten des reflexionsseismischen Profils DEKORP 1-B, das in N/S-Richtung über das Kelberger Hoch verläuft. Vereinzelte tertiäre Vulkanrelikte finden sich über das gesamte Gebiet der Westeifel verteilt

3. Vulkantypen der Westeifel

3.1 Maare

Maare entstehen durch Wechselwirkungen zwischen relativ geringen Volumina aufsteigenden Magmas und Grundwasser in geringer Tiefe. Diese Wechselwirkungen treten auf, wenn das Magma das Wasser in einer begrenzten Umgebung sehr stark erhitzt. Das Magma kühlst dabei sehr schnell ab und zerbricht dabei in viele kleine Fragmente (Quench-Fragmente). Das Wasser wird durch die hohen Temperaturen und Drücke überkritisch. Bei den anschließenden abrupten Abkühlvorgängen entstehenden Schockwellen, die ebenfalls das Magma und zusätzlich das umgebende Gestein fragmentieren. Das Wasser verdampft bei diesen Vorgängen explosionsartig und vergrößert dabei stark sein Volumen. Die Wechselwirkungen werden als phreatomagmatisch oder thermohydraulisch bezeichnet. Die Explosionen laufen nicht kontinuierlich, sondern impulsartig ab und erzeugen so einzelne Ausbrüche in Form von schnell fließenden, turbulenten vulkanischen Strömungen sowie Niederschlägen aus der Vulkanwolke. Die ausgeworfene Tephra, bestehend aus zerkleinertem Gestein des Grundgebirges und abgekühlten Magmafragmenten, lagert sich um den Schlot herum als gut geschichtete Asche-, Lapilli- und Blocklagen ab. Ein Teil wird von Strömungen abgelagert, die mit zunehmender Entfernung an Energie verlieren, so dass die Mächtigkeit der Ablagerungen mit der zunehmenden Distanz zum Schlot abnimmt.

Vulkantypen

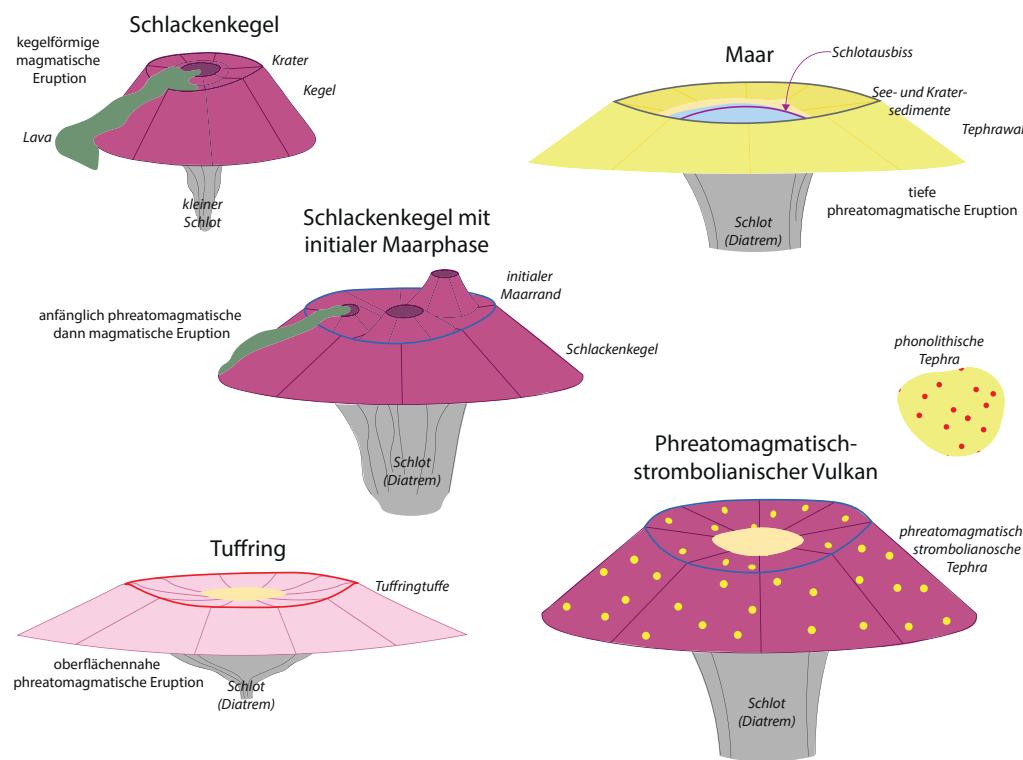


Abb. 4: Die Vulkane der Westeifel werden in fünf Vulkantypen eingeteilt. Neben den bekannten Maaren, Schlackenkegeln und Tuffringen werden die Schlackenkegel mit initialer Maarphase und die neu-definierten phreato-strombolianischen Vulkane besonders hervorgehoben. Beiden Vulkantypen liegen gleichermaßen magmatische und phreatomagmatische Eruptionsprozesse zugrunde.

Ein anderer Teil stammt aus Tephra, die direkt aus der Eruptionswolke fällt. So entsteht ein Ring aus Tephra, der sich vom Schlot aus steil erhebt, einen Krater bildet und dann mit zunehmender radialer Entfernung von seinem kreisförmigen Grat allmählich an Höhe verliert. Die Explosionsenergien erzeugen einen Schlot (Diatrem), der mit zerbrochenem Grundgestein und Lavafragmenten gefüllt ist. Das Schlotmaterial wird sowohl durch Eruptionen nach oben als auch durch Schwerkraft nach unten bewegt, wodurch sich Material aus höheren und tieferen Bereichen des Diatrem vermischt. Der resultierende Krater mit dem Tephra-Ring und dem darunter liegenden, mit zerbrochenem Gestein und Lava gefüllten Schlot, wird als Maar-Diatrem-Vulkan bezeichnet. Eine ausführliche Beschreibung der thermohydraulischen Prozesse und ihrer Auswirkungen sind in den Publikationen von LORENZ (1973, 1986, 2007), LORENZ et al. (1994, 2020) und SUHR et al. (2006) enthalten.

3.2 Schlackenkegel und Schlackenkegel mit initialer Maarphase

Die häufigste Vulkanform der Westeifel und gleichzeitig der Welt besteht aus meist kleinen Schlackenkegeln, die nur sehr geringe Einflüsse von Phreatomagmatismus zeigen. Sie entstehen über magmatischen Fördergängen (Dykes), wenn die eingeschlossenen Gasphasen aus dem

Magma bei abnehmendem Druck entweichen, das Magma in Lavafontänen ausgeworfen wird und sich als blasige Lapilli, Bomben und Agglutinate zu der Form eines Kegels auftürmen. In etwa die Hälfte der großen Schlackenkegel bildete zu Beginn ihrer Eruptionstätigkeit ein Maar (LORENZ & BÜCHEL 1980a). Eine höhere magmatische Produktivität oder geringere Wasserverfügbarkeit führen anschließend zu einer rein magmatischen Tätigkeit. Die sich dabei bildenden Schlacken, Agglutinate, Intrusiva und kleinen Lavaseen füllen den Maarkrater auf bzw. erheben sich nur geringfügig über den Maarkrater. Gegen Ende der Tätigkeit treten Laven über den Rand des initialen Maares und des Schlackenrings und erstrecken sich radial nach außen rund um den flachen Kegel oder bilden längere Lavaströme. Die andere Hälfte der großen Schlackenkegel entwickelte sich rein magmatisch. Maare und Schlackenkegel koexistieren zeitlich und räumlich im zentralen Teil des Vulkanfeldes. In den Randbereichen, dort wo grundwasserarme unterdevonische Gesteine anstehen, überwiegen die Maare aus bisher unerklärten Gründen. .

3.3 Tuffringe

Tuffringe entstehen ebenso wie Maare durch explosive phreatomagmatische Eruptionen. Allerdings spielt hierbei Oberflächenwasser und nicht Grundwasser die entscheidende Rolle, weshalb die Krater sich nur flach ins Grundgebirge einschneiden. Das Oberflächenwasser stammt wahrscheinlich aus aufgestauten Seen innerhalb wasserreicher Täler. Die gut geschichteten Tephrawälle bestehen fast ausschließlich aus schlackigen Lapilli und Bomben und nur wenigen Grundgebirgsfragmenten. Sie werden meistens nach ihrer Ablagerung rasch palagonitisiert, eine Art der Verwitterung, die die Partikel untereinander zementiert, wodurch sie eine hohe Resistenz gegenüber der späteren Abtragung aufweisen (LORENZ 1974).

3.4 Phreato-strombolianische Vulkane

Bei wenigen Vulkanen in der Westeifel wechselt die gesamte Eruptionstätigkeit immer wieder von phreatomagmatisch zu strombolianisch (PS) sowie zu Phasen, die eine Mischung beider Aktivitätsformen darstellen. Diese Vulkane weisen ebenso wie ein Teil der Schlackenkegel ein initiales Maar auf, das jedoch durch eine Wechselfolge phreato-strombolianisch gebildeter Lapilli- und Aschen-Tephren gefüllt ist. Diese Füllungen können sich als flacher Kegel über die ehemalige Landoberfläche erheben.

4. Ergebnisse der Kartierung (Beispiele)

4.1 Goldberg bei Ormont

Der Goldberg bei Ormont wurde bisher als solitärer Schlackenkegel mit leuzititisch-nephelinischer Zusammensetzung kartiert (MERTES 1983; MERTES & SCHMINCKE 1985). Durch den intensiven Schlackenabbau in den letzten Jahrzehnten durch die Firma Backes Bau- und Transport GmbH bietet sich heute ein wesentlich besserer Einblick in die interne Struktur des Vulkans. Nach den neuesten Untersuchungen handelt es sich wahrscheinlich zusammenfassend um zwei eng miteinander verschattete Schlackenkegel und ein Maar im Nordwesten, das die Aktivität einleitete (Abb. 5). Im Westteil des Bruches tritt das Maar durch helle, phreatomagmatisch gebildete Tephren hervor, in denen eine flach nach Nordosten einfallende Kraterranddiskordanz aufgeschlossen ist. Der ca. 10 m mächtige Tephrawall ist im oberen Teil der Abfolge reich an

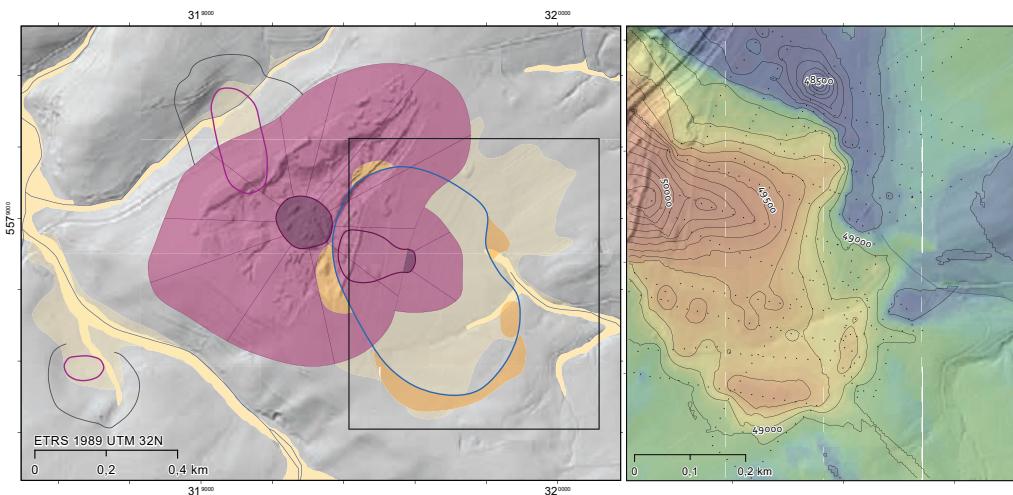


Abb. 5: Der Goldberg bei Ormont besteht aus drei Vulkanen. Der große, vor dem Abbau hoch herausragende, zentrale Schlackenkegel weist einen relativ kleinen, steil eingeschnitten Krater auf, der inmitten einer weit-ausladenden, muldenförmigen, oberen Kraterfüllung eingeschnitten ist. Ein Maar im nordwestlichen Teil des Goldberges ist unmittelbar davor entstanden. Im Südostteil des Goldberg-Komplexes hat sich ein Schlackenkegel in einem großen initialen Maar gebildet. Die leicht NW/SE-gestreckte geomagnetische Anomalie (rechte Seite des Bildes) weist einen maximalen Durchmesser von 700 m auf. Nahe der Aufschlusswand im Westen befindet sich ein Maximum von mehr als 1000 nT. Hier verbirgt sich der mit Schlacken und Agglutinaten gefüllte Förderschlot des Schlackenkegels innerhalb des initialen Maares. Die Maartephren sind innerhalb des westlichen Aufschlussbereichs (vgl. Abb. 7) und in Randbereichen des initialen Maares aufgeschlossen (orange Farbe). Ein kleines Maar liegt leicht abseits des Vulkankomplexes.

devonischen Blöcken und weist eine rötliche Farbe auf. Im unteren Teil nimmt der Anteil der Blöcke zur Basis hin deutlich ab und die Farbe ist gelblich bis hell rötlich. Dazwischen treten blockführende, schlackige Lapilli-Ablagerungen in Erscheinung. Oberhalb der Diskordanz wurden umgelagerte, zunächst rötliche, dann gelbliche, geschichtete Tephren abgelagert, die den Krater weitestgehend verfüllt haben. Etwa 100 m weiter südöstlich der aufgeschlossenen Kraterranddiskordanz grenzen horizontal gelagerte devonische Gesteine gegen eine mit 60° nach Nordosten einfallende Kraterrandstörung, auf der konkordant schwarze schlackige Lapilli und Bomben des zentralen Schlackenkegels angelagert wurden. Im inneren Bereich des zentralen Schlackenkegels ist der Anschnitt eines kleinen Förderschlotes mit ca. 10 m Durchmesser zu beobachten (Abb. 6). Es handelt sich dabei um einen mit unsortierten schlackigen Lapilli und fladenförmigen Schlackenbomben, selten auch mit gefritteten, devonischen Blöcken gefüllten Schlot, aus dem Schlacken gefördert wurden. Dieses Eruptionszentrum ist als später Förderbereich innerhalb des großen Schlackenkegels anzusehen.

