

Bearbeitungsstand: 22.03.2018, V. 4

Forschungsprojekt FluviMag: Fluvialer Transport von Magneto-Mineralen

Für Wiebke & Jörg

Michael Pirrung¹

mit GIS-Abbildungen von Jörn Engelhardt²

¹Institut für Geowissenschaften, Friedrich-Schiller Universität Jena,
Burgweg 11, D-07749 Jena, E-Mail: michael.pirrung@uni-jena.de

²Dr. Köhler Geoplan GmbH,
Cranachstraße 46 | D-99423 Weimar, E-Mail: engelhardt@geoplanweb.de

5.6. Tertiäre Vulkanite im Siebengebirge am Rhein

Das Siebengebirge liegt topographisch betrachtet rechtsrheinisch südöstlich von Bonn, östlich Königswinter, südlich Siegburg und nördlich Bad Honnef. Es bildet eine auffällige Berglandschaft mit dem Ölberg als höchstem Gipfel, etwa 460 m NN, im Kontrast zum sich hier nach Norden weitenden Rheintal am Übergang von Mittel- zu Niederrhein, mit Höhen der Aue bei etwa 60 m NN, und zu den Hochflächen des linksrheinischen Drachenfelder Ländchens zwischen 180 und 260 m NN, erst im Ahrtal finden sich ähnliche Höhenunterschiede zwischen Talboden um 80 und Hochflächen um 500 m NN. Die von steilen Abhängen umgebenen Gipfel des Siebengebirges, sowohl die sieben Hauptberge als auch zahlreiche weitere etwas weniger markante Erhebungen, waren zum Teil von Burgen bestanden, so etwa Drachenfels, Wolkenburg, Löwenburg, sowie Rosenau, teilweise sind es befestigte kirchliche Anlagen gewesen wie am Petersberg. Die Architektur und Geschichte der Burgen bzw. deren Ruinen im Siebengebirge, Drachenfelder Ländchen und Ahrtal ist beschrieben u.a. bei (OTTENDORF-SIMROCK & MEHS o.a.), (LOSSE 2008). Zum Petersberg gibt es eine archäologische Beschreibung bei http://www.virtuellesbrueckenhofmuseum.de/vmuseum/historie_data/dokument/img071.pdf.

Das Siebengebirge gehört zum mitteleuropäischen Gürtel tertiärer Vulkangebiete, der sich vom französischen Massif Central über die Hocheifel, das Siebengebirge, den Westerwald, die Rhön, die hessische Senke bis zum Egergraben erstreckt, siehe u.a. bei (JUNG, et al. 2012). Der Begriff „tertiär“ bzw. „Tertiär“ wurde vor einigen Jahren nach internationaler Übereinkunft ersetzt durch die beiden Perioden Paläogen und Neogen. Wegen der besseren Lesbarkeit und der häufigen Verwendung in der älteren Literatur wird in dieser Arbeit die Bezeichnung tertiär / Tertiär dennoch weiterhin verwendet, da viele Vulkanite nahe der Paläogen-Neogen-Grenze erstarrten, s.u..

Das Siebengebirge bietet neben topographischen, burgenkundlichen, kulturhistorischen und biologischen Anreizen vor allem die Möglichkeit, auf einer relativ kleinen Fläche eine

Vielzahl sehr unterschiedlicher Gesteine zu erkunden. Das 1900 A.D. im Kernbereich unter Schutz gestellte Siebengebirge (BURGHARDT 1979a) ist das älteste deutsche Naturschutzgebiet [NSG]. Zuvor wurde dort intensiver Abbau der Vulkanite betrieben, beispielsweise am Drachenfels für den Bau des Kölner Doms (NARRES 2009), so dass teilweise noch recht gute und eindrucksvolle Aufschlüsse vorliegen. Am Drachenfels wurden und werden kostenintensive Sicherungsarbeiten für den Erhalt des Bergfrieds und eines angrenzenden Turms und zum Schutz des Wanderweges Eselspfad durchgeführt. Einzelne Steinbrüche, z.B. am Stenzelberg, wurden noch bis etwa 1930 betrieben, dort ist im Gipfelbereich nur noch ein sehr kleiner Ausschnitt in seiner ursprünglichen Höhe erhalten, von mehreren Seiten schneiden in unterschiedlicher Tiefe Steinbrüche in den Berg. Die Unterschutzstellung hat den Steine-Erden-Abbau gestoppt, die Waldausbreitung befördert und Siedlungsvergrößerung oder Industrieansiedlung verhindert, gleichzeitig ist das Gebiet durch Straßen und Wanderwege relativ gut erschlossen. Es gibt keine Kernzonen, die überhaupt nicht betreten werden dürfen, jedoch ist das Verlassen der Wege unzulässig.

Aufgrund des NSG-Status des Siebengebirges wurden dort in dieser Arbeit keine Proben aus anstehenden Gesteinen entnommen, sondern nur aus herabgefallenen Blöcken oder Haldenblöcken, die zweifelsfrei aus den anstehenden Gesteinen stammen. Bachsedimente wurden möglichst ohne Sedimentaufwirbelung unmittelbar neben Wegen beprobt. Auch der Dächelsberg bei Oberbachem ist NSG, sodass hier nur Haldenblöcke am Zaun beprobt wurden. Im NSG Tomberg wurde eine Probe eines entlang der Klüftung gelockerten anstehenden Gesteins von 3 cm Kantenlänge entnommen. Im NSG Kottenforst wurde eine Bachsedimentprobe ohne Aufwirbelung entnommen. Außerhalb der NSG-Bereiche wurde möglichst anstehendes Gestein beprobt. Hervorzuheben ist, dass in dieser Studie das maximale Gewicht gemessener Teilstücke bei etwa 50 g, im Mittel etwa bei 20 g liegt, also nur sehr kleine Materialmengen entnommen wurden. Üblicherweise werden bei petrographischen und geochemischen Arbeiten wesentlich größere Mengen verwendet.

Die in dieser Arbeit beprobten Lokationen liegen auf den folgenden Blättern der topographischen bzw. geologischen Karte 1: 25 000: 5308 Bonn Bad-Godesberg (RAUFF 1980), 5309 Königswinter (BURRE 1978), 5407 Altenahr (EBERT & PFEFFER 1939), 5408 Bad Neuenahr-Ahrweiler (EBERT, et al. 1939), 5409 Linz am Rhein. Eine zusammenfassende geologische Karte im Maßstab 1 : 50 000 publizierte (BURGHARDT 1980), eine bodenkundliche Karte (BURGHARDT 1979b). Das Gebiet der nördlichen Eifel im Maßstab 1 : 100 000 beschreiben (KNAPP & HAGER 1980).

Von insgesamt 136 beprobten potentiellen Liefergesteinen liegen bisher Messwerte der masse-spezifischen magnetischen Suszeptibilität vor, dafür wurden insgesamt 483 Messungen der Gesamt- bzw. Teilproben durchgeführt. Außerdem wurden 65 Bach- und Flußsedimente, davon 22 überwiegend siltig-tonig, gemessen.