Im südöstlichen Teil des Steinbruches endet die Steilwand, in der dieser Hauptschlackenkegel derzeit aufgeschlossen ist. Gegenüber zeichnet eine nach Südosten einfallende Kraterranddiskordanz den westlichen Rand des Kraters nach (Abb. 7). Der südöstlich gelegene, etwas ältere Schlackenkegel des Goldbergs ist deutlich größer als der Schlackenkegel im zentralen Bereich des Steinbruches. Er tritt nur mit seinem Nordwestteil in der Schlackengrube auf. Der größte Teil liegt außerhalb der Schlackengrube im Bereich der sich südöstlich anschließenden, flachen topografischen Depression. Die initialen phreatomagmatisch gebildeten Tephren sind im Südteil des Steinbruches aufgeschlossen (Abb. 7). Sie liegen auf den devonischen Gesteinen



Abb. 6: Förderschlot im zentralen Bereich des großen Schlackenkegels. Die Wände des Schlosses fallen vertikal ein. Die Schlossfüllung besteht aus schlackigen Lapilli und Schlackenbomben mit z.T. rot gefritteten, devonischen Fragmenten. Zu den Seiten fallen die Schlacken moderat nach innen und bilden den weit ausladenden Schlackenkrater. Im rechten Bildvordergrund ist ein flach einfallendes Agglutinat zu sehen (Foto: MERTES 1982).

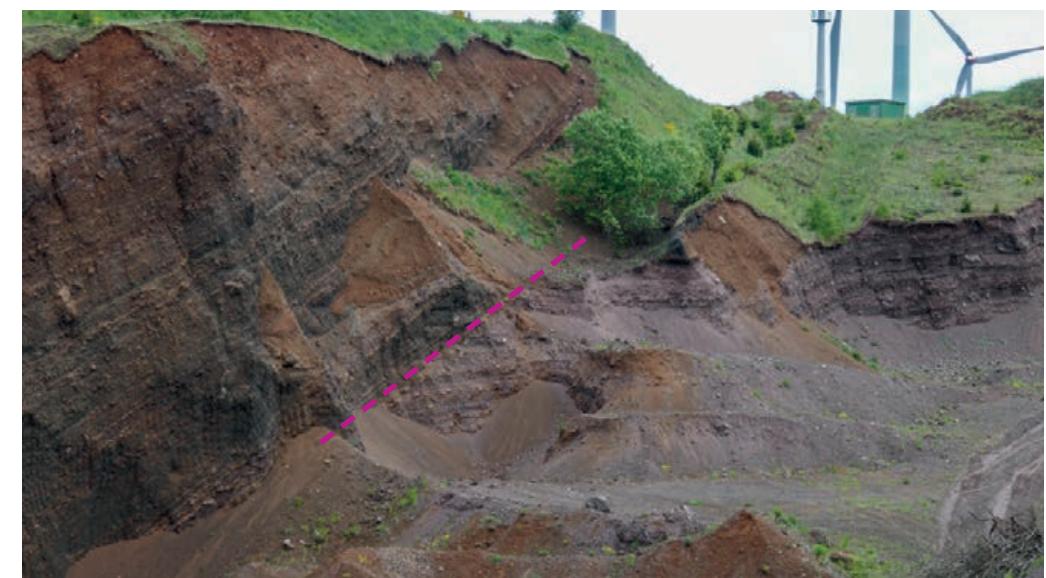


Abb. 7: Südliche Abbauwand: Nach Osten einfallende schlackige Kraterfüllung des südöstlichen Schlackenkegels. Mit der Kraterranddiskordanz (rotviolett) werden die initialen Maartephren des Tephrawalls in Richtung des Kraterzentrums abgeschnitten (Foto: BÜCHEL 2023).

und zeigen intensive Einbruchstrukturen, ausgezeichnet durch zahlreiche steilwinkelige und teils listrische Abschiebungen im Randbereich des Kraters. Den initialen phreatomagmatisch gebildeten Tephren liegen die Schlacken der Kraterfüllung des südöstlichen Schlackenkegels diskordant auf. Die Schlacken zeichnen eine nach Osten geöffnete Schüsselstruktur des Kraters nach. Hier befindet sich innerhalb der flachen, topografischen Depression eine ausgeprägte geomagnetische Anomalie mit einem Durchmesser von gut 700 m. Diese Depression mit der hohen magnetischen Anomalie ist als initiales Maar zu interpretieren, das die Maartephra und die anschließenden Schlacken gefördert hat (s. Abb. 5). Es kam folglich zu einer Änderung des Eruptionsstils hin zu magmatischen Eruptionen. Die dadurch geförderten Schlacken verfüllten den großen Krater.

In der strombolianischen Schlackenabfolge des Kraters treten zahlreiche devonische Blöcke auf. Nach M. ORT (pers. Mitt.) könnte es sich um kratersäubernde Aktivitäten handeln, bei denen in den vorher gebildeten steilen Wänden des initialen Maares die lockeren Blöcke der Kraterwände in die strombolianischen Eruptionen mit einbezogen wurden. Der nördliche Kraterrand dieses großen Schlackenkegels zeigt ebenfalls beeindruckende, dehnende Kraterrandstrukturen. Die mächtigen initialen Maartephren des Südrandes fehlen dort fast völlig. Hier treten nur geringmächtige Lagen phreatomagmatischer Tephren, direkt auf dem Paläoboden auf. An Stelle der phreatomagmatischen Tephren schalten sich hier schlackige Lapilli- und Aschenlagen ein.

4.2 Goßberg bei Walsdorf

Die flache kegelförmige Erhebung des Goßberges bei Walsdorf stellt aufgrund der ausgeglichenen, flachen Topografie einen der älteren Schlackenkegel der Westeifel dar (Abb. 8). Der Berg ist inzwischen von der Firma Lava Stolz GmbH innerhalb der Abbaugrenzen tief abgetragen worden. Hierdurch ergibt sich ein Einblick in die Internstruktur des großen Schlackenkegels. Petrologisch ordnet sich die Zusammensetzung des magmatischen Materials in die Gruppe der Leuzitite und Nephelinite ein (MERTES & SCHMINCKE 1985).



Abb. 8: Die etwa horizontal gelagerten Schlacken innerhalb des Westrandes der Lavasandgrube des Goßberges sind in einem initialen Maar abgelagert worden und konnten somit keinen Kegel bilden (Foto: BÜCHEL).

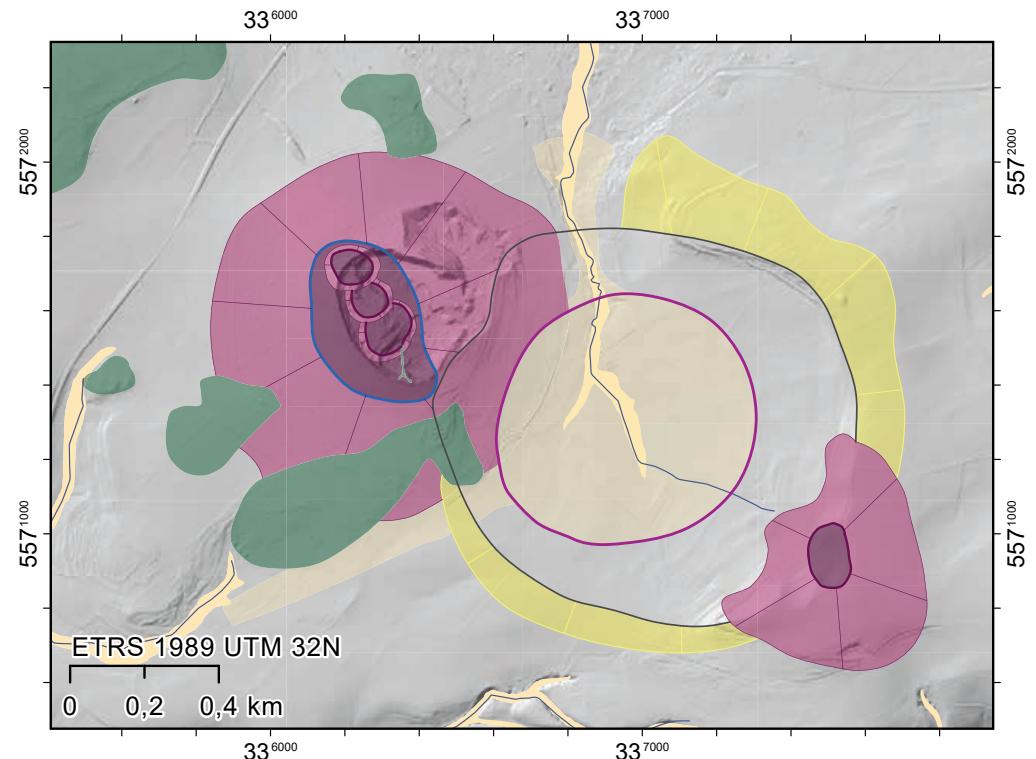


Abb. 9: Geländemodell des Goßberges und des Walsdorfer Maares bei Walsdorf. Der Goßberg besteht aus einem großen Schlackenkrater mit vier etwa NW/SE-angeordneten Eruptionszentren im großen Krater. Er förderte mehrere Laven. Das etwa 1200 m im Durchmesser große, jüngere Walsdorfer Maar liegt unmittelbar südöstlich des Goßberges. An seinem Südostrand weist es ein Eruptionszentrum auf, welches am Ende der phreatomagmatischen Tätigkeit schwarze Lapillischlacken im Bereich des Erbenschell förderte.

Unmittelbar an den Goßberg schließt sich in SE-Richtung das 1,2 km große Walsdorfer Maar an, dessen östlicher Tephrawall in Resten noch erhalten ist (Abb. 9). Am SE-Rand des Walsdorfer Maares kam es zum Ende der Eruptionstätigkeit zur Förderung von schwarzen, schlackigen Lapilli aus mehreren kleinen Schlackenkratern. Die schwarzen Schlacken lagerten sich auf dem Tephrawall in der Gemarkung „Auf Erbenschell“ ab.

Durch die intensiven Abbautätigkeiten erschließt sich der Krater des initialen Maares in einer sonst nirgendwo in der Eifel vorhandenen dreidimensionalen Struktur. Innerhalb des Maarkraters bildeten sich drei mittelgroße, ineinandergrifffende Schlackenkegel, die von SE nach NW jünger werden. Sie sind von der umfassenden Kraterranddiskordanz eingeschlossen. Unterhalb der Kraterranddiskordanz sind derzeit ca. 8 m mächtige initiale Maartephren aufgeschlossen (Abb. 10). Sie zeigen kleine Abschiebungen und werden nach Nordwesten von der Kraterranddiskordanz abgeschnitten. Auf der Kraterranddiskordanz lagerten sich die Schlacken des südlichsten der drei Schlackenkegel ab. Eine nach Süden einfallende, kleine Kraterranddiskordanz trennt den südlichen Schlackenkegel vom Mittleren. Unterhalb der Diskordanz sind Lagen mit steileinfallenden, graugrünen Schlacken aufgeschlossen, in denen sich aus fast zu 100 % Kugellapilli bestehende Lagen gebildet haben. Deren steile Lagerung gewinnt durch die leichte Verschweißung an Stabilität. Das mittlere Eruptionszentrum ist durch einen schüsselförmigen Verlauf der grünen und rötlichen Schlackenschichten charakterisiert.



Abb. 10: Am ostsüdöstlichen Kraterrand des initialen Maares (vgl. Abb. 8) des Schlackenkegels Goßberg sind neuerdings die initialen Maartephren aufgeschlossen. Sie bestehen aus nebengesteinsreichen, blockführenden, lockeren Tephren im unteren und aus graubrauen, massigen Lapilliaschentephren und einer schwarzen Schlackenlage im oberen Bereich. Im rechten Bereich tritt die Kraterranddiskordanz auf, die zum Krater hin einfallende Schlacken zeigt.



Abb. 11: Nördliches Eruptionszentrum des Goßberges in nördlicher Bickrichtung. Die Kraterranddiskordanzen zeigen eine Erweiterung des Kraters zum oberen Rand des Bruches hin an. Die Intrusiva füllen den unteren Bereich des Schlackenkraters aus und sind mehrfach entlang der Kraterranddiskordanzen nach oben intrudiert.

Dann folgt Richtung Norden das nördliche Eruptionszentrum. Es ist das jüngste der drei großen Schlackenkrater innerhalb des initialen Maares. Es ist durch zum Kraterzentrum geneigte rote Schlackenbrekzien, durch zahlreiche Dykes und eine mächtige Außenwallabfolge charakterisiert. Abb. 11 gibt einen Überblick über das nördliche Eruptionszentrum. Wie ein Blumenstrauß verlaufen die einzelnen Diskordanzen aus dem zentralen Bereich nach außen, vielfach gepaart mit Intrusiva. Im unteren Bereich des Schlackenkegels kommt es im Anschnitt zu einer komplett-



Abb. 12: Südliches kleines Eruptionszentrum in der Schlackengrube des Goßberges bei Walsdorf. Gegen Ende der Eruptionsaktivität drang ein Gang in die Schlacken ein und erweiterte sich am oberen Ende zu einem kleinen Schlackenkegel. Der Gang förderte auch kleine nach außen auskeilende Agglutinatlagen. Damit war nach den derzeitigen Aufschlussverhältnissen die vulkanische Aktivität des Goßberges beendet.

ten Füllung des Kraters mit intrusiven Foiditen. Im südwestlichen Außenwall treten eine Vielzahl von Intrusiva auf, die sich etwa horizontal, sillähnlich in den Schlacken eingenistet haben. Hier befindet sich bereits die Übergangszone zum mittleren Eruptionszentrum.

Der Abschluss der eruptiven Tätigkeit des Goßberges geschah durch die Bildung eines kleinen Schlackenkegels am oberen Ende eines intrusiven Ganges am Südrand des Aufschlusses (Abb. 12). Der Gang erweiterte sich durch die Schlackenbildung aufgrund der frei werdenden Gasphasen. Er spaltete sich V-förmig auf, intrudierte auf beiden Seiten der sich bildenden Kraterranddiskordanz und förderte aus diesen beiden Gangästen Schlacken und Bomben, die einen kleinen Außenwall vor allem am südöstlichen Rand aufschütteten. Auch rasch auskeilende Agglutinatlagen sind Teil des Außenwalls.

4.3 Üdersdorf

Die Loehley ist das erste entdeckte Maar, das einen erstarren Lavasee aufweist. Sie liegt oberhalb der Lieser bei Weiersbach, südlich von Daun. Laven füllten den Krater des Maares komplett mit Melilith-Foiditen (MERTES & SCHMINCKE 1983) und ergossen sich nach der Verfüllung über den Rand des Maares nach Süden und Südwesten in das kleine Seitental der Lieser, in dem heute die Ortschaft Üdersdorf liegt. Dieses Seitental war damals fast ebenerdig an das Liesertal angebunden. Die Lieser floss ca. 50 m oberhalb des heutigen Talniveaus. Diese lang andauernden Prozesse der Tiefenerosion korrelieren recht gut mit dem Alterswert von 510 Ka für den Loehley-Vulkan (SCHNEPP & HRADETZKY 1994). Die Basaltgrube wird von der Firma Ernst Scherer

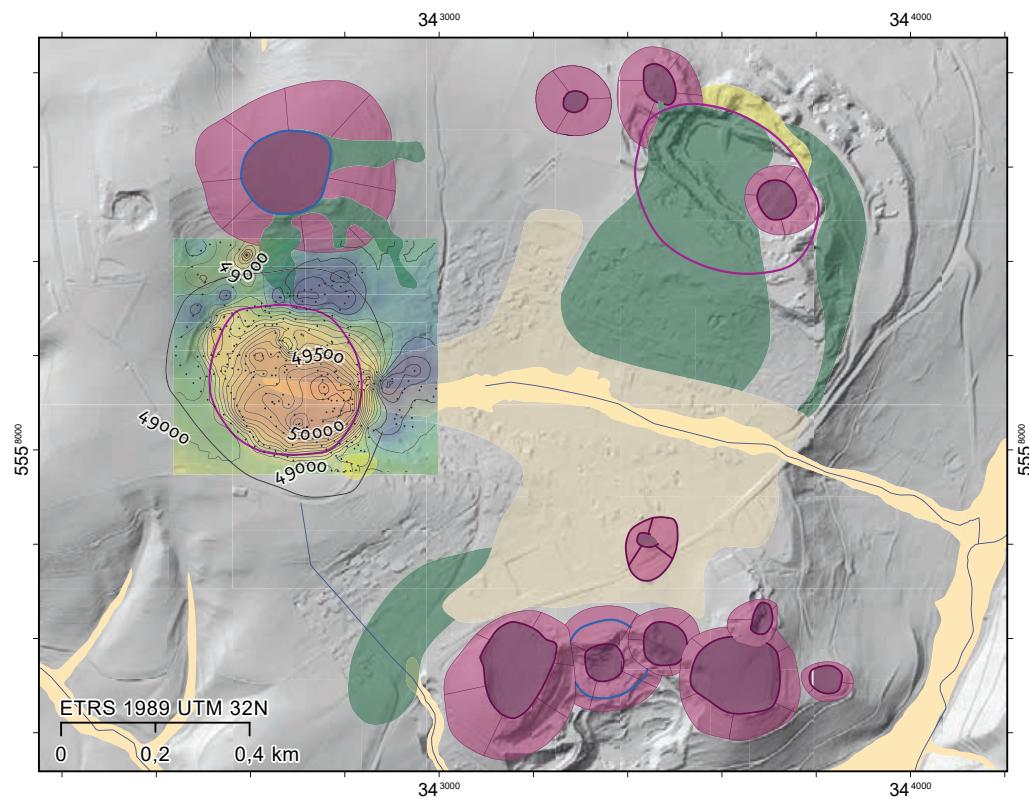


Abb. 13: Die Loehley, das Maar mit einem erstarnten Lavasee, liegt auf einem Plateau ca. 50 m über dem Talniveau der Lieser. Aus den beiden Schlackenkegeln im nördlichen und südöstlichen Randbereich wurde das Maar mit Laven gefüllt. Die südliche Lava hat sich über den südwestlichen Kraterrand des Maares nach Süden in das kleine Tälchen ergossen, in dem die Ortschaft Üdersdorf liegt. Im Bereich des westlichen Ursprungs des kleinen Seitentales am Abhang des Schlackenkegels Aarley befindet sich eine kesselförmige Erweiterung, die auf ein altes Maar zurückzuführen ist. Die geomagnetische Vermessung des Kesseltals am Westrand von Üdersdorf ergab eine hohe positive Anomalie, die von einem ausgeprägten Randminimum am Nord- und Ostrand begleitet wird. An der Stelle, wo dieses Randminimum unterbrochen ist, wird vermutet, dass ein Lavastrom des Schlackenkegels Aarley das Maar mit Lava gefüllt hat. Das bedeutet, dass der Schlackenkegel jünger als das Maar ist. Die südlichen, überwiegend E/W-angeordneten Schlackenkegel sind deutlich jünger. Ihre Ablagerungen reichen bis einige Meter über das Talbodenniveau der Lieser. Die Liley im Nordwesten bildete sich unmittelbar nach dem Loehley-Maar (Abb. 15). Sie bildete ihren südlichen Kraterwall im Kraterrinnenrand. Die zugehörigen rotvioletten, grauen und braunen Schlacken sind heute hervorragend im nordwestlichen Innenrand des Maares aufgeschlossen. Die Füllung des Maarkraters erfolgte lateral intrusiv von der Liley aus durch den Schlackenwall in den Maarkrater hinein.

Baustoffe GmbH & Co. KG betrieben. Der Abbau bewegt sich derzeit in Richtung Üdersdorf. Am Nordwest- und Südostrand des Basaltbruches befindet sich je ein Schlackenkegel (Abb. 14).

Im Bereich des südöstlichen Maar-Randes befindet sich der zweite Schlackenkegel. Er war vermutlich zur gleichen Zeit aktiv wie der Liley-Schlackenkegel. Er hat an seiner Westseite Lava in den Maarkrater gefördert. Seine schwarzen, zum Krater hin einfallenden Schlacken und seine proximale Kraterfazies befinden sich innerhalb des südöstlichen Maarkraters (Abb. 15)

Der Beweis der Existenz eines Maares, in dessen Krater sich Laven anhäuften, wird durch die Aufschlüsse in der nordnordöstlich vor einigen Jahren neu angelegten Zufahrt zur Grube er-



Abb. 14: Blick vom Rand des Maares in den Maarkrater, der gefüllt ist mit einem Lavasee. Am nördlichen Rand befindet sich im Bereich der kuppenförmigen Anhöhe der Schlackenkegel der Liley. Seine dunkelgraubraunen Schlacken sind links der Kuppe (in der Bildmitte) gut zu erkennen (Foto: BÜCHEL 2023).



Abb. 15: Blick vom nordwestlichen Rand des Maares in den südöstlichen Teil des Kraters. Im linken Bildrand kommt der Innenrand des Maares, hinter dem der Tephrawall des Maares beginnt, innerhalb der Einfahrt zum Vorschein (Foto: BÜCHEL 2024)

bracht. Hier werden Maartephren eines leicht nach außen fallenden Walls von einer zum Krater hin einfallenden Diskordanz abgeschnitten, auf der sich umgelagerte Maartephren abgelagert haben (Abb. 16). Die Tephren des Walls bestehen aus sich abwechselnden Lagen von grauen Lapilli-aschentephren und blockreichen Lagen mit gelber Aschenmatrix und gelben Aschentephren. Sie bestehen fast ausschließlich aus devonischen Aschen, Lapilli und Blöcken und enthalten äußerst wenige dichte, juvenile Lapilli. Einige Gerölle sind in den Tephren enthalten, die wahrscheinlich aus Schotterfluren des Liesertales stammen. Auf die nach innen einfallenden umgelagerten Maartephren folgen zunächst spärlich geschichtete, braun verwitterte, schlackige Lapilli mit einigen wenigen Fladenbomben. Diese Abfolge wird kraterwärts diskordant steil abgeschnitten und es lagern sich ungeschichtete schwarze Schlackenbreccien und schlackige Lapillitephren auf die Diskordanz. Nach wenigen Metern folgt an einer etwa vertikalen Kontaktfläche Foidit des ehemaligen Lavasee.



Abb. 16: Kraterranddiskordanz zwischen dem Tephrawall und den nach innen einfallenden Maar-Tephren (Foto: BÜCHEL 2023).

Der Nordrand des Maares der Loehley ist nicht aufgeschlossen. Stattdessen befinden sich voluminöse Schlackenpakete des äußeren westlichen Schlackenwalls der Liley innerhalb des Maarkraters. Diese verdecken den nördlichen Rand. Dies bedeutet ebenfalls, dass sich das Loehley-Maar vor der Entstehung des Schlackenkegels bildete. Damit konnte der Schlackenkegel, der genau auf dem Nordrand des Maares entstand, seine Schlacken zu einem großen Teil innerhalb des nördlichen Maarkraters ablagern. Nach der Ablagerung der Schlacken erfolgte die Förderung von umfangreichen Magmen, die an der tiefsten Flanke in den Maarkrater intrusiv durch den Schlackenwall in den Maarkrater drangen und diesen großen Krater verfüllten. Vermutlich fand dieses Ereignis unmittelbar nach der Maarbildung statt, denn die Schlacken lagern konkordant auf den steileinfallenden umgelagerten Maartephren. In der steilen Wand im Nordrand des Maares ist der nördliche Kontakt zwischen intrusiven Foiditen und Schlacken aufgeschlossen (Abb. 14). Er streicht ca. 150°. Im unteren Bereich der Intrusion kam es aufgrund der mächtigen Lava-Masse zu lateralen Intrusionen in die vorher abgelagerten Schlacken. Die Förderung dauerte solange an, bis sich Laven nach Füllung des Maarkraters über den tiefer gelegenen Maarrand in südliche und südwestliche Richtung ergossen und das Tal bei Üdersdorf mit Lava füllten (Abb. 13). Welche der Laven der beiden Schlackenkegel an dem Überlauf in Richtung Üdersdorf beteiligt waren, kann nicht unterschieden werden.

Im Bereich des westlichen Ursprungs des kleinen Seitentales, in dem Üdersdorf liegt, befindet sich am südlichen Abhang des Schlackenkegels der Aarley eine kesselförmige Erweiterung, die auf ein altes Maar zurückzuführen ist (Abb. 13). Die deutlich ausgeprägte, positive geomagnetische Anomalie deckt sich mit der morphologischen Form des Kesseltals. Nördlich, westlich und östlich sind magnetische Randminima ausgeprägt. Die hohe zentrale Totalfeldanomalie ist

auf einen Lavasee zurückzuführen. Eine Bohrung im östlichen Randbereich im Zuge der Waserserschließung von Üdersdorf aus dem Jahre 1977 traf im Liegenden von Tephren und tonigen Ablagerungen ab 32 m bis zur Endteufe von 44,70 m Basalt an. Die leichte Verbindung der positiven Anomalie am Nordrand, die die negative Randanomalie unterbricht, stellt vermutlich den Bereich dar, in dem eine Lava der Aarley in das Maar mündete. Damit gibt es zwei Maare in Üdersdorf, die mit einem externen Lavasee gefüllt sind. Im gesamten Gebiet der Westeifel existieren drei weitere Maare mit Lavaseen, die sich im Gegensatz zu Üdersdorf jedoch mit Laven aus dem Maar selbst gefüllt haben. Diese sind der Lavasee nördlich Birresborn, die Graulei bei Hillesheim und das Gerolsteiner Maar. Die südlich Üdersdorf überwiegend E/W-angeordneten Schlackenkegel sind deutlich jünger. Ihre Ablagerungen reichen bis einige Meter über das Talbodeniveau der Lieser.

4.4 Kleines Dauner Maar

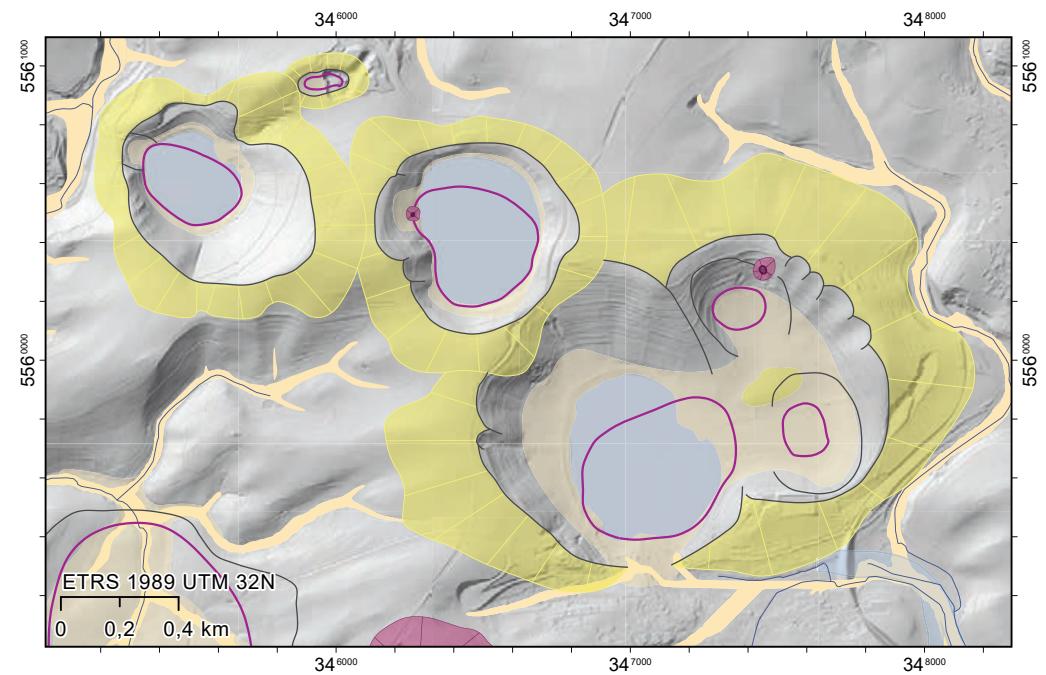


Abb. 17: Das neu entdeckte Maar in der Lavasandgrube der Firma Otten liegt 450 m nordöstlich des Seeufers des Gemündener Maares (406,6 m ü. NN) und ebenfalls 450 m nordwestlich des Seeufers des Weinfelder Maares (483,5 m ü. NN). Es ist das älteste der vier bisher bekannten Dauner Maare. Nach seiner Bildung erfolgten die Eruptionen der Schalkenmehrener Maares, gefolgt von der Bildung des Weinfelder Maares und schließlich der des Gemündener Maares.