[5.6.1. Geologische Situation, Petrographie und Geochemie](#)

[5.6.2. Geochemie und magnetische Suszeptibilität der vulkanischen Liefergesteine](#)

[5.6.3. Magnetische Suszeptibilität der sedimentären Liefergesteine](#)

[5.6.4. Magnetische Suszeptibilität von Vererzungen](#)

[5.6.5. Magnetische Suszeptibilität fluviatiler Sedimente](#)

[5.6.6. Zitierte Literatur](#)

[5.6.1. Geologische Situation, Petrographie und Geochemie](#)

Zur geologischen Erforschung des Siebengebirges gibt (SCHWARZ 2014). Ein Überblick zur Bodenbildung findet sich bei (SKOWRONEK & KEHL 2009). Eine Übersicht über die Geologie des Siebengebirges gibt (BURGHARDT 1979a). Beschreibungen einzelner Aufschlüsse einschließlich Petrographie und Geochemie stellte (FRECHEN 1976) vor. Weitere

geochemische Analysen finden sich bei (HOCKS 1891), (CARMICHAEL 1965), (BERLIN & HENDERSON 1969), (WÖRNER, et al. 1986), (VIETEN, et al. 1988), (WEDEPOHL, et al. 1994), (WEDEPOHL & BAUMANN 1999), (JUNG, et al. 2012), (KOLB, et al. 2012). Leider geben (CARMICHAEL 1965), (BERLIN & HENDERSON 1969), (WÖRNER, et al. 1986), (WEDEPOHL, et al. 1994), (WEDEPOHL & BAUMANN 1999) sowie (BALDWIN, et al. 2017) keine genauen Lokationsbeschreibungen, so dass diese Arbeiten im Folgenden nicht berücksichtigt werden. (KOLB, et al. 2012) und (JUNG, et al. 2012) führen neben eigenen Analysen in elektronischen supplements Analysen u.a. von (FRECHEN & VIETEN 1970a), (FRECHEN & VIETEN 1970b), (METZNER 1983), (VIETEN 1987), (VIETEN, et al. 1988) auf. Analysen der meisten bisher genannten Publikationen sind in der Datenbank GEOROC, <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>, online verfügbar. (SCHUBERT, et al. 2015) publizierten Ar-Ar-Datierungen und geochemische Analysen von Vulkaniten im Übergangsbereich zwischen Siebengebirge und Westerwald. Danach liegen die Alkali-Gehalte im Siebengebirge für die meisten Vulkanite höher als für den Westerwald, wo Pikrit, Basalt und Basanit vorherrschen.

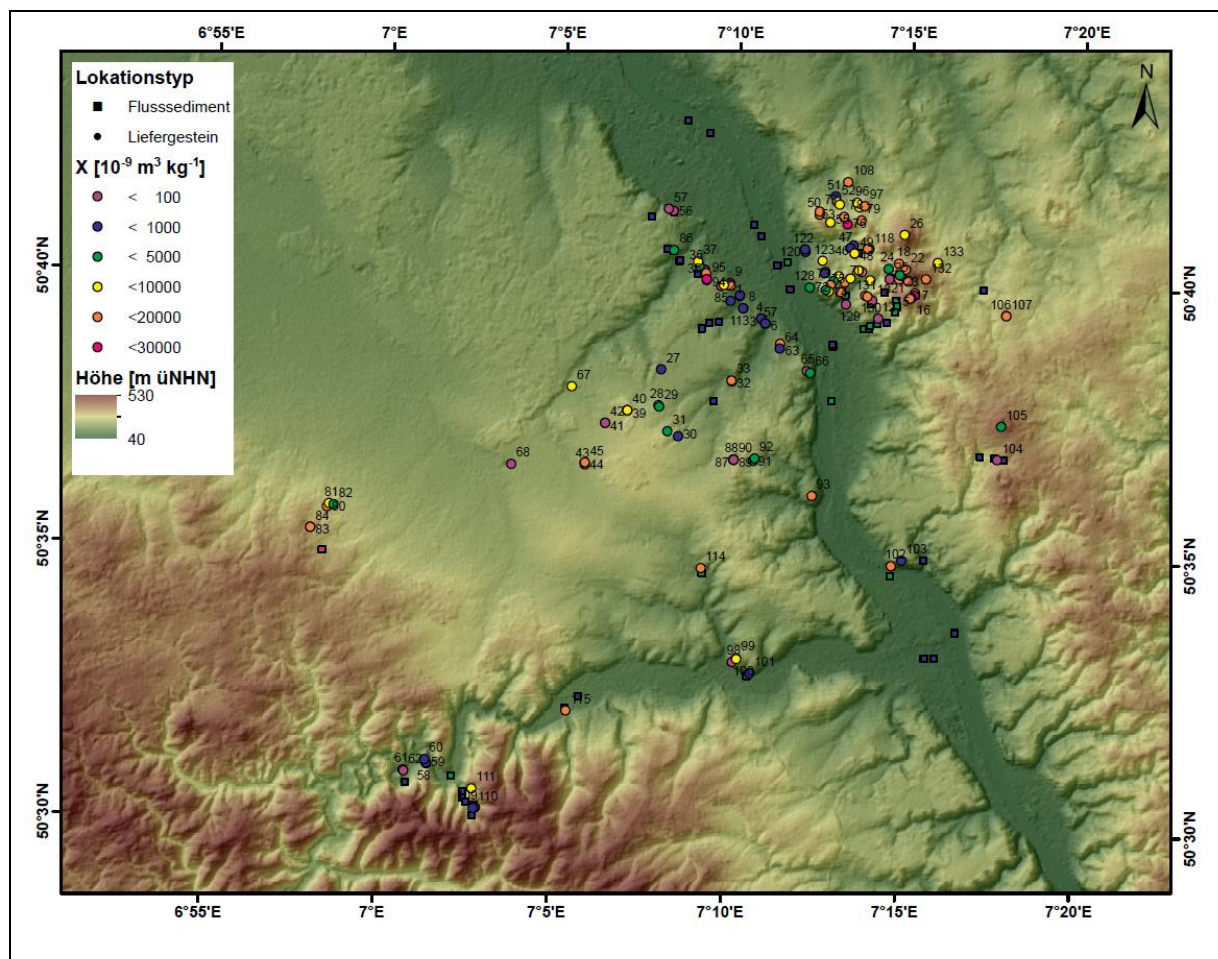


Abb. 5.6-1a: Probenlokationen mit magnetischer Suszeptibilität von Liefergesteinen, mit Nummern, und von fluviatilen Sedimenten, auf einer Höhendarstellung des Untersuchungsgebietes, dargestellt von J. ENGELHARDT. Datengrundlage hierfür war das SRTM 1 Arc Second Global - NASA Land Processes Distributed Active Archive Center [LP DAAC] Products, <http://lpdaac.usgs.gov/>, mit einer Gitterweite von ca. 37 m. Die Probennummern finden sich auch in **Tabelle 5.6-3** wieder sofern geochemische Analysen vorlagen. NNW' der Bildmitte erstreckt sich der Ville-Horst, westlich davon liegt die Erft-Senke. Der ab dem Härtling des Birgeler Kopfes, Nr. 93, zunächst nach NNE fließende Rhein weicht dem Siebengebirge nach NW aus, diese Richtung ist auch stromauf des Birgeler Kopfes erkennbar.