Das kleine Maar in der Grube Otten wurde bei Feldarbeiten im Rahmen eines gemeinsamen Geländeaufenthalts von den beiden erstgenannten Autoren und MICHAEL ORT (Arizona State University) entdeckt. Der Anschnitt des 75 m im Durchmesser (NNW/SSE) großen Kraters in der Grube Otten (früher Mertens) an der Straße Gemünden/Weinfelder Maar wurde früher als Channel interpretiert (RAHM 1958, FRECHEN 1976, BÜCHEL & KRAWCZYK 1986; Abb. 18). Mehrere Beobachtungen führten schließlich zur Entdeckung des Maares: Die starke Zunahme der Mäch-



Abb. 18: Der Krater des kleinen Maares in der Grube Otten ist z. Zt. in einer NNW/SSE-verlaufenden Grubenwand aufgeschlossen. Zu sehen ist rechts im Bild der steil einfallende nördliche Kraterinnenhang, in dem devonische Gesteine aufgeschlossen sind. Ein großer Block hat sich aus diesem Verband gelöst und ist geringfügig in den Krater hineingerutscht. Weiterhin ist die Kraterranddiskordanz des südlichen Kraterwalls zu sehen (Foto: BÜCHEL 2023).



Abb. 19: Die initialen Tephren des Maares in der Grube Otten liegen unmittelbar dem pleistozänen Paläoboden auf (etwa 0,5 m unterhalb des aufgeschlossenen Bereichs). Im mittleren Teil der Abfolge führt eine Häufung von Blöcken aus devonischen Gesteinen in der Nähe der Kraterranddiskordanz zu einer Mächtigkeitszunahme der blockreichen Lage. Die Mächtigkeit wird durch die folgenden Tephrenlagen wieder ausgeglichen, eine Folge der Ablagerung durch horizontalen Transport (Foto: BÜCHEL 2023).

tigkeit einer aufgeschlossenen Aschenlage zum südlichen „Channelrand“ passte nicht in das Entstehungsmodell eines Channels, da die Tephren am Rand eines solchen normalerweise an Mächtigkeit abnehmen (Abb. 19). Weiterhin wurden durch den Abbau der Tephren im nördlichen Bereich der Grube steile, ca. 10 m hohe, devonischen Felswände aufgeschlossen, die vom Talschluss des kleinen Tales, das zum Gemündener Maar entwässert, aufgrund ihrer Steilheit und Höhe nicht zum natürlichen Talgefälle passten. Hinzu kamen die Schilderungen des Grubenbesitzers, Herrn JÖRG OTTEN (Mehren), der im Bereich der Grubenbasis in den Jahren 2021 und Anfang 2022 Lavasand zutage förderte, der bis zu 10 m unter der flach nach Süden geneigten Paläoberfläche lag. Somit kamen die Autoren zur Ansicht, dass es sich um ein kleines Maar handeln müsse, dass nicht weit abseits der beiden Maare von Gemünden und Weinfeld lag.

Das kleine Dauner Maar liegt 450 m nordöstlich des Seerandes des Gemündener Maars im Bereich des Talschlusses eines ENE/WSW-streichenden kleinen Tales. Dieses Tal mündet heute westlich der Badeanstalt in das Gemündener Maar und hat dort ein kleines Delta ausgebildet. Heute überbrückt es einen Höhenunterschied von 83,4 m (490 m bis 406,6 m ü. NN, letzter genannte Höhe entspricht dem Seespiegel des Gemündener Maares). Im oberen Teil ist es mit Tephra verfüllt, im unteren Teil schnitt es sich V-förmig in die devonischen Gesteine ein (s. Abb. 19). Dieser Einschnitt erfolgte posteruptiv, nachdem das nordwestliche Verbindungssegment zum Liesertal nördlich des Gemündener Maares durch die Eruptionen unterbunden wurde. Auch dieses Talsegment ist mit Tephra verfüllt. Die Dauner Maare schnitten sich in die Hochflächen zwischen den etwa N/S-orientierten Vorflutern der Lieser im Westen und des Alfbaches im Osten während des Hochglazials der letzten Eiszeit ein (LANGE et al. 2022). Vorläufige (U-Th/He) Datierungen an Zirkonen von pyrometamorph überprägten, kristallinen Xenolithen bestätigen das junge Alter (STURM et al. 2019). Die Dauner Maare erreichen mit ihrer Umgebung Höhen zwischen 500 m und 560 m ü. NN. Damit liegt das Gebiet fast 200 m über dem Tal der Lieser und 150 m über dem Tal des Alfbaches. Die verfalteten, unterdevonischen, schwach metamorphen Gesteine (RÖDER 1957) weisen hydrogeologisch gesehen eine geringe Durchlässigkeit auf (WEILER 2002). Dafür sprechen auch die auf kurzer Distanz unterschiedlich hohen Seespiegel der Dauner Maare, die für keine nennenswerte unterirdische hydraulische Konnektivität sprechen. Die Entstehung der Maare durch den explosiven Kontakt von aufsteigendem Magma mit Grundwasser, sogenannten phreatomagmatischen Eruptionen, ist heute allgemein anerkannt (LORENZ 1973). Umso erstaunlicher ist, dass trotz des stark limitierten Grundwasserdargebots dieses Maargebietes, selbiges zusammen mit den beiden wesentlich älteren Maaren am Hohen List und westlich des Hohen Lists, die auf engstem Raum höchste Dichte an Maaren im Vulkanfeld der Westeifel aufweist.

Die Dauner Maare ordnen sich einem NW/SE-streichenden, vulkanischen System zu. Das Pützborner Tal im Westen der Maargruppe zeigt ebenfalls eine strenge NW/SE-Ausrichtung. In ihm treten zahlreiche Säuerlinge auf, aus denen z. T. Kohlensäure gefördert wird (s. Kohlensäure Industrie der Eifel). Verfolgt man die Talrichtung nach SE, trifft man auf das NW/SE-ausgerichtete Mürmes-Maar südöstlich der Maargruppe. Die Dauner Maare bilden scheinbar zwei E/W-orientierte Gruppen. Nimmt man jedoch die Resultate der geomagnetischen Messungen von den zugefrorenen Eisflächen der Maare aus dem Januar 1979 hinzu, dann liegen die engbegrenzten maximalen geomagnetischen Anomalien auf einer NW/SE-orientierten Linie mit einer Streichrichtung von 113° (BÜCHEL 1984; BÜCHEL & KRAWCZYK 1986). Diese z. T. hohen Anomalien weisen zusätzlich darauf hin, dass neben den phreatomagmatischen Eruptionen auch Schlackenerruptionen eine große Bedeutung bei der Bildung der Dauner Maare zukommt. So finden sich in zahlreichen Tephra-Aufschlüssen der Dauner Maare eingeschaltete Schlackenlagen (BÜCHEL & KRAWCZYK 1986). Auch die beiden Schlackenvorkommen im nördlichen Innenhang des östlichen Schalkenmehrener Maares und im westlichen Innenhang des Weinfelder Maares bestätigen die syneruptive Beteiligung von magmatischen Eruptionen (Abb. 19). Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die Bildung der Dauner Maare in einem grundwasserarmen Gebiet vonstattenging. Die Eruptionen können einem NW/SE-orientierten System zugeordnet werden, dem vermutlich eine gleich orientierte, hydraulisch aktive Kluft- oder Verwerfungszone im Untergrund zugeordnet werden kann.

Das Kleine Dauner Maar schnitt nur geringfügig in den devonischen Untergrund ein (Abb. 20). Ein Teil der jüngeren Tephrenabfolge kam nicht nur im Bereich des Tephrawalls, sondern ebenfalls im Krater des Maares zur Ablagerung. Damit wurde der Krater von Anbeginn zum großen



Abb. 20: Südlicher Kraterinnenhang des Kleinen Dauner Maares. Schwarze Tephren lagerten sich infolge von Umlagerungsprozessen an die steile, zum Teil überhängende untere Kraterwand an (s. eingezeichnete Schichung) und umschließen einen devonischen Block, der dabei thermisch überprägt wurde (Pfeile). Die devonischen Gesteine des oberen Teils der Kraterwand sind zerbrochen (Aufnahme, Foto: JÖRG OTTEN, 17.10.2019).

Teil syneruptiv verfüllt. Im Hangenden der syneruptiven Verfüllung trugen posteruptive Solifluktionsdecken zu der weiteren Verfüllung des Maarkraters bei. Begünstigt wurden diese Umlagerungsprozesse dadurch, dass das Kleine Dauner Maar während des Hochglazials der letzten Eiszeit entstanden ist. Abschließend kam es zur kompletten Verfüllung durch Feinmaterialien infolge der Auswaschung der vorher abgelagerten Tephren und Verwitterungsprodukte.

Der südliche Kraterrand zeigt den Übergang des Tephrawalls in den Krater in hervorragender Weise. Die Kraterranddiskordanz fällt mit flachem Einfallswinkel in den Krater ein (Abb. 19). Die unteren Tephrenlagen sind diskordant abgeschnitten, während sich die oberen Tephren sowohl im Bereich des Tephrawalls auch im Kraterbereich ablagerten. Anhand der dunklen Farben ist zu sehen, dass der Anteil der juvenilen Materialien im Gegensatz zu fast allen anderen Maaren in der Westeifel außerordentlich hoch ist. Neben den juvenilen Aschen, Lapilli und Bomben, die häufig als Blumenkohlbomben ausgebildet sind (NAKAMURA & KRÄMER 1970), finden sich zahlreiche kristalline Krustenxenolithe und mafische Kumulate.

Eine Besonderheit stellt die prominente Aschentephraschicht im mittleren Bereich der Abfolge dar. Auffällig ist die drastische Mächtigkeitszunahme in Richtung Kraterranddiskordanz. Aus historischen Aufzeichnungen ist abzulesen, dass diese Schicht im Bereich des früher aufgeschlossenen Ostrandes um ein Vielfaches mächtiger war. Es handelt sich deshalb hierbei um aus einem separaten Tuffschorf geförderte Aschen, dessen Zentrum im Bereich des Ostrandes lag. Der in den Untergrund eingeschnittene Krater zeigt steile bis überhängende Kraterinnenwände, in denen die devonischen Gesteine aufgeschlossen sind. Häufig treten spärlich geschichtete Tephren auf, die in den Nischen der Kraterinnenwände zur Ablagerung gelangten. Im oberen Bereich der Kraterinnenhänge sind die devonischen Gesteine häufig entfestigt.

5. Synthese

In den Abb. 21 und 22 sind Ausschnitte aus der digitalen Karte der Vulkaneifel dargestellt. Daraus erkennt man die Absicht der Autoren, das Vulkanfeld der Westeifel für Touristen „lesbar“ zu machen. Dies geschieht insbesondere durch die Überzeichnung der Vulkane und die Vulkantypen. Die Maare zeigen sich in der Mittelgebirgs-Landschaft als weitausladende, runde topografische Depressionen. Im Innern der Depressionen wurde aufgrund geomagnetischer Messungen der Schlotausbiss des Tuffschorfes dargestellt (LORENZ & BÜCHEL 1980b). Je älter die Maare sind, umso mehr wandert der Kraterrand infolge von Verwitterung und Erosion nach außen (z. B. Duppacher Maar und Jungferweiher, Abb. 21). Junge Maare haben einen See, noch relativ frisch erscheinende steile Kraterinnenhänge und einen Tephrawall. Maare treten einzeln oder in dicht beieinander liegenden Kratern auf. In Abb. 22 sind neben den Maaren Schlackenkegel mit ihren Laven, Schlackenkegel mit initialer Maarphase und ein Tuffring-Vulkan dargestellt. Der Vulkankomplex östlich Kirchweiler weist fünf Schlackenkegel im Randbereich der maarähnlichen Struktur, fünf Schlackenkegel im Inneren des Kraters und den großen Schlackenkegel des Schartebergs auf. Der mit dem Fernsehturm weit sichtbare Schlackenkegel hat eine auffallend geringe Höhe. Dies ist zum einen dem initialen Maar geschuldet, in dem es gebildet wurde, zum anderen liegt es innerhalb der maarähnlichen Struktur des Großvulkans. Dieses Vorkommen beinhaltet ausgezeichnete, ausgedehnte Porengrundwasserleiter (WEILER 2002).

Die einfache Verschneidung der verschiedenen, nun digital erfassten Kategorien, hat den großen Vorteil, dass durch die selektive Darstellung bestimmter Layer Aussagen getroffen werden können, die sonst visuell nicht in Erscheinung treten (Abb. 23). Die dargestellte Verteilung der Schlotausbisse der Maare, ihrer topografischen Ränder, der Kraterränder der initialen Maare und der Schlackenkrater, die der PS-Vulkane und die Kraterränder der Tuffringe ermöglichen folgende, übergreifende Interpretation.

Ab dem Verbereitungsgebiet der Dauner Maare gibt es, betrachtet man das davon südöstliche Gebiet bis nach Bad Bertrich, nur noch Maare. In diesem Gebiet fällt auf, dass große Maare wie das Pulvermaar, das Ellscheider und das Oberwinkeler Maar von einem südlich gelegenen Saum sehr vieler kleiner Maare begleitet werden.

Nördlich davon ist diese Beobachtung weniger evident. Weniger deutlich, doch sichtbar, sind diese Verhältnisse im Nordwestteil des Gebietes. Möglicherweise hängt dies mit der Fördermenge an Magmen pro Eruptionspunkt zusammen. Entlang der zentralen NW/SE-streichenden Zone werden pro Zeiteinheit mehr Magmen gefördert als etwas abseits dieses Streifens.

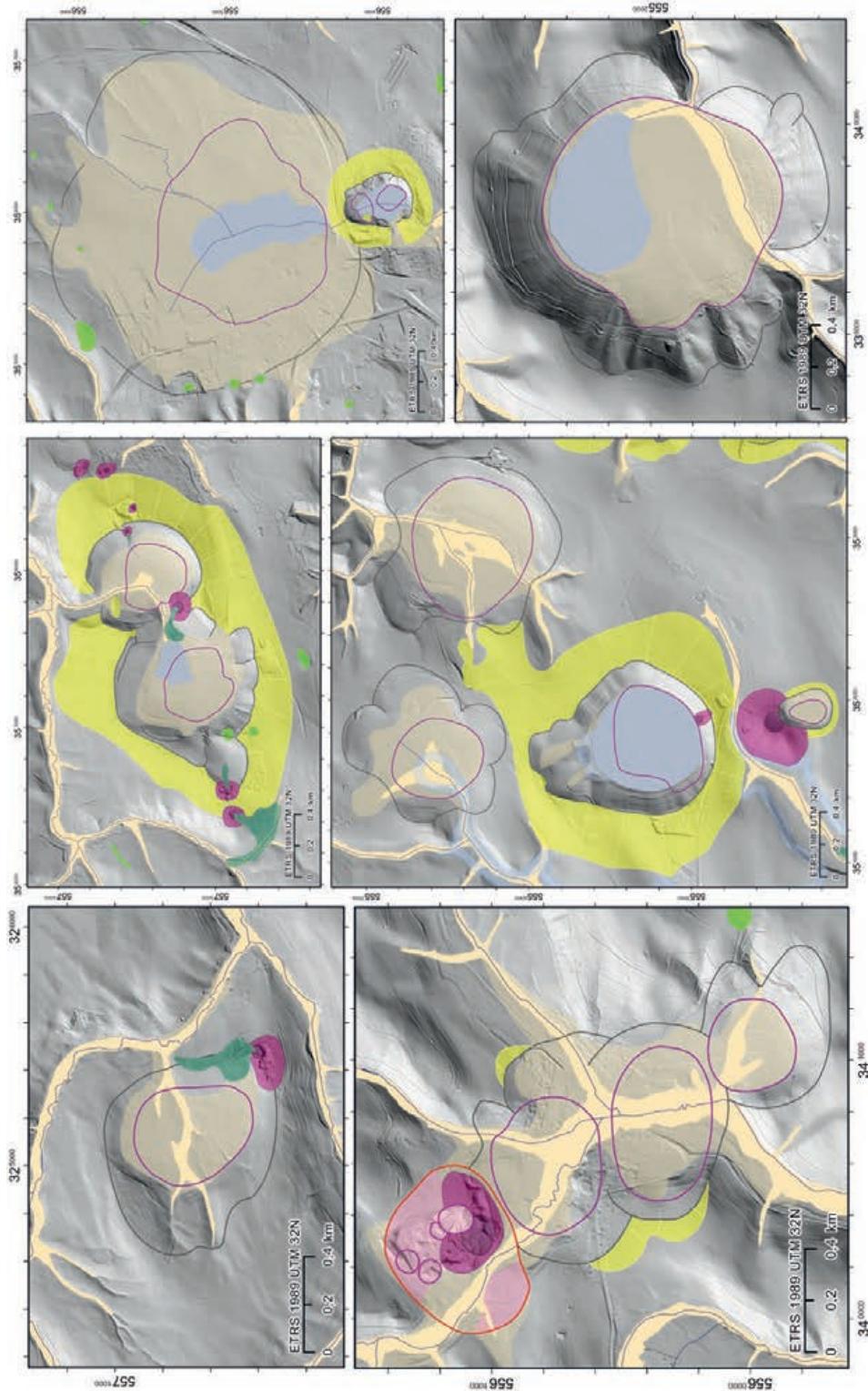


Abb. 21: Ausschnitte von Maaren aus der vulkanologischen Karte der Westeifel. Von oben links nach rechts unten sind folgende Ausschnitte dargestellt: 1 Das NW/SE-streichende Vulkansystem des Rother Kopfes bei Roth, mit dem in blau dargestellten Kraterrand des initialen Maares. 2 Neues Ooser Maar, Laach-Maar und Steffeln Maar, die den Schlackenkegel des Steffeln-Kopfes mit initialer Maarphase in der nördlichen Hälfte umgeben. 3 Die beiden Schlackenkegel des Humerich und der Schlackenkegel des Kreuzberges mit initialer Maarphase, die das neue Maar von Utzerath einrahmen. 4 Die Umgebung des großen Steinborner Maares mit dem westlich auftretenden Hippersbacher Tuffring, dem Asseberg rechts oben und links unten dem neuen Maar südlich des Riemerich Vulkans mit initialer Maarphase. 5 Das Bad Bertricher Vulkansystem mit dem neuen Maar südwestlich des Hardt-Maares und dem Lavastrom im Ueßbachtal. 6 Der Mosenberg mit seinen fünf Schlackenkegeln und dem neuen Maar am NW-Ende des Vulkansystems. 7 Der sehr große Vulkan östlich Kirchweiler mit dem großen Schlackenkegel des Scharteberges im südwestlichen Innenrand.

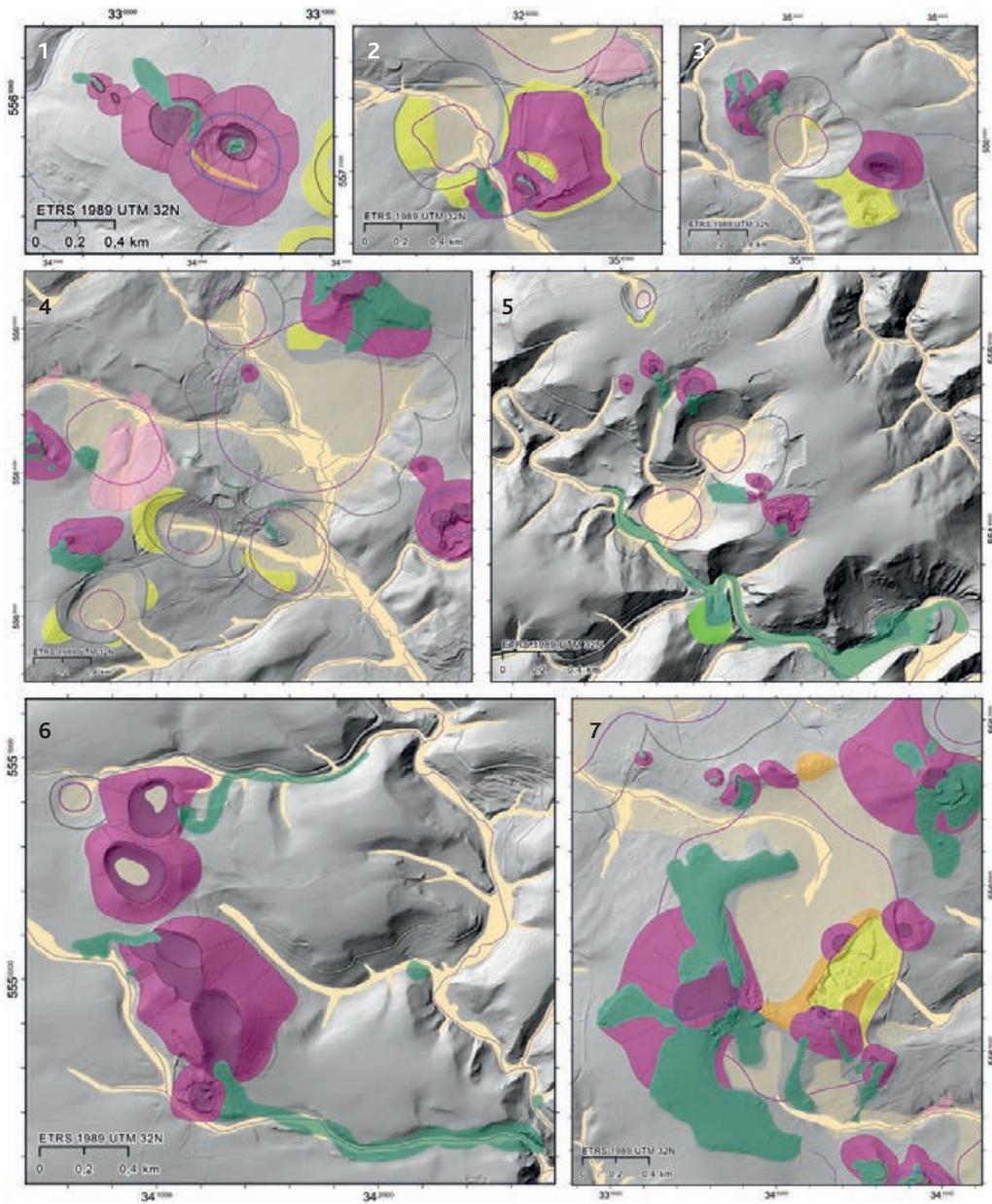


Abb. 22: Ausschnitte aus der vulkanologischen Karte der Westeifel. Von links oben nach rechts unten sind folgende Ausschnitte dargestellt: 1 Das NW/SE-streichende Vulkansystem des Rother Kopfes bei Roth, mit dem in blau dargestellten Kraterrand des initialen Maares. 2 Neues Ooser Maar, Laach-Maar und Steffeln Maar, die den Schlackenkegel des Steffeln-Kopfes mit initialer Maarphase in der nördlichen Hälfte umgeben. 3 Die beiden Schlackenkegel des Humerich und der Schlackenkegel des Kreuzberges mit initialer Maarphase, die das neue Maar von Utzerath einrahmen. 4 Die Umgebung des großen Steinborner Maares mit dem westlich auftretenden Hippersbacher Tuffring, dem Asseberg rechts oben und links unten dem neuen Maar südlich des Riemerich Vulkans mit initialer Maarphase. 5 Das Bad Bertricher Vulkansystem mit dem neuen Maar südwestlich des Hardt-Maares und dem Lavastrom im Ueßbachtal. 6 Der Mosenberg mit seinen fünf Schlackenkegeln und dem neuen Maar am NW-Ende des Vulkansystems. 7 Der sehr große Vulkan östlich Kirchweiler mit dem großen Schlackenkegel des Scharteberges im südwestlichen Innenrand.

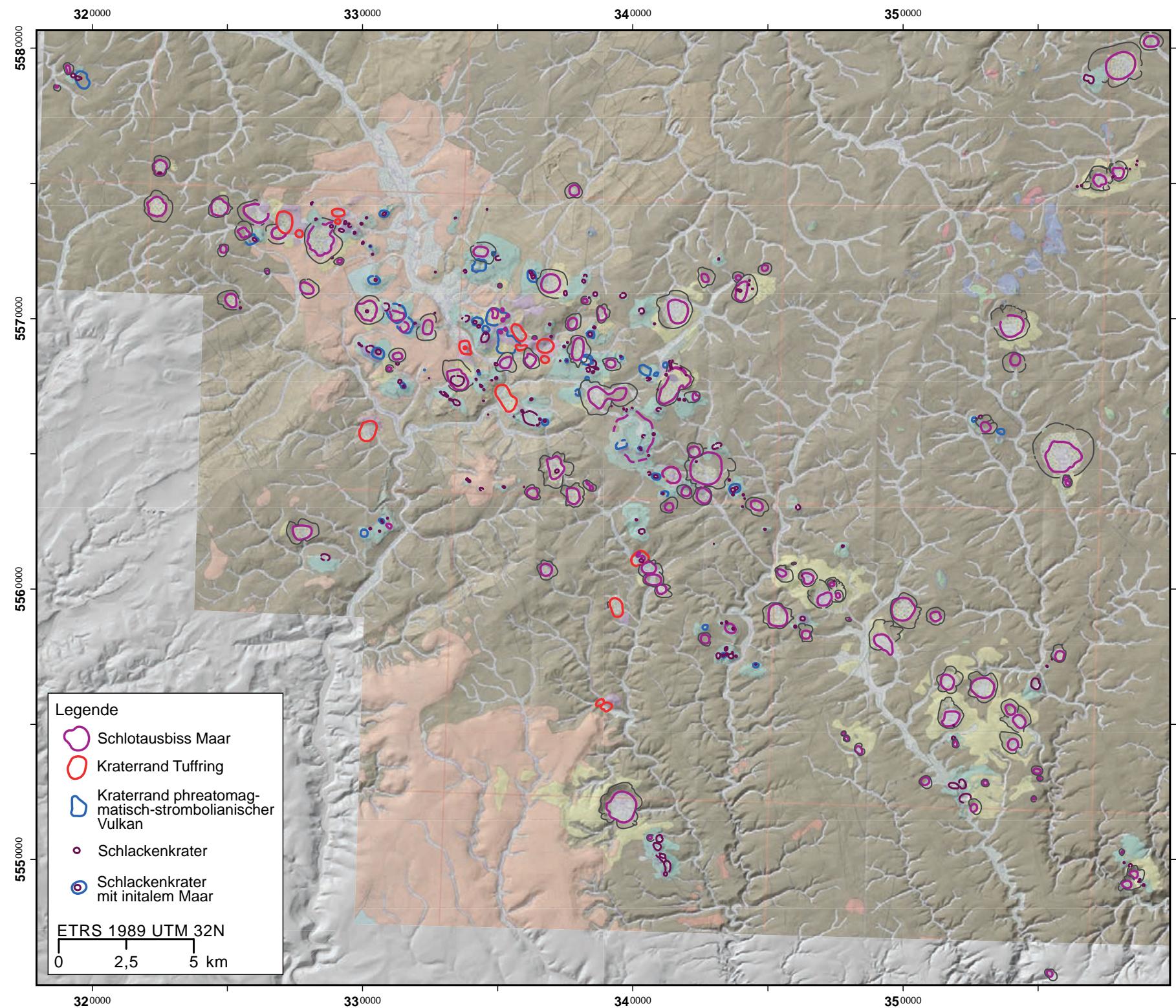


Abb. 23: Karte der 321 Vulkane der Westeifel. Die beiden kreidezeitlichen Vulkane der Wittlicher Rotliegendsenke liegen südlich außerhalb des Kartenausschnitts. Dargestellt sind sechs Kategorien der digitalen Karte: Kraterränder der initialen Maare (blau), Kraterränder der Schlackenkrater (dunkellila), Kraterränder der phreato-strombolianischen Vulkane (blau), Schlotausbisse der Maare (lila) sowie ihre topografischen Ränder (dunkelgrau) und Kraterränder der Tuffringe (rot). Im Hintergrund ist die vulkanologische Karte von Büchel (1994) auf dem digitalen Geländemodell dargestellt.