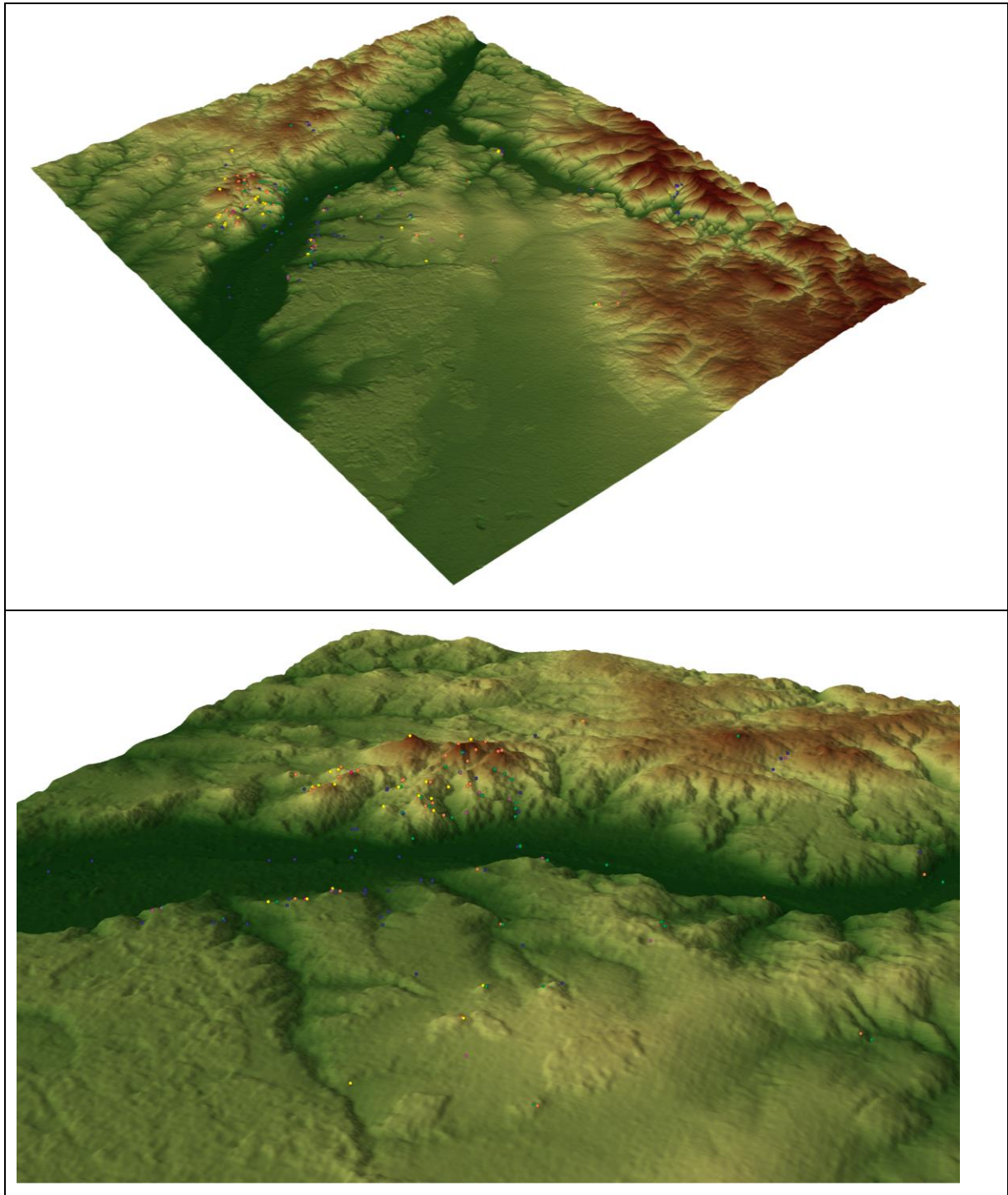


Abb. 5.6-1b: Oben: Auf der selben Datengrundlage, mit 2,5-facher Überhöhung dargestellt, wie in **Abb. 5.6-1a** von J. ENGELHARDT erstellte 3D-Darstellung des Untersuchungsgebietes mit Probenlokationen, magnetische Suszeptibilität farbcodiert wie in **Abb. 5.6-1a**, gesehen von NW. Auf dem Ville-Horst in Bildmitte erfolgt die Entwässerung nach E bzw. NE zum Rhein hin. Rechts der Mitte ist die Erft-Senke östlich des Ville-Horstes gut erkennbar, sicher ist der pleistozäne Rhein einmal z.T. hierdurch geflossen als dieser Bereich sich absenkte, offenbar sank jedoch das heutige Mittelrheintal schneller ab. Hinten rechts ist der Anstieg des Schiefergebirgs-Sockels in Richtung Hocheifel entlang der Ahr gut nachvollziehbar. Unten: Ausschnitt Siebengebirge gesehen von WSW. Von E kommende Bäche „umgehen“ das Hindernis der in die inzwischen abgetragenen Trachyt-Tephra eingedrungenen „Vulkanstiele“ nach S. Hinter dem Siebengebirge ist ein Absinken der Landoberfläche nach E durch eine NNW-verlaufende Abschiebung zu vermuten.

Beschreibungen von Wanderungen zu geologischen Besonderheiten finden sich bei (LOGA 2015), weitere geologische Aufschlüsse westlich des Rheins um Bad Godesberg siehe bei (MEYER 1989b) und unter http://stadtplan.bonn.de/cms/images/Stadtplan/Geologischer_Wanderpfad.pdf. Ein relativ neu eingerichteter Lehrpfad ist die Feuerroute zwischen Rodderberg und Tomburg, <http://www.naturpark-rheinland.de/aktiv/wandern-im-naturpark/die-feuerroute/index.html>. Eine Aufschlußbeschreibung vom Drachenfels findet sich bei <https://www.steinmann.uni-bonn.de/arbeitsgruppen/strukturgeologie/lehre/aufschluesse-im-rheinland/drachenfels>. Die Fossilagerstätte Rott wird beschrieben u.a. bei (KOENIGSWALD 1989). Über die Ergebnisse von Forschungs-Bohrungen am Mittelpleistozänen Rodderberg Maar berichten (PAULICK, et al. 2009), (ZÖLLER, et al. 2010).

Leider hat die Unterschützstellung des Siebengebirges neben vielen positiven Auswirkungen, allen voran der Erhalt der Landschaftsformen, aus geowissenschaftlicher Sicht auch Nachteile bewirkt. So ist z.B. die große Abbauwand am Weilberg von (FRECHEN 1976), zu S. 18, mit einer Skizze von HANS CLOOS abgebildet, auf einer Schautafel vor Ort ist diese auch farbig zu sehen. Allerdings war die Abfolge der mehrphasigen Intrusion von „Basalt“ in „Trachyt-Tuffe“ im Sommer 2017 kaum noch nachvollziehbar, da mittlerweile Bäume viele interessante Bereiche verdecken, ähnliches gilt für den Dächelsberg. Gezielte Pflegemaßnahmen im Sinne des Geotop-Schutzes wären hier wünschenswert, sie wären aber auch kostenintensiv, so dass sich diese Situation perspektivisch wohl eher noch verschlechtern wird.

Das Siebengebirge ist Bestandteil des Rheinischen Schildes, der heute als Mittelgebirgsregion über die umgebenden Gebiete aufragt und geologisch betrachtet eine Aufwölbung paläozoischer, variskisch gefalteter Gesteine beidseits des Mittelrheines bildet (WALTER & DORN 2007). Das Siebengebirge liegt im rechtsrheinischen Teil des Schiefergebirges, das sich in N-S-Richtung etwa zwischen dem südlichen Ruhrgebiet und dem unteren Main bei Frankfurt und in W-E-Richtung zwischen Mittelrhein und Oberlauf der Lahn erstreckt. Unmittelbar am Westrand des Siebengebirges reicht das tertiäre Senkungsgebiet der Niederrheinischen Bucht bei Bonn nach SSE in das Schiefergebirge hinein. Die Topographie des Siebengebirges zeigt **Abbildung 5.6-1** und einen Überblick über die Landschaft und die Gesteine des Siebengebirges und seiner Umgebung geben **Tabelle 5.6-1** und **5.6-2**.

Tab. 5.6-1: Landschaft im Siebengebirge, Drachenfelder Ländchen und Ahrtal, aufgenommen 2014, 2016, 2017 und 2018, in [] Nummern von Proben dieser Studie aus diesem Bereich.