Weiterhin lässt sich ein zentrales Gebiet aushalten, in dem sehr viele initiale Maare vorkommen. Es erstreckt sich vom Ruderbüsch und Roßbüsch im Westen bis zum Eselsberg und Hangelberg im Osten. Darüber hinaus treten die initialen Maare gehäuft zwischen dem Scharteberg bei Kirchweiler und dem Fuchskopf bei Daun sowie im Gebiet von Üdersdorf auf. Sonst sind sie eher einzeln anzutreffen. Im zentralen Bereich gesellt sich das Hauptverbreitungsgebiet der Tuffring-vulkane hinzu. Die Tuffringe konzentrieren sich zudem auf zwei weitere Gebiete, einmal das Gebiet zwischen Steffeln und Basberg, zum anderen auf den N/S-Streifen, der vom Hippersbach-Vulkan bei Steinborn Richtung Meerfelder Maar bis nach Schutz reicht. Nur der Wöllersberg liegt abseits dieser drei Verbreitungsgebiete der Tuffringe. Ob dies nun bedeutet, dass in diesen Bereichen mehr Oberflächenwasser zur Verfügung stand, kann nicht bestätigt werden.

Danksagung

Das Projekt „Entwicklung einer digitalen Karte der Westeifel“ wurde vom Natur- und UNESCO Global Geopark Vulkaneifel initiiert und finanziert. Dafür danken wir sehr herzlich. Das Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz hat die Geländearbeiten finanziell und fachlich, u. a. durch den Zugang zum Bohrarchiv, unterstützt. Für die Kofinanzierung des Aufenthalts von Prof. MICHAEL ORT und Prof. NANCY RIGGS danken wir der Eifel Tourismus GmbH, vor allem dem ehemaligen Leiter KLAUS SCHÄFER. Michael und Nancy haben die Autoren in großartiger Art und Weise mit den aktuellen Themen der Vulkanologie vertraut gemacht und die Geländearbeiten unterstützt. Dr. MARIE-LUISE FREY hat uns gelehrt, die fachlichen Ergebnisse durch die „touristische Brille“ zu sehen, um sie verständlich an die Besucher zu übermitteln. Den Betreiberfirmen der Lavasand- und Basaltgruben danken wir für die Erlaubnis des Zutritts zu ihren Gruben. Den Pensionen und Hotels danken wir für ihre gastfreundliche Unterbringung.

Schriftenverzeichnis

- BRAUER, A., ENDRES, C. & NEGENDANK, J. F. W. (1999): Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from Lake Meerfelder Maar, Germany. – *Quat. Int.*, **61(1)**: 17–25; Amsterdam (Elsevier). [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(99\)00014-2](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(99)00014-2)
- BRAUER, A., ENDRES, C., ZOLITSCHKA, B. & NEGENDANK, J. F. W. (2000): AMS radiocarbon and varve chronology from the annually laminated sediment record of lake Meerfelder Maar, Germany. – *Radiocarbon*, **42**: 355–368; Cambridge (University Press).
- BÜCHEL, G. (1984): Die Maare im Vulkanfeld der Westeifel, ihr geophysikalischer Nachweis, ihr Alter und ihre Beziehung zur Tektonik der Erdkruste. – *Diss.*, 385 S.; Mainz.
- BÜCHEL, G. (1990): Das Kelberger Hoch – ein integriertes Modell einer tertiären Magmakammer. – *Habilitationsschrift Univ. Mainz*, 142 S.; Mainz.
- BÜCHEL, G. (1992): „Das Kelberger Hoch“. Tiefenstruktur und Geodynamik einer magnetischen Anomalie in der Eifel. – *Die Geowissenschaften*, **5**: 132–142; Weinheim (VCH Verlagsges.).
- BÜCHEL, G. (1993): Maars of the Westeifel, Germany. – In: NEGENDANK, J.F.W. & ZOLITSCHKA, B. (Hrsg.): *Paleolimnology of European Maar Lakes*. – *Lect. Notes in Earth Sci.*, **49**: 1–13; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- BÜCHEL, G. [Hrsg.] (1994): Vulkanologische Karte West- und Hocheifel; Volcanological Map West- and Hocheifel, Maßstab, scale 1:50.000. – Inst. Geowiss., Univ. Mainz
- BÜCHEL, G. & KRAWCZYK, E. (1986): Zur Genese der Dauner Maare im Vulkanfeld der Westeifel. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **15**: 219–238. <https://doi.org/10.23689/fidgeo-5700>
- BÜCHEL, G. & LORENZ, V. (1982): Zum Alter des Maarvulkanismus der Westeifel. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **163(1)**: 1–22; Stuttgart (Schweizerbart).
- BÜCHEL, G. & MERTES, H. (1982): Die Eruptionszentren des Westeifeler Vulkanfeldes. – *Z. dt. geol. Ges.*, **133**: 409–429; Hannover.
- BÜCHEL, G. & PIRRUNG, M. (1993): Tertiary maars of the Hocheifel volcanic field, Germany. – In: NEGENDANK, J. F. W. & ZOLITSCHKA, B. (Hrsg.): *Paleolimnology of European Maar Lakes*. – *Lect. Notes Earth Sci.*, **49**: 447–465; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- DEKORP RESEARCH GROUP et al. (1991): Results of the DEKORP 1 (BELCORP-DEKORP) deep seismic reflection studies in the western part of the Rhenish Massif. – *Geophys. J. Int.*, **106**: 203–227; Oxford (University Press). <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb04612.x>
- EICHHORN, L. (2016): Reconstruction of environmental change and sedimentation processes during the Pleniglacial using fluvio-lacustrine sediments from volcanically-dammed Paleolake Alf, West Eifel Volcanic Field, Germany. – *Diss. Univ. Jena*. https://www.db-thueringen.de/receive/dbt_mods_00031167
- EICHHORN, L., PIRRUNG, M., ZOLITSCHKA, B. & BÜCHEL, G. (2017): Pleniglacial sedimentation process reconstruction on laminated lacustrine sediments from lava-dammed Paleolake Alf, West Eifel Volcanic Field (Germany). – *Quat. Sci. Rev.*, **172**: 83–95; Amsterdam (Elsevier).
- EICKHOFF, D., RITTER, J. R., HLOUŠEK, F. & BUSKE, S. (2024): Seismic reflection imaging of fluid-filled sills in the West Eifel volcanic field, Germany. – *Geophys. Res. Letters*, **51(24)**. <https://doi.org/10.1029/2024GL111425>
- FEKIACOVA, Z., MERTZ, D. F. & RENNE, P. R. (2007): Geodynamic setting of the Tertiary Hocheifel volcanism (Germany), Part I: 40Ar/39Ar geochronology. – In: RITTER, J. R.R. & CHRISTENSEN, U.R. (Hrsg.): *Mantle Plumes. A multidisciplinary approach*, S. 185–206; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- FRECHEN, J. (1976): Siebengebirge am Rhein, Laacher Vulkangebiet, Maargebiet der Westeifel, Vulkanologisch-petrographische Exkursionen. – *Samml. geol. Führer*, **56**, 3. Aufl; Berlin-Stuttgart (Borntraeger).
- FRECHEN, J. & THIELE, W. (1979): Petrographie der vulkanischen Foidite der Westeifel. – *N. Jb. Miner. Abh.*, **136**: 227–237; Stuttgart.
- FUHRMANN, U., LIPPOLT, H. J. & HESS, J. C. (1987): Examination of some proposed K/Ar standards: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses and conventional K/Ar data. – *Chem. Geol.: Isotope Geoscience Section*, **66(1-2)**: 41–51. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(87\)90027-3](https://doi.org/10.1016/0168-9622(87)90027-3)
- HUCKENHOLZ, H. G. (1983): Tertiary volcanism of the Hocheifel area. – In: FUCHS, K., von GEHLEN, K., MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (Hrsg.) (1983), *Plateau Uplift: The Rhenish Shield - A case History*: 121–128; Berlin, Heidelberg (Springer).
- Huckenholz, H. G. & Büchel, G. (1988): Exkursion C 1. Tertiärer Vulkanismus der Hocheifel. – *Fortschr. Mineral. Beih.*, **66(2)**: 43–82.
- LANGE, T. (2018): Die geomorphologische Entwicklung des Alfbachtals im quartären Vulkangebiet der Westeifel seit dem Denekamp-Interstadial. Vulkanismus als Ursache für die Entstehung glazigener Depotzentren. – *Diss. Univ. Jena*. <https://doi.org/10.22032/dbt.35176>
- LANGE, T., CIESLACK, M., LORENZ, V. & BÜCHEL, G. (2022): Zeitliche Abfolge der vulkanischen Ereignisse im SE-Teil des Vulkanfeldes der Westeifel während des Weichsel-Glazials. Chronological sequence of the volcanic eruptions in the SE part of the West Eifel Volcanic Field during the Weichselian Glaciation. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, **N.F. 104**: 313–365; Stuttgart.
- LANGE, T., LORENZ, V., KÖPPE, K.-H. & BÜCHEL, G. (2019): Neue Aspekte zum Vulkanismus der Westeifel. New aspects of the volcanism of the Westeifel. (Exkursion K am 26. April 2019). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, **N.F. 101**: 227–250; Stuttgart.

- LIPPOLT, H. J. (1983): Distribution of volcanic activity in space and time. – In: FUCHS et al. (Hrsg.), *Plateau Uplift*. pp. 112-120; Berlin (Springer)
- LORENZ, V. (1973): On the formation of maars. – *Bull. Volcanol.*, **37**(2): 183-204; Napoli, Italien. <https://doi.org/10.1007/BF02597130>
- LORENZ, V. (1974): Studies of the Surtsey tephra deposits. – *Surtsey Res. Progr. Rep.*, VII: 72-79.
- LORENZ, V. (1986): On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. – *Bull. Volcanol.*, **48**: 265-274; (Springer). <https://doi.org/10.1007/BF01081755>
- LORENZ, V. (2007): Syn- and posteruptive hazards of maar-diatreme-volcanoes. – *J. Volcanol. Geotherm. Res., Spec. Vol.*, **150**: 285-312; Amsterdam (Elsevier).
- LORENZ, V. & BÜCHEL, G. (1980a): Zur Vulkanologie der Maare und Schlackenkegel der Westeifel. (Volcanology of the Maars and Scoria Cones of the West Eifel, (Germany). – *Mitt. Pollichia*, **68**: 29-100; Bad Dürkheim.
- LORENZ, V. & BÜCHEL, G. (1980b): Die Kesseltäler der vulkanischen Westeifel; Nachweis ihrer Maargenese. – *Mainzer geowiss. Mitt.* **8**: 173-191, 12 Abb.; Mainz. <https://doi.org/10.23689/fidgeo-5692>
- LORENZ, V., LANGE, T. & BÜCHEL, G. (2020): Die Vulkane der Westeifel. The volcanoes of the West Eifel, Germany. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, **N.F. 102**: 379-411; Stuttgart.
- LORENZ, V., ZIMANOWSKI, B. & FRÖHLICH, G. (1994): Experiments on explosive basic and ultrabasic, ultramafic, and carbonatitic volcanism. – *Proc. 5th Int. Kimberlite Conf.*, Araxa, Brazil, 1991, CPRM-Special Publication, 270-282.
- MERTES, H. (1983): Aufbau und Genese des Westeifeler Vulkanfeldes. – *Bochumer geol. geotech. Arb.*, **9**: 416 S.; Bochum.
- MERTES, H. & SCHMINCKE, H.-U. (1983): Age distribution of volcanoes in the West-Eifel. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **166**(2): 260-293; Stuttgart (Schweizerbart).
- MERTES, H. & SCHMINCKE, H.-U. (1985): Mafic potassic lavas of the Quaternary West Eifel volcanic field I. Major and trace elements. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **89**: 330-345; (Springer). <https://doi.org/10.1007/BF00381555>
- MERTZ, D. F., LÖHNERTZ, W., NOMADE, S., PEREIRA, A., PRELEVIĆ, D. & RENNE, P. R. (2015): Temporal-spatial evolution of low-SiO₂ volcanism in the Pleistocene West Eifel volcanic field (West Germany) and relationship to upwelling asthenosphere. – *J. Geodynamics*, **88**: 59-79. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2015.04.002>
- MEYER, W. (2013): Geologie der Eifel. – 4. völlig neu bearbeitete Aufl., 704 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- MÜLLER-SOHNIES, D. & HUCKENHOLZ, H. G. (1989): Kalium-Argon-Datierungen an tertiären Vulkaniten der Hocheifel (BRD). – *Chemie der Erde*, **49**(2), 119-136.
- NAKAMURA, K. & KÄMER, F. (1970): Basaltic ash flow deposits from a maar in West Eifel, Germany. – *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **8**: 491-501; Stuttgart (Schweizerbart).
- NOWELL, D.A.G., JONES, M.C. & PYLE, D.M. (2006): Episodic Quaternary volcanism in France and Germany. – *J. Quat. Sci.*, **21**(6): 645-675; (Wiley & Sons). 10 Abb. & 3 Appendices. <https://doi.org/10.1002/jqs.1005>
- PIRRUNG, M., BÜCHEL, G., & KÖPPEN, K. H. (2007): Hochauflösende fluviolakustrine Sedimente des jüngeren Pleistozäns aus dem Alfbachtal bei Gillenfeld (Westeifel) – erste Ergebnisse. – *Mainzer Geowiss. Mitt.*, **35**: 51-80. <https://doi.org/10.23689/fidgeo-5753>
- RAHM, G. (1958): Der quartäre Vulkanismus im südöstlichen Teil der Westeifel. – *Gewässer u. Abwässer*, **1958**: 7-39; Düsseldorf.
- REINIG, F., WACKER, L., JÖRIS, O., OPPENHEIMER, C., GUIDOBALDI, G., NIEVERGELT, D., ADOLPHI, F., CHERUBINI, P., ENGELS, S., ESPER, J., LAND, A., LANE, C., PFANZ, H., REMMEL, S., SIGL, M., SOOKDEO, A. & BÜNTGEN, U. (2021): Precise date for the Laacher See eruption synchronizes the Younger Dryas. – *Nature*, **595**(7865): 66-69; Berlin - Heidelberg (Springer Nature). <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03608-x>
- RITTER, J. R. R., JORDAN, M., CHRISTENSSSEN, U. R. & ACHAUER, U. (2001): A mantle plume below the Eifel volcanic fields, Germany. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, **186**: 7-14; Amsterdam (Elsevier). [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00226-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00226-6)
- RÖDER, D. (1957): Unteres und mittleres Unterems im Lieserprofil (Unterdevon), Südost-Eifel. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **85**: 129-145, Wiesbaden.
- SCHMIDT, C., SCHAARSCHMIDT, M., KOLB, T., BÜCHEL, G., RICHTER, D. & ZÖLLER, L. (2017): Luminescence dating of Late Pleistocene eruptions in the Eifel Volcanic Field, Germany. – *J. Quat. Sci.*, **32**: 628-638; (Wiley Online Library). <https://doi.org/10.1002/jqs.2961>
- SCHMINCKE, H.-U. (2007): The Quaternary volcanic fields of the east and west Eifel (Germany). – In: RITTER, J. R. R. & CHRISTENSSSEN, U. R. (Hrsg.): *Mantle plumes: A multidisciplinary approach*, 241-322; Berlin, Heidelberg, (Springer).
- SCHNEPP, E. & HRADETZKY, H. (1994): Combined paleointensity and ⁴⁰Ar/³⁹Ar age spectrum data from volcanic rocks of the West Eifel field (Germany): Evidence for an early Brunhes geomagnetic excursion. – *J. Geophys. Res.*, **99**(B5): 9061-9076, 8 Abb., 2 Tafeln; (Am. Geophys. Union). <https://doi.org/10.1029/93JB03365>
- SIROCKO, F. (Hrsg., 2012): *Wetter, Klima, Menschheitsentwicklung: Von der Eiszeit bis ins 21. Jahrhundert*. – 3. durchges. Aufl., 208 S. (WBG Theiß in Herder).
- STURM, A., SCHMITT, A.K., SCHMINCKE, H.-U. & DUNKL, I. (2019): Xenoliths from the Gemünden Maar & Meerfeld Maar, West Eifel Volcanic Field (WEVF): Crustal provenance and petrology and high spatial resolution zircon geochronology. – *Posterbeitrag Annual Workshop: Physics of Volcanoes*, Mendig.
- SUHR, P., GOTTH, K., LORENZ, V. & SUHR, S. (2006): Long lasting subsidence and deformation in and above maar-diatreme volcanoes - a never ending story. – *Z. dt. Ges. Geowiss.*, **157**(3): 491-511.
- THIELE, W. (1976): Geochemisch-petrologische Untersuchungen an vulkanischen Foiditen der Westeifel. – *Diss.*, 79 S.; Univ. Bonn.
- WEILER, H. (2002): Die Bedeutung der quartären Maare in der Westeifel für die Wasserversorgung. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **31**: 153-190; Mainz.
- ZOLITSCHKA, B., NEGENDANK, J. F. W. & LOTTERMOSER, B. G. (1995): Sedimentological proof and dating of the early Holocene volcanic eruption of Ulmener Maar (Vulkaneifel, Germany). – *Geol. Rdsch.*, **84**(1): 213-219. <https://doi.org/10.1007/BF00192252>

Nachrichten / Informationen / Hinweise

Online-Literatur zu geowissenschaftlichen Themen aus Rheinland-Pfalz

Wir möchten Ihnen hiermit exemplarisch einige Portale vorstellen, auf denen Sie kostenlos zugängliche Online-Literatur mit regionalem Bezug zu Rheinland-Pfalz finden können.

Beiträge aus den Schriftenreihen des LGB ("Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen" und "Themenhefte vorsorgender Bodenschutz") werden auf unserer Homepage, aber auch auf **GEO-LEO e-docs**, dem Repositorium des Fachinformationsdienstes Geowissenschaften (FID GEO) zur Verfügung gestellt.

<https://doi.org/10.23689/fidgeo-10104>

Manuskript eingegangen am 05.10.2025

Anschriften der Verfasser:

Prof. Dr. GEORG BÜCHEL,

JANE STELZER, B.Sc.

Institut für Geowissenschaften, Universität Jena

Burgweg 11

D-07749 Jena

E-Mail: georg.buechel@uni-jena.de

jane.stelzer@uni-jena.de

Prof. Dr. VOLKER LORENZ

Martin-Wilhelm-Straße 67

D-97204 Höchberg

E-Mail: vwlorenz@icloud.com

Dr. HUBERTUS MERTES

Wiedenhof 6

D-51491 Overath

E-Mail: hubertus.mertes@web.de

SABINE KUMMER, M.Sc.

Dr. ANDREAS SCHÜLLER

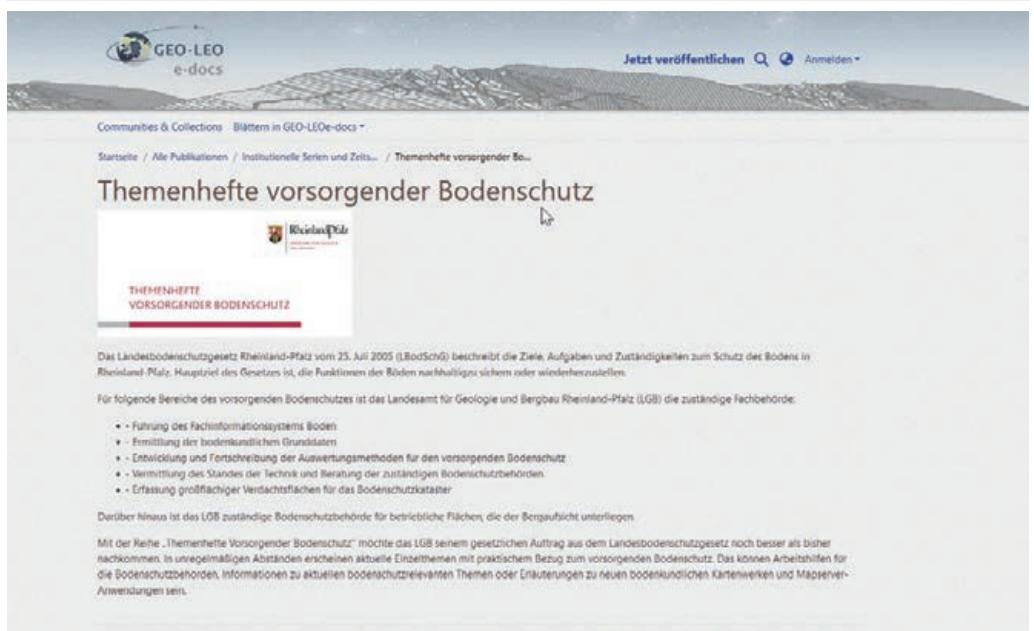
Natur- und UNESCO Global Geopark Vulkaneifel

Mainzer Straße 24

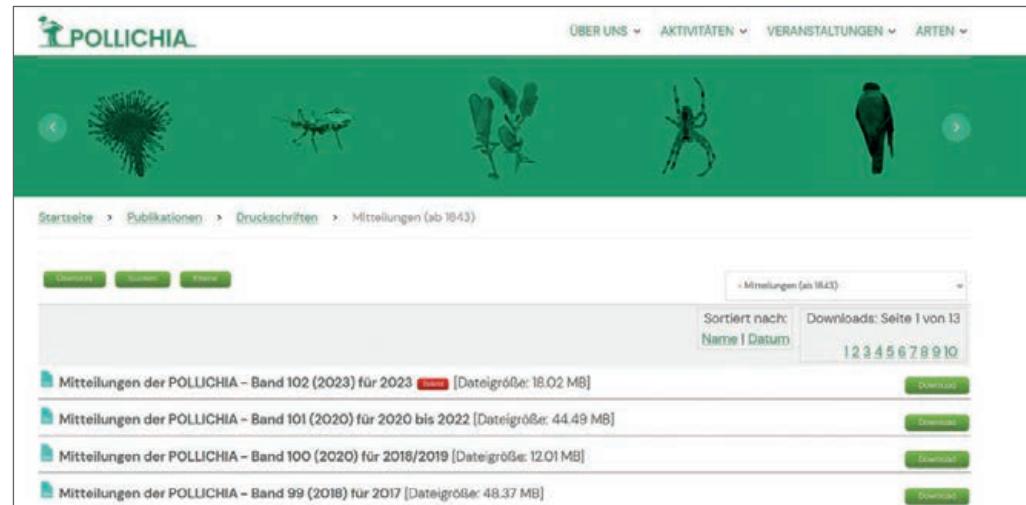
D-54550 Daun

E-Mail: sabine.kummer@vulkaneifel.de

andreas.schueller@vulkaneifel.de



Die Mitteilungen der **POLLICHTIA**, in denen neben botanischen und zoologischen auch geowissenschaftliche Arbeiten veröffentlicht werden, können ab dem ersten Band aus dem Jahr 1843 auf der Homepage des Vereins heruntergeladen werden.

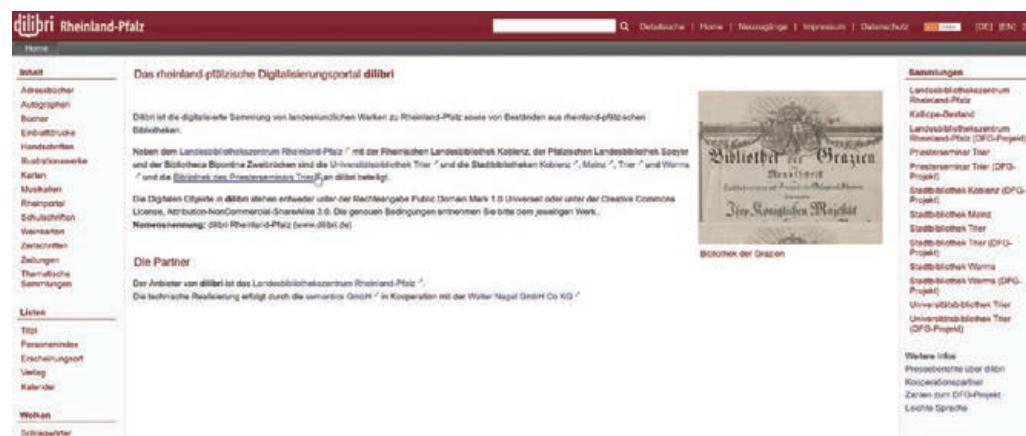


The screenshot shows the homepage of the POLLICHTIA website. At the top, there is a navigation bar with links to 'ÜBER UNS', 'AKTIVITÄTEN', 'VERANSTALTUNGEN', and 'ARTEN'. Below the navigation is a green banner featuring silhouettes of various plants and animals. The main content area shows a list of publications under the heading 'Mittellungen (ab 1843)'. The list includes:

- Mitteilungen der POLLICHTIA – Band 102 (2023) für 2023 [Dateigröße: 18.02 MB]
- Mitteilungen der POLLICHTIA – Band 101 (2020) für 2020 bis 2022 [Dateigröße: 44.49 MB]
- Mitteilungen der POLLICHTIA – Band 100 (2020) für 2018/2019 [Dateigröße: 12.01 MB]
- Mitteilungen der POLLICHTIA – Band 99 (2018) für 2017 [Dateigröße: 48.37 MB]

Each item has a 'Download' button to its right. Above the list, there are buttons for 'Übersicht', 'Saison', and 'Ferien'. Below the list, there are buttons for 'Sortiert nach: Name | Datum' and a page navigation from 1 to 10.

Hauptsächlich ältere, urheberrechtsfreie digitalisierte Werke zur Landeskunde von Rheinland-Pfalz werden vom Landesbibliothekszentrum (LBZ) auf **dilibri** angeboten.



The screenshot shows the homepage of the dilibri Rheinland-Pfalz digital library. The left sidebar contains links for 'Inhalt', 'Adressbücher', 'Autographen', 'Bücher', 'Erbstücke', 'Handelskarten', 'Illustrationswerke', 'Karten', 'Musikalien', 'Reinheimer', 'Schriftzettel', 'Werke', 'Zeichnungen', 'Therapien', and 'Sammlungen'. The main content area features a large image of a historical book cover with the text 'Bibliothek der Grazer Akademie für Medizin und Naturwissenschaften'. To the right of the image is a sidebar with 'Bemerkungen' (List of partners) and 'Weitere Infos' (Information about dilibri, cooperation partners, and contact details for the DFG project).

Internetlinks:

<https://e-docs.geo-leo.de/home>

<https://www.pollichia.de/publikationen/category/30-mitteilungen.html>

<https://www.dilibri.de/>

Autorenrichtlinien (Stand 01.10.2025)

1. Allgemeines

In den Mainzer Geowissenschaftlichen Mitteilungen (MGM) werden Originalarbeiten in deutscher Sprache aus dem gesamten Gebiet der Geowissenschaften mit direktem Bezug zum Land Rheinland-Pfalz und den direkt umliegenden Regionen publiziert. In Ausnahmefällen werden nach vorheriger Absprache auch englisch- und französischsprachige Arbeiten akzeptiert.

Allen Arbeiten sind eine Kurzfassung (Abstract) und Keywords in deutscher wie in englischer Sprache beizufügen. Die Beiträge haben den „Regeln guter wissenschaftlicher Praxis“ zu entsprechen (vgl. DFG-Denkschrift „Sicherung guter wissenschaftlicher Praxis“, Wiley-VCH).

Eingereichte Manuskripte werden durch ein Redaktionsgremium geprüft. Über die Annahme eines Manuskripts entscheidet die Schriftleitung.

Für die Veröffentlichung wird weder ein Honorar gezahlt noch eine Gebühr erhoben.

Die Veröffentlichung erfolgt unter der folgenden Lizenz: Creative-Commons-Namensnennung 4.0 International (CC BY 4.0).