Blick vom linken Rheinufer, wenige hundert Meter stromauf der Fähre Mehlem-Königswinter, zum Siebengebirge: von links der Petersberg mit dem ehemaligen Gästehaus der Bundesregierung, jetzt Hotel; Nonnenstromberg mit ebenem Top; Großer Ölberg ist verdeckt; Hirschberg; Wolkenburg hinter den Türmen der Drachenburg; Drachenfels mit Ruine des Bergfrieds; Lohrberg und Löwenburg verdeckt.



Im August 2017 schwebt eine Gewitterwolke über dem Siebengebirge, hier gesehen von der Hauptterrasse des Rheins zwischen Wachtberg-Ließem und Bonn-Heiderhof. Geht man von einer Caldera-Phase zu Beginn des Siebengebirgs-Vulkanismus aus, dann dürfte es vor etwa 26 Ma Eruptionswolken ähnlicher Dimension über dem Bereich des heutigen Siebengebirges gegeben haben.



Übersicht über das Siebengebirge vom Köllenhof in Ließem aus. Im Hintergrund von links der Petersberg; Nonnenstromberg; Großer Ölberg mit Sendemast und spitzer Silhouette; Wolkenburg; Drachenfels; Lohrberg als langgestreckter „Rücken“; Löwenburg. Im Vordergrund Hang-lehm aus abgeschwemmtem Material von Löß und Hauptterrasse des Rheins, beides Ablagerungen des Pleistozäns.



Vom nördlichen Rand des Tephra-Walles am Rodderberg, dem im Pleistozän eruptierten nördlichsten Vulkan der Osteifel, geht der Blick bei klarer Sicht über den südlichen Teil des Senkungsgebiets der Niederrheinischen Bucht bis zum Kölner Dom, rechts des Post-Hochhauses schwach erkennbar. Dessen Baumaterial wurde im Mittelalter vom Trachyt des Drachenfelses bezogen, darüberhinaus verwendete man den Trachyt der Hohenburg bei Wachtberg-Berkum. Beide Gesteine sind leicht zu bearbeiten, verwittern aber auch relativ zügig. [63]



Vom Rolandsbogen bei Rolandseck geht der Blick nach Süden in das hier enger werdende Mittelrhein-Tal. Die Hochflächen wurden während des Pleistozäns von der Hauptterrasse des Rheins geformt. In Bildmitte ist der abbaubedingt übersteilte Abbruch der Erpeler Ley zum Rhein hin erkennbar, einer der südlichsten Vulkane des Siebengebirge-Vulkanfeldes. [66]



Im Ahrtal sind an mehreren Stellen, wie hier an der Saffenburg bei Mayschoß, unterdevonische Sandsteine und Silt-/Tonschiefer sehr gut aufgeschlossen. Die geologische Karte stellt sie in die Mittlere Siegen-Stufe. Durch die Nutzung für den Weinanbau sind weichere, tonreichere „flaserige Bänderschiefer“ gegenüber den etwas härteren Rippen aus „Quarzit-Sandstein“ (EBERT, et al. 1939) deutlich erkennbar. An der links der Bildmitte sichtbaren Steilwand der Oberburg wurden Felsanker gesetzt. [58-60]



Das Ahrtor ist ein eindrucksvolles Zweiturm-Tor, das sich im Süden der noch weitgehend erhaltenen Stadtmauer von Ahrweiler befindet. Als Werksteine wurden Sandsteine aus Steinbrüchen unterdevonischer Gesteine im Ahrtal verwendet. Der neuzeitliche Durchbruch links des linken Schalenturmes folgt den Bögen, auf denen der Wehrgang errichtet wurde, die jedoch von außen nicht sichtbar sind. Am Fuß der Mauer sind an vielen Stellen Fundamentbögen erkennbar, die die Folgen des Unterminierens verringern sollten.



Drachenfels mit der Ruine des Bergfrieds, gesehen vom linken Rheinufer in Bonn-Mehlem. Die unterhalb gelegenen Weinberg-Hänge werden durch Felssicherungsnetze und der Fußweg unterhalb der Burgruine durch Anker gegen Felssturz geschützt. Rechts reicht der Fuß des Trachyt-Stocks mit der Steilwand des Domsteinbruchs bis nahe an die Bahnlinie heran. Der Stock drang in heute großenteils abgetragene Trachyt-Tephra der Caldera-Phase ein, bei Hebung des Gebietes wurde die Tephra leichter erodiert als der Stock. [74-75]



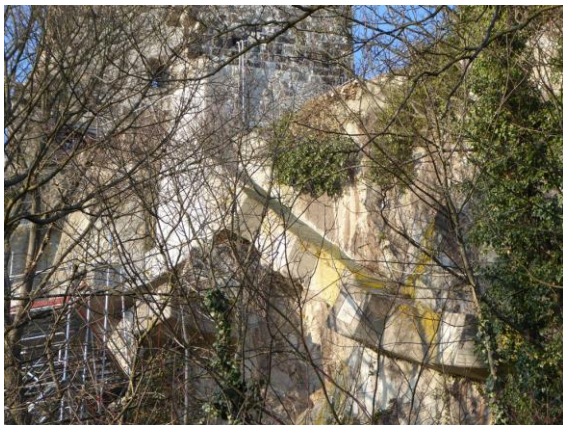
Die innere Struktur des Trachyt-Stocks vom Drachenfels zeigt nördlich des Ulanen-Denkmals in Rhöndorf ein steil nach SW einfallendes Gefüge, das in Form von Klüften und eingeregelt plattigen Kristallen zustande kommt. Vermutlich ist der nadelförmige Bereich links ebenso wie der Bereich oben rechts, auch im vorigen Foto erkennbar, annähernd parallel zum äußeren Kontaktbereich des Stockes orientiert. Felssicherungsnetze sollen die Winzer vor Steinschlag schützen. Der Weg am Fuß der Wand ist nicht mehr begehbar.



Der Gipfel der Jungfernhardt, mit Sanidin-Trachyt, ist kegelförmig-spitz aufgrund der Tal-tiefenerosion des Mirbesbaches auf der N- und des Rhöndorfer Baches auf der S-Seite sowie weniger verwitterungsresistenter Trachyt-Tephra auf der E-Seite. Durch die exponierte Lage findet sich hier nur ein Rohboden, da humusreicher Oberboden mangels bodenbedeckender Vegetation abgespült wird, so sichtbar an einer Baumwurzel. Ähnlich spitz sind die Gipfel von Gr. und Kl. Breiberg, Schallenberg, Geisberg, Ölender. (BURRE 1933a) spekuliert hier über ein ehemaliges Terrassenniveau. [125]



Der ehemals elegante Bergfried des Drachenfels stürzte teilweise infolge Bergbaus ab. Das zum Burgbau verwendete helle Gestein stammt aus Steinbrüchen in der unmittelbaren Nähe, die z.T. schon in römischer Zeit genutzt wurden. Das stellenweise herausragende dunkle Gestein, als Geschoß-Stützen eingesetzt, ist Basalt aus dem Siebengebirge.






Unterhalb des Bergfrieds der Burg Drachenfels sind Felsicherungen aus Beton erkennbar, die sich in Verbindung mit Dübel-ähnlichen Felsankern am Eselspfad zur Drachenburg entlang der ehemaligen Steinbruchswände erstrecken. Über die von grauen quadratischen Platten abgedeckten Anker wird der „Baugürtel“ mit unverwittertem Gestein im Berginneren verbunden. Im Winter 2017/18 weist das Baugerüst auf die Notwendigkeit von Sanierungsmaßnahmen hin.



Aufgrund des relativ starken Gefälles des Mittelrheins werden auch Kiespartikel bei stärkerer Wasserführung transportiert, hier bei Niedrigwasser sichtbar. Im Gegensatz zum Rheinbett der pleistozänen Hauptterrasse, mit zahlreichen verflochtenen flachen Rinnen, ist der Fluß, hier an der Rheinaue in Bonn, heute ein relativ schmales Gerinne. Neben kantengerundeten Sandsteinen aus dem Rheinischen Schiefergebirge, z.B. aus dem Ahrtal stammend, finden sich ähnliche Gerölle wie in der Hauptterrasse. [FM_Rhein2014-12]

Tab. 5.6-2: Gesteine im Siebengebirge und seiner Umgebung. Die Reihenfolge der Fotos orientiert sich am geologischen Alter der Gesteine, vulkanische Gesteine werden von sauren zu basischen Gesteinen aufgeführt, da radiometrische Datierungen vieler Vulkanite und geologische Verhältnisse in mehreren Aufschlüssen diese generelle Reihenfolge zeigen. In [] stehen Nummern von Proben dieser Studie aus diesem Bereich.

	<p>Unterdevonische gebankte Feinsandsteine der Herdorfer Schichten der Siegen-Stufe (BURRE 1978), hier im Annatal, bilden den Schiefergebirgssockel des Siebengebirges. Die nach SE einfallenden Bankfugen werden von wenige Millimeter mächtigen Tonschieferlagen gebildet, die Sedimentations-Unterbrechungen anzeigen. Diese Ablagerungen wurden in einer geringen Wassertiefe abgelagert, darauf deuten Korngröße und andernorts auch Fossilführung hin. Relativ helle Färbung und Limonit-Flecken resultieren von der Verwitterung des Gesteins. [12]</p>
	<p>Die mittelalterlichen Baumeister waren sehr geschickt im Kombinieren anstehender Felsen mit künstlichen Mauern, hier an der Mittelburg der Saffenburg. Die Schieferungsflächen der Silt- und Tonschiefer fallen hier steil nach SSE ein, etwa parallel zur Schichtung mit leicht verformten Wellenrippeln, die ehemalige Flachwasser-Bedingungen anzeigen. Sie bilden die SE-Flanke des Ahrtal-Sattels. Stratigraphisch werden sie als flaserige Bänderschiefer in die Mittlere Siegen-Stufe gestellt (EBERT, et al. 1939). [60]</p>
	<p>SE' der Landskron, NE' Heimersheim, findet sich auf ebenfalls steil nach SE einfallenden Schichtflächen von Tonschiefern des Unterdevons eine Schleifspur, über mindestens 10 m hinweg zu verfolgen. Diese wird auch von (LOGA 2016) auf S. 53 erwähnt. [101]</p>



In der ehemaligen Tongrube E' Ödingen und W' Oberwinter stehen Gesteine der Herdorfer Schichten der Siegen-Stufe (BURRE 1978) an: dunkelgrauer, entlang der Schieferungsflächen aufgelockerter Tonstein und mittelgrauer Sandstein mit dunkelgrauen Siltsteinlagen. Die dunkle Färbung deutet auf Pyrit-, d.h. FeS_2 -, Gehalte hin, dafür sprechen zumindest einige durch Limonit-Bildung braun gefärbte Gesteinsbruchstücke, hier nur an verschlepptem braunem Verwitterungsmaterial erkennbar. [87]



Im Kasbachtal wurde im 19. Jahrhundert im Bergwerk Clemenslust Cu-Erz abgebaut (BURRE 1978). Auf der Halde finden sich noch deutliche Hinweise auf diese Vererzung in Form von grünem Malachit auf Gangquarz, z.T. begleitet von rostfarbenen Fe-Oxiden. Diese offenbar von Sammlern angelegten Schürfe sollten nicht vergrößert werden, um keine weitere Schwermetall-Freisetzung zu verursachen. [104]



SE' Rech im Ahrtal finden sich im Bereich des ehemaligen Fe-Erz-Bergwerkes Fridolin mit rotem Hämatit und ockerfarbenem Goethit sowie dunkelbraunem bis schwarzem Mn-Oxid imprägnierte, teilweise gebleichte Sandsteine und Gangquarze. Von (EBERT, et al. 1939) werden diese „Grauwacken und Sandsteine“ der Oberen Siegen-Stufe als „Krusteneisenstein“ bezeichnet. Eine Halde im eigentlichen Sinne ist nicht mehr vorhanden, lediglich Lesesteine finden sich hier noch. [109]



Vererzter unterdevonischer Sandstein im Abraum der ehemaligen Tongrube E' Ödingen, mit violettrotlichem Hämatit, ockerfarbenem und dunkelbraunem Goethit und schwarzem Manganoxid. Durch Verwitterungsvorgänge ist das Fe^{2+} des Pyrits zu Fe^{3+} oxidiert und z.T. auf Kluft- und Schieferungsflächen verwitterter Sandsteine angereichert worden, während zuvor/gleichzeitig Fe in hier nicht sichtbaren Bereichen gelöst wurde, siehe nächstes Foto. [89]



Kaolinisierter, vertonter Sandstein im Abraum der selben Tongrube. Die Gesteine des Unterdevons wurden während des Mesozoikums bis in das Paläogen hinein, früher Alttertiär genannt, durch intensive tropisch-subtropische Verwitterung gebleicht. Wo während des Oligozäns (RAUFF 1980) tonige Partikel in Senken zusammengespielt wurden, konnten Kaolin-Lagerstätten entstehen. [90]



Am südlichen Ortsrand von Wachtberg-Holzem sind Tone, weißlich durch das Tonmineral Kaolinit, aufgeschlossen. Da die Tone hier einerseits sehr rein sind, andererseits auch zusammenhängende Sandstein-Lagen enthalten, handelt es sich um in situ verwitterte unterdevonische Gesteine. Solche Vorkommen reliktsicher Gesteine zeigen, dass die heutige Landoberfläche ± der alttertiären entspricht bzw. ursprünglich vorhandene tertiäre Ablagerungen wieder vollständig bis auf dieses Niveau abgetragen sind. [41-42]



Am Heiderhof wurden in mehreren Gruben oligozäne Tone und darüber liegende „Quarzite“ (RAUFF 1980) abgebaut. Die „Quarzite“ bestehen aus konglomeratischen Sanden, die mit Quarz-Zement verfestigt sind. Die Gerölle sind fast ausschließlich gut gerundete Gangquarze, die einen weiten Transport aus einem Faltengebirge anzeigen, da sie gegenüber mechanischer Beanspruchung und chemischer Verwitterung sehr stabile Komponenten darstellen. Das Gestein wurde früher für die Herstellung von Feuerfest-Material genutzt. [11]



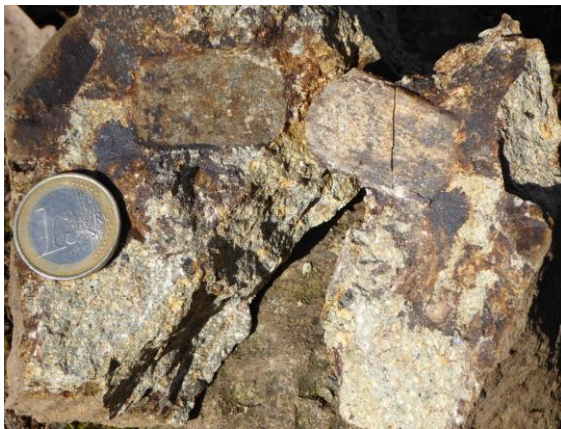
Im Bereich Ofenkaul finden sich neben-gesteinsreiche Lapilli-Aschen-Tephra, mit braunen Siltsteinen des Unterdevons, im unteren rechten Bildbereich, sowie Biotit-, Quarz- und Feldspat-Kristallen in einer trachytischen Matrix. Das Auftreten von „Basalt“ oberhalb der Bildmitte ist bemerkenswert, da basische Gesteine jünger als die Trachyte sein sollten. Das Gestein ist in der geologischen Karte (BURRE 1978) als Trachyt-Tuff bezeichnet. Heute wird mit Tuff ein vulkanisches Lockergestein <2 mm bezeichnet, was auf dieses Gestein nicht zutrifft. [49]



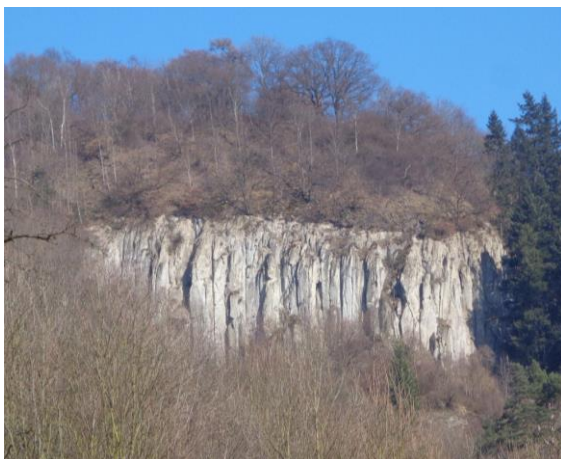
Im unteren Bereich der Hölle, Nebental des Nachtigallentals östlich Königswinter, findet sich eine relativ dunkle Ausbildung der Trachyt-Tephra, die nach (LOGA 2015) als Höllen-Tuff bezeichnet wird. Hierbei soll es sich um Ablagerungen von Laharen, d.h. Schlammströmen, handeln, die sich unmittelbar nach Bildung der Trachyt-Tephra gebildet haben. Die Ablagerungen zeigen undeutliche Schichtung. Impakte, d.h. Einschlagsdeformationen ballistisch transportierter Blöcke, fehlen, was die Lahar-Hypothese stützt [120]



Der Trachyt des Drachenfels enthält bis 5 cm große Sanidin-Kristalle. In dieser Probe von einer Halde, durch den Bau des Einschnitts nahe der Bergstation der Zahnradbahn angelegt, sind zwei Kristalle miteinander als Zwilling verwachsen. Helle Bänder sind als Entmischung von Na-reicherem Feldspat in den K-reichen Wirtskristallen bei der Kristallisation zu deuten. Die Einregelung der meist nicht verzwilligten tafeligen Kristalle lässt sich vielerorts als Fließgefüge interpretieren (CLOOS & CLOOS 1927). [75]



Ein dem Drachenfels sehr ähnliches Gestein ist der Sanidin-Trachyt am Kuckuckstein auf dem S-Hang des Geisberges, ebenfalls mit Sanidin-Einsprenglingen unterschiedlicher Größe in einer porphyrisch-serialen Grundmasse. Dieses Vorkommen ist Teil einer Trachytintrusion, die sich vom Schallenberg bis zur Jungfernhardt in WSW-Richtung über eine Länge von rund 1.1 km erstreckt (BURRE 1978). [123]



Sturzplatz-Wand am SW-Hang der Wolkenburg, von der Bergstation der Zahnradbahn auf dem Drachenfels aus gesehen. Die mächtigen Pfeiler stehen senkrecht, was auf eine horizontale Abkühlungsfläche des Trachyandesits (BURRE 1978) bzw. Quarz-Latits (FRECHEN 1976) oberhalb des heutigen Erosions-/Abtragungsniveaus hindeutet. (CLOOS & CLOOS 1927) nahmen für diesen Vulkanit aufgrund der Orientierung von Einschlüssen des Nebengesteins einen Durchbruch durch die Trachyt-Tephra an, siehe auch (VIETEN, et al. 1988). [72]



Trachyandesit (BURRE 1978), Quarz-Latit (FRECHEN 1976) bzw. Trachyt (KOLB, et al. 2012) der Wolkenburg, hier vom westlichen Bereich des Steinbruchs am Gipfel, dem die Wolkenburg-Burg zum Opfer gefallen ist. Das Gestein ist porphyrisch-serial, d.h. nicht auflösbare Körner in der Grundmasse bis deutlich erkennbare <4 mm große Kristalle, von weißem Sanidin und schwarzer Hornblende. [72]



Trachyandesit (BURRE 1978) bzw. Quarz-Latit (FRECHEN 1976) des Stenzelberges. Die säulenartige Struktur in der Mitte ist beim Abbau stehen gelassen worden, offenbar wegen zu geringer Festigkeit. (LOGA 2015) interpretiert diese Struktur als Aufstiegsweg von heißen magmatischen Gasen, die die Ausbildung regulärer Abkühlungsstrukturen verhinderten. Da oligozäne Tone das Liegende des Stockes bilden, wäre auch ein Aufstieg von verdampfendem Porenwasser während des Erkaltes der Lava denkbar. Links sind zwei nahezu senkrecht stehende rötliche Gänge erkennbar. [97]



200 m W' des Kühltbrunnens wird ein hier ca. 10 m breiter NNW-streichender Aegirin-führender Alkalitrachyt-Gang (FRECHEN 1976) bei gleicher Streichrichtung von einem etwa einen Meter breiten basaltischen Gang durchschlagen, subparallel zu den Hauptstörungen der Niederrheinischen Bucht, die ab dem Eozän abgesunken ist. Das zeigt, dass während der Platznahme beider Gänge dasselbe Spannungsfeld zu einer Öffnung in WSW-Richtung führte. Basalte und Basanite eruptierten meist nach den Trachyten. [25]



Der Dächelsberg zwischen Wachtberg-Oberbachem und -Niederbachem zeigt sehr gut die Intrusion des säuligen Feldspat- bzw. Alkalibasalts (RAUFF 1980) bzw. Foid-führenden Latitbasalts (FRECHEN 1976) in die hellgelben Trachyt-Tephra am rechten Bildrand. Am Kontakt ist ein keilförmiger, etwa parallel zur Schichtung der hier schräg gestellten Tephra eingedrungener Fortsatz des Basalts erkennbar. Das könnte darauf hindeuten, dass die Trachyt-Tephra zuvor vom gleichen Eruptionszentrum gefördert worden ist. [31-32]



Am oberen Ende des Nachtigallentals gibt es eine Apophyse, d.h. einen irregulären Fortsatz, eines SW-NE-verlaufenden Nephelin-Olivin-Basalt-Ganges (BURRE 1978), mit Gel-gefüllten Blasen. Der Basalt hat sich offensichtlich beim Eindringen nicht genau an der Schichtung der hellen Trachyt-Tephra orientiert und diese auch nicht durch thermische Oxidation rot verfärbt. Dies liegt an der geringen Breite des Ganges von nur wenigen Metern. Der „Trachyt-Tuff“ ist eine Lapilli-Aschen-Tephra mit Feldspat, Biotit und fladenartigen Komponenten, ? kollabierten Bimsen. [119, 134]



Im Bild oben rechts leider kaum noch erkennbar ist die sich nach oben verbreiternde Intrusion eines jüngeren dunkel gefärbten Basalts in helle Trachyt-Tephra am Großen Weilberg, siehe (CLOOS 1947). Die unteren Bereiche der Trachyt-Tephra sind durch thermische Beanspruchung des liegenden 30-50 m mächtigen basaltischen Lagergangs rot oxidiert, stellenweise durch Vegetation verdeckt ist die Absonderung mit schlanken, steil stehenden Säulen. Leider kann nur von der Aufnahmeposition aus betrachtet werden, der Steinbruch selbst ist gesperrt.



Süd-Seite des Bergfrieds der Tomburg. Plattiger Nephelin-Basanit (EBERT & PFEFFER 1939) bildet die Basis des Turms, dessen Außenmauerwerk aus dem selben Material besteht. Die Tomburg liegt zusammen mit einem kleinen 800 m SW' gelegenen Vorkommen isoliert am W-Rand des Siebengebirge Vulkanfeldes. Der Bergfried ist dem der Godesburg ähnlich von Baumaterial und Dimension her. Teile der Außenmauern der Burgruine sind infolge des Abbaus dieses Hartgesteins bereits abgestürzt. [80]



Im Steinbruch am E-Hang des Himbrich zwischen Ödingen und Oberwinter ist die Meilerstellung der Säulen des Feldspat- bzw. Alkali-Basalts (BURRE 1978) gut zu erkennen: senkrecht im Zentrum und zu den Rändern hin flacher. Dies deutet auf die häufig zu beobachtende nach oben offene Trichterform des Basaltes hin, was auf einen relativ großen Krater, wahrscheinlich durch eine initiale phreatomagmatische Phase mit heftigen Eruptionen bei Grundwasser-Schmelze-Kontakt, zurückzuführen ist. Randlich gibt es auch hier eine verwitterte Zone. [91]



Fünf- und sechseckige Querschnitte flach lagernder Säulen des Hawaiits (JUNG, et al. 2012) am Lyngsberg zwischen Heiderhof und Muffendorf, heute nicht mehr begehbar. Die Säulen entstehen durch Schrumpfrisse beim Abkühlen der Schmelze in Form von Klüften, manchmal bildet sich senkrecht dazu ein plattiges Gefüge aus. Die Säulenlängsachse steht senkrecht zur Abkühlungsfläche aus Erdoberfläche oder Nebengestein, so dass hier am SE-Rand des Vorkommens eine steil nach NW einfallende Fläche zu rekonstruieren wäre. [10]



An den Felsen hinter der Marienkapelle der Landskron NE' Bad Neuenahr-Ahrweiler ist der Kontakt zwischen dem unregelmäßig-dünnsäuligen oberen und dem regelmäßig-dick-säuligen unteren Teil der basaltischen Lava erkennbar. Die nahezu senkrechte Stellung der Säulen zeigt eine horizontale obere Abkühlungsfläche an. Diesen Aufschluß beschreibt (LOGA 2016) auf S. 49, 51.



Eine dem vorigen Bild entsprechende, noch wesentlich eindrucksvollere, Situation kann man vom Weg an der rechtsrheinischen Bahnstrecke an der Erpeler Ley nahe der ehemaligen Brücke von Remagen aus größerer Entfernung betrachten. Hier wurde früher Basalt abgebaut und der Steinbruch aufgrund seiner Lage nicht verfüllt. Der Kontakt zwischen unteren senkrechten Säulen und oberen weniger deutlichen Säulen ist wiederum scharf. Insgesamt ist die Säulenstellung im Bereich des Steinbruchs aufgrund mehrerer Durchbrüche kompliziert, siehe auch (LOGA 2016), S. 105, 109.



An der Kuppe 800 m SW' der Tomburg ist die Auflagerung bzw. der nach E einfallende Kontakt von vermutl. basanitischen Tephra auf Nephelin-Basanit-Lava (EBERT & PFEFFER 1939) zu erkennen, letztere durchschlug erstere außerdem in einem schmalen etwa senkrechten Gang mit kleinen horizontalen Säulen. Der Basanit intrudierte also nach der Ablagerung der Tephra. Als Basanit wird ein basaltoider Vulkanit bezeichnet, bei dem nicht ausreichend Kieselsäure für die Bildung von Feldspäten vorhanden war, so dass sich kieselsäure-ärmere Feldspatvertreter wie Nephelin bildeten. [83-84]



Die hangende Tephra an der Kuppe SW' der Tomburg, weder in Karte noch in Erläuterung von (EBERT & PFEFFER 1939) erwähnt, besteht aus Lapilli und Aschen. Dunkle Lapilli sind unterdevonische Tonschiefer. Das deutet auf phreatomagmatische Maar-Eruptionen zu Beginn der Förderung hin, bei denen vorwiegend Material des Schiefergebirgsstockwerks ausgeworfen wurde. Nach initialen Maar-Eruptionen entwickelte sich vermutlich, wie in der vorigen Abbildung angedeutet, ein Schlackenkegel mit Intrusion von Lava in die Maar-Tephra. [84]



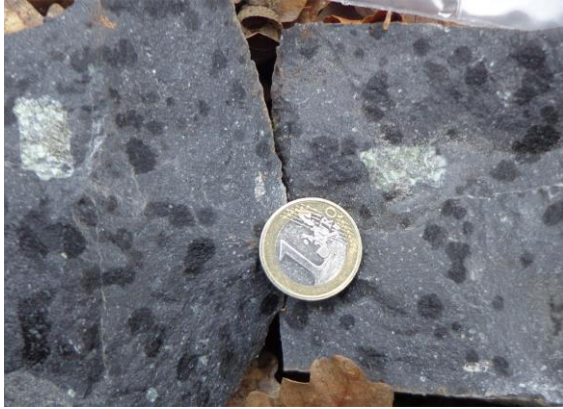
„Basaltuff“ nach (RAUFF 1980), zutreffender: Nebengesteins-arme Tephra, findet sich z.B. am W-Rand des Arzdorfer Basanits (KOLB, et al. 2012), wo im rechten Bildbereich eckige schlackige Blöcke von verwitterten Aschen umgeben werden, während links blasenarme Blöcke zum anstehenden Basanit im Zentrum des Vorkommens überleiten. Durch hydrothermale Lösungen oder posteruptive Verwitterung sind oft die Randbereiche von Basalt- / Basanitvorkommen stärker zersetzt als die zentralen Bereiche, nur letztere sind für den Bergbau von Bedeutung. [44-45, kompakter Basalt]



An der Kuppe SW' der Tomburg ist das Gefüge des liegenden Nephelin-Basanits (EBERT & PFEFFER 1939) porphyrisch-serial, der splitttrige Bruch spricht für eine glashaltige Grundmasse, wenige bräunliche Flecken zeigen ehemalige Olivine an, die alteriert sind. Einzelne noch kleinere weiße Flecken sind Feldspat-Kristalle, vermutlich Plagioklas, eventuell auch Nephelin. Am Rand des Einsprenglings-armen Handstücks erfolgte von Abkühlungsklüften ausgehend durch hydrothermale Lösungen eine Fe-Fällung mit Braunfärbung des Gesteins. [83]



Der Basalt des Foid-führenden Latitbasalts (FRECHEN 1976) am Großen Weilberg ist porphyrisch-hiatal mit feinkörniger Grundmasse. Einsprenglinge von Pyroxen <4 mm, viel, Olivin <2 mm, grün, wenig, Feldspat <2 mm, wenig, Hornblende <1 cm, grünl.-schwarz, selten, lassen sich mit der Lupe identifizieren. Die Blasenfreiheit spricht für eine gewisse Überdeckung der Lava. [108]



In einem kleinen Steinbruch bei Bonn-Bad Godesbergs Ortsteil Schweinheim gibt es in einem feinkörnigen Alkalibasalt (RAUFF 1980) Fremdgesteinseinschlüsse von Peridotit, hier hellergrünlich und schwarz begrenzt. Peridotit stammt vom oberen Erdmantel und besteht aus Pyroxen und Olivin. Die rundlichen Flecken sind dunkler gefärbt durch Regentropfen-Feuchte. [86]



Der Alkalibasalt (RAUFF 1980) des Birgeler Kopfes bei Oberwinter zeigt am Top verwitterungsresistente Blöcke, die auf dicke Pfeiler im Untergrund hinweisen. Jedoch weist die Oberfläche des von Abkühlungsklüften umgebenen Blockes eine „narbige“ Oberfläche, offenbar aufgrund der leichteren Verwitterbarkeit der zahlreich vorhandenen Hornblende-Einsprenglinge, auf. Drei isolierte Vorkommen werden auf der geologischen Karte Blatt Königswinter als Feldspat-Basalt bezeichnet, dieses Vorkommen ist aber makroskopisch ein Hornblende-Basalt. [93]



Am Rand der Hochfläche der Erpeler Ley sind Kiese mit sandiger Matrix aufgeschlossen, die aufgrund der Höhenlage der pleistozänen Hauptterrasse des Rheins zuzuordnen sind. Typisch ist die Ocker-Färbung der Sande, die durch Fe-Fällung in Form von Goethit bzw. Limonit entstand. [103]



Die etwa 600 ka alten Ablagerungen der Hauptterrasse des Rheins bedecken weite Hochflächen des Drachenfelder Ländchens. Am NW-Kraterrand des Rodderbergs S' Wachtberg-Niederbachem und Bonn-Mehlem lagern pleistozäne Nebengesteins-arme Maar-Tephra aus Leucit-Nephelinit (FRECHEN 1976), hier undeutlich geschichtet, auf den Kiesen und Sanden der Hauptterrasse. [64, Kies]



In dem Bach, der vom Heiderhof Richtung Gut Marienforst fließt, sind kiesige Ablagerungen angeschnitten und werden bei Starkregen auch transportiert, zusammen mit grauem Silt aus Löß bzw. Lößlehm. Der Kies besteht vorwiegend aus stabilen Komponenten, wie gut gerundetem gelblichem oder weißem Gangquarz, braunen bis schwarzen kieseligen Metasedimenten der Alpen und Porphyren der Saar-Nahe-Senke. Er stammt aus der Hauptterrasse des Rheins, die an den Rändern des Heiderhofs sonst nur selten aufgeschlossen ist. [FM_Namenlos2016-1, Heiderhof]



Auf den Hängen der Löwenburg liegt blockreicher Hangschutt aus Hornblende-Basalt, der vor allem durch pleistozäne Frostverwitterung anstehender Gesteine und Bodenfließen bei Auflage auf Lößlehm entstanden ist. Heute sind die Blockmeere weitgehend inaktiv, bis auf gelegentliche Umlagerung innerhalb von Windwurfstellern von Baumwurzeln nach Stürmen, die in den letzten Jahren in Teilen des Siebengebirges zu größeren Veränderungen geführt haben und sicher auch in Zukunft führen werden.



Löß ist u.a. während der letzten Eiszeit aus dem Vorfeld der nordischen Gletscher ausgeweht und als Staub am Nordrand der Mittelgebirge abgelagert worden. Durch Entkalkung verlehmt der Löß in Oberflächennähe und wird weniger stabil gegenüber Umlagerungen. Zwischen Heiderhof und Muffendorf gibt es Hohlwegseinschnitte, an denen der typischerweise beige-farbene Lößlehm angeschnitten wurde, hier eine Aufnahme von der Kompostieranlage N' Gimmersdorf. [27]



Uferbefestigungen und Buhnen am Rhein, hier bei Bonn-Mehlem, bestehen fast ausschließlich aus vieleckigen Basaltsäulen. Auch an der Nordsee fand dieses überdurchschnittlich dichte Material Verwendung beim Küstenschutz. Der in der Bucht stromauf der Buhne abgelagerte Sand, meist gut sortierter Mittelsand, wird durch Wellenbewegungen am Ufer stetig weiter verrundet. Er wird bei normalen Wasserständen bereits in wenigen cm Wassertiefe rollend bewegt. [FM_Rhein2014-3]



Im Bach W' Bad Godesberg-Schweinheim ist das Sediment beigefarben, was auf Abschwemmung von Löß hinweist. Dieser bildet die jüngste Ablagerung auf den Hochflächen des Kottenforstes. Das spektakulär über den Bacheinschnitt hängende Wurzelwerk weist auf starke Tiefenerosion in jüngster Zeit hin. Das erstaunt, da im Einzugsgebiet heute ausschließlich Waldbestand existiert, der erosionshemmend ist. Vielleicht sind die rechts der Bildmitte erkennbaren flachen Gruben zur Ziegelherstellung genutzt worden und haben das natürliche Gefälle verändert. [FM_Schweinheimer_Bach2016-1, stromab]



An dieser bewußt nicht näher bezeichneten Stelle in einem der Ahr zufließenden Bach läßt sich ein reger Aufwuchs von Röhrenwürmern beobachten. Zusammen mit einem leichten Fäkal-Geruch zeigt dies erhöhte Nährstoff-Gehalte im Bach an. Ursache sind offensichtlich ungeklärte Abwässer einiger bachaufwärts liegender Häuser. Die Versenkung dieser Abwässer in Sickergruben wäre sicher vorteilhafter für den Nährstoffhaushalt der Ahr.



Ein Zufluß des Lannesdorfer Baches zeigt ein Beispiel für einen vom Menschen gering beeinflussten Vorfluter. Das Einzugsgebiet ist als Weideland extensiv genutzt. Die Ablagerungen zeigen für die siltige Korngröße, resultierend aus der Abschwemmung von Lößlehm, ungewöhnliche flache Strömungsrippeln. Rechts der Basaltblöcke ist diese Rippelstruktur zerstört, da hier eine Probe entnommen wurde. Innerhalb weniger Stunden ist aber die Rippel wieder intakt, durch Nachlieferung des Materials. [FM_Lannesdorfer_Bach_Zufluß2017-1]

Im Bereich des Siebengebirges gibt es aufgrund der weiten Verbreitung tertiärer Gesteine nur relativ wenige gute Aufschlüsse des Schiefergebirgsstockwerks, so z.B. rechtsrheinisch im Annatal NE' Bad Honnef, nördlich davon auf der Knelingshardt (BURRE 1978) und linksrheinisch im Bereich Klufterberg, westlich von Bad Godesberg (MEYER 1989b), sowie am Nordrand der Vordereifel, nördlich des Ahrtals z.B. beim Tomberg (EBERT & PFEFFER 1939). Die Gesteine des Schiefergebirges im Raum Siebengebirge befinden sich auf der NW-Flanke des Ahrtal-Sattels (MEYER & STETS 1975). Sie bestehen aus variskisch gefalteten, nicht bis schwach metamorphen Gesteinen der Oberen Siegen-Stufe, Herdorfer Schichten (BURRE 1978). Nach (MEYER 2013) werden diese heute als Herdorfer bzw. Wahnbach Fazies der Oberen Siegen-Schichten bezeichnet. Von der Gesteinsausbildung her handelt es sich ausschließlich um Siliziklastika, d.h. Sandsteine, Siltsteine und Tonsteine. Eine Schieferung infolge der Verfaltung ist nur in feinkörnigen Gesteinen deutlich ausgebildet. Bessere Aufschlüsse der Siegen-Stufe gibt es im Ahrtal (MEYER 2013), wo in dieser Studie deshalb

ebenfalls Proben genommen wurden im Bereich Landskron, Saffenburg, bei Rech und an der Lochmühle, sowie im Mittelrheintal, siehe (MEYER & STETS 1975).

Auf den Schiefergebirgsgesteinen der Eifel und im Bereich Siebengebirge lagern mehrere Meter bis 10er Meter mächtige Tone, die durch in situ Verwitterung als Mesozoisch-Tertiäre-Verwitterungsdecke (FLIEGEL 1913), (MÜCKENHAUSEN 1978), (FELIX-HENNINGSSEN (1990) aus tonreichen unterdevonischen Ausgangsgesteinen entstanden bzw. lokal aus dieser Verwitterungsdecke umgelagert und in flachen Senken zusammengespült wurden. Zu den Besonderheiten dieser Tone gehört ihr relativ