2. Manuskriptgestaltung

Beiträge sind in Anlehnung an die Empfehlungen von HORATSCHKE & SCHUBERT (1998): „Richtlinie für die Verfasser geowissenschaftlicher Veröffentlichungen“ (ISBN 3-510-95820-9) abzufassen. Erfüllen Manuskripte nicht die redaktionellen Anforderungen, werden diese zur Überarbeitung an den Autor zurückgeschickt.

Die Manuskripte sind wie folgt zu gliedern:

1. Titel – Name des/der Verfasser(s)
2. Kurzfassung/Abstract sowie Schlüsselwörter / Keywords
3. Kurzinhaltverzeichnis (fakultativ)
4. Text
Gliederung in Einleitung – Material und Methoden – Ergebnisse – Diskussion – Schlussfolgerungen – Zusammenfassung (maximal 200 Wörter) – Danksagung. Es wird darum gebeten, möglichst maximal vier Untergliederungsebenen zu verwenden. Das Gliederungsformat ist numerisch (1., 1.1, 1.1.1 etc.)
5. Schriftenverzeichnis
6. ggf. Tabellenanhang
7. ggf. Bildtafelanhang
8. Anschrift(en) des/der Verfasser(s) – E-Mail-Adresse(n) des/der Verfasser(s). Erbieten wird die vollständige Angabe der akademischen Titel und von Vor- und Zuname(n) sowie die vollständige(n) Anschrift(en) (Institution – Straße – Postleitzahl – Ort – Land) und, sofern vorhanden, E-Mail-Adressen aller Autoren.

Der Manuskripttitel sollte möglichst kurz, aber bezeichnend sein. Für die Kopfzeile wird ggf. ein verkürzter Titel benötigt (max. 80 Zeichen inklusive Leerzeichen).

Die **Kurzfassung** bzw. das **Abstract** soll eine kurze und klare Zusammenfassung der Problemstellung, Methoden, Ergebnisse und Schlussfolgerungen der Publikation beinhalten. Der Umfang sollte einen Umfang von 1.500 Zeichen inklusive Leerzeichen möglichst nicht überschreiten.

Der **Text** muss linksbündig, 1 ½-zeilig, ohne Silbentrennung, ohne Kopf- und Fußzeilen sowie ohne Fuß- und Endnoten abgefasst werden.

Art- und Gattungsnamen werden *kursiv*, hervorzuhebende Begriffe (einzelne Worte im Text) **fett** geschrieben. Namen von Verfassern von Zitaten im Text und im Schriftenverzeichnis sind unbedingt in normaler Schrift, also nicht in KAPITÄLCHEN zu schreiben, da dies die Übernahme der Texte in das Satzprogramm Adobe InDesign erschweren. Bitte benutzen Sie auch bei Überschriften nur normale Schrift, also keine Großbuchstaben.

Der **Text** muss endgültig formuliert in elektronischer Form (siehe Datenformate) eingereicht werden. Da für den EDV-Satz eine komplett unformatierte Version benötigt wird, bitten wir um Übersendung einer unformatierten Version ohne Abbildungen (jedoch mit Positionierung der Abbildungen im Fließtext) sowie einer Version mit den gewünschten Textauszeichnungen (*kursiv*, **fett** etc.) sowie allen Abbildungen, Tabellen und Tafeln an der erwünschten Position im Text. Die formatierte Version kann auch als Papierausdruck übermittelt werden.

Tabellen, die in Word, Excel, Open Office oder Libre Office etc. erstellt werden, dürfen keine verbundenen Zellen aufweisen. In den Zellen dürfen keine Absatzendemarken oder Zeilenumbruchsmarken enthalten sein, da sonst die Übernahme in das Satzprogramm Adobe InDesign erheblich erschwert ist.

Alle **Abbildungen, Tabellen oder Tafeln** müssen eindeutig fortlaufend nummeriert werden. Der Satzspiegel beträgt 135 x 205 mm (B x H), alle Einzelheiten müssen bezogen auf diese Größe noch gut erkennbar sein. Jeder Abbildung, Tabelle oder Tafel ist eine kurze, informative Legende (Unter-/Überschrift) beizufügen. Die Legenden sind dabei entsprechend nummeriert in einer separaten Textdatei einzureichen.

Abbildungsunter- und Tabellenüberschriften können alternativ im Fließtext an den gewünschten Postitionen eingefügt werden. Die Positionierung von Abbildungen etc. wird beim EDV-Satz vorgeschlagen.

Abbildungen sind möglichst als Vektordaten zu liefern. Bei **Rasterbildern** ist darauf zu achten, dass Strichzeichnungen eine Mindestauflösung von 800 dpi (bevorzugt 1200 dpi) aufweisen. Für **Fotos und Halbtontbilder** sind 300 dpi (bevorzugt 400 dpi) in der Zielgröße erforderlich.

Es wird darum gebeten, möglichst **farbige** Abbildungen einzureichen. Die Digitalisierung von analogen Vorlagen kann nur nach vorheriger Absprache in Ausnahmefällen von uns übernommen werden.

Abbildungen, Tabellen und Tafeln sind jeweils separat vom Text als Einzeldateien einzureichen (siehe auch unter Datenformate).

3. Datenformate

Text und Legenden: Verarbeitbare Dateiformate sind Microsoft Word (Microsoft Office 365 und abwärts) (*.doc, *.docx), OpenOffice/LibreOffice (*.odt), Rich Text Format (*.rtf) und einfacher Text (*.txt). Bitte nur Standardschriften verwenden (vorzugsweise *Arial* oder *Times New Roman*, für Symbole etc. *Symbol*).

Vektorgrafiken: Corel Draw 21 und abwärts (*.cdr), Adobe Illustrator CC und abwärts (*.ai), Portable Document Format (*.pdf), Encapsulated Postscript (*.eps). Auch hier möglichst Standardschriften verwenden bzw. die Fonts einbetten.

Fotos/Halbtontbilder: Tagged Image File Format (*.tif, *.tiff), JPEG (*.jpg, *.jpeg), Windows Bitmap (*.bmp), Adobe Photoshop CC und abwärts (*.psd) im RGB-Farbraum. Bitte die Originaldateien auf Zielgröße rechnen. Die Fotos werden unsererseits vor dem EDV-Satz sofern nötig bearbeitet angepasst und in den CMYK-Farbraum überführt.

Andere Dateiformate können nur ausnahmsweise nach vorheriger Absprache berücksichtigt werden. Dateiformate aus Programmen wie Powerpoint (*.ppt, *.pptx), Inkscape (*.svg, *.svgx) oder AutoCAD (*.dxf) bitten wir zu vermeiden. Daten können auf USB-Datenträger oder vorzugsweise online (E-Mail, Datentransferdienste wie swisstransfer oder dropbox) eingereicht werden.

4. Literaturzitate im Text

Im Fließtext werden Zitate mit Autorename, Jahreszahl und ggf. Fundstelle in Klammern ausgewiesen. Die Fundstelle (Seitenzahl, Abbildung) wird mit einem Doppelpunkt nachgestellt. Zwei Autorennamen werden durch „&“ verbunden. Drei und mehr Autorennamen können durch Angabe des ersten Autorennamens und den Zusatz „et al.“ verkürzt werden.

Beispiele:

„Neue Untersuchungen (DITTRICH 2015) zeigen....“
 „Frühere Bearbeiter (LANG & FRIEDRICH 1994: 12) beschreiben....“
 „Nach WEHINGER et al. (1999: Abb. 7) liegt....“

Mehrere Zitate werden durch Komma getrennt (MÜLLER 2010, MEIER 2012).

5. Schriftenverzeichnis

Im Schriftenverzeichnis sind alle im Text zitierten Arbeiten - und nur diese - in alphabetischer und chronologischer Reihenfolge aufzuführen. Abweichend von den Richtlinien nach HORATSCH & SCHUBERT (1998) gelten folgende Zitierregeln:

5.1 Einzelwerke (Monographien)

Name - Komma - Vorname (Initial)- Punkt (bei mehreren Vornamen werden diese nicht durch Leerzeichen getrennt) - (die Namen mehrerer Autoren werden durch Kommata getrennt und

am Ende durch ein „&“ verbunden) - Jahr (in Klammern) - Doppelpunkt - Titel - Doppelpunkt - Seitenzahl - Komma - Zahl der Abbildungen (wenn möglich) - Komma - Zahl der Tabellen (wenn möglich) - Komma - Zahl der Tafeln (wenn möglich) - Semikolon - Verlagsort (wenn möglich) - Verlag (in Klammern) - Punkt.

Beispiel:

MADER, D. (1992): Evolution of palaeoecology and palaeoenvironment of Permian and Triassic fluvial basins in Europe. – Vol. 1: Western and Eastern Europe: 738 S., 52 Abb., 87 Tab., 40 Taf.; Stuttgart (Fischer).

5.2 Kapitel in Sammelwerken

Name - Komma - Vorname (Initial) - Punkt - (eventuell weitere Autoren durch Komma getrennt) - Jahr (in Klammern) - Doppelpunkt - Titel - Punkt - Gedankenstrich - „In“ - Doppelpunkt - Name - Komma - Vorname (Initial) - Punkt - (die Namen mehrerer Autoren werden durch Komma getrennt und am Ende durch ein „&“ verbunden) - „Hrsg.“ (in Klammern) - Doppelpunkt - Titel des Sammelwerkes - Doppelpunkt - Erste Seite - Gedankenstrich - Letzte Seite - Komma - Zahl der Abbildungen (wenn möglich) - Komma - Zahl der Tabellen (wenn möglich) - Komma - Zahl der Tafeln (wenn möglich) - Semikolon - Verlagsort (wenn möglich) - Verlag (in Klammern) - Punkt.

Beispiel:

RÖHLING, H.-G. & LEPPER, J. (2013): Die Paläogeographie des Mitteleuropäischen Beckens während der tieferen Trias (Buntsandstein). – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein: 43–67, 17 Abb., 2 Tab. – Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss., 69, 657 S.; Hannover.

5.3 Zeitschriftenartikel

Name - Komma - Vorname (Initial) - Punkt - (die Namen mehrerer Autoren werden durch Komma getrennt und am Ende durch ein „&“ verbunden) - Jahr (in Klammern) - Doppelpunkt - Titel - Punkt - Gedankenstrich - Zeitschrift (abgekürzt) - Komma - Bandzahl bzw. Jahrgang - Doppelpunkt - Erste Seite - Gedankenstrich - Letzte Seite - Komma - Verlagsort (wenn möglich) - Punkt.

Beispiel:

WEILER, H. (1972): Ergebnisse von Bohrungen im Buntsandstein im Raum Trier–Bitburg. – Mainzer geowiss. Mitt., 1: 198–227, 10 Abb.; Mainz.

5.4 Karten

Name - Komma - Vorname (Initial) - Punkt - (die Namen mehrerer Autoren werden durch Komma getrennt und am Ende durch ein „&“ verbunden) - Jahr (in Klammern) - Doppelpunkt - Titel der Karte (mit Angabe des Maßstabes, Blattnummer und -name) - Punkt - Gedankenstrich - (eventuell Nummer der Auflage - Komma) - Herausgeber - Semikolon - Verlagsort (wenn möglich) - Punkt.

Enthält die Karte keine Autorennamen, gilt folgende Zitierweise: Titel der Karte (mit Angabe des Maßstabes, Blattnummer und -name) - Jahr (in Klammern) - Punkt - Gedankenstrich - (eventuell Nummer der Auflage) - Komma - Herausgeber - Semikolon - Verlagsort (wenn möglich) - Punkt.

Beispiele:

GAD, J. & WEIDENFELLER, M. (2016): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1:25.000, Blatt 5510 Neuwied. – Landesamt für Geologie und Bergbau; Mainz.
Topographische Karte 1:25.000, Blatt 6212 Meisenheim (2016). – 4. Aufl., Landesamt für Vermessung und Geobasisinformation Rheinland-Pfalz; Koblenz.

6. Hinterlegung von Typusmaterial

Die International Commission on Zoological Nomenclature empfiehlt in ihrem Code ausdrücklich die Hinterlegung von Typusmaterial bei Neubeschreibungen etc. in einer öffentlichen Sammlung (<https://www.iczn.org/the-code/the-code-online/>). Schriftleitung und Herausgeber der Mainzer geowissenschaftlichen Mitteilungen haben entschieden, dass seit 2024 eine solche Hinterlegung **obligatorisch** für entsprechende Beiträge wird. Dies gilt auch für die Erstbeschreibung neuer Mineralspezies. Beiträge, die dieser Richtlinie nicht entsprechen, werden nicht mehr berücksichtigt.

7. Copyright

Manuskripte werden unter der Voraussetzung angenommen, dass sie weder an anderer Stelle publiziert noch zum Druck eingereicht sind. Die Veröffentlichung erfolgt ab 2023 unter der folgenden Lizenz: Creative-Commons-Namensnennung 4.0 International (CC BY 4.0), nachstehend CC-Lizenz genannt, siehe den Lizenztext unter <https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/legalcode.de>. Die Artikel werden nach Erscheinen auf der Plattform GEO-LEO e-docs (<https://e-docs.geo-leo.de/>) und auf der Internetseite des LGB (www.lgb-rlp.de) bereitgestellt. Eine diesbezügliche vertragliche Vereinbarung mit den Autoren wird im Vorfeld der Publikation getroffen.

8. Korrekturabzüge und Druckfreigabe

Korrekturabzüge erhält der erstgenannte oder federführende Autor eines Beitrags. Es wird angestrebt, Korrekturdurchgänge möglichst auf elektronischem Weg zu bearbeiten (PDF-Dateien). Korrekturen sind umgehend an die Schriftleitung zurückzusenden. Nach erfolgten Korrekturen erhält der erstgenannte oder federführende Autor die finale Version zur Druckfreigabe, die schriftlich erfolgen muss.

9. Sonderdrucke

Seit 2023 werden keine Sonderdrucke mehr zur Verfügung gestellt. Autoren erhalten ihre Beiträge in elektronischer Form als hoch aufgelöste PDF-Datei.

Herausgeber

Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz

Manuskripte senden Sie bitte an:

Roger Lang

– Schriftleitung Mainzer Geowissenschaftliche Mitteilungen –

Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz

Emy-Roeder-Str. 5

D-55129 Mainz

Tel. 06131-9254-249

E-Mail: roger.lang@lgb-rlp.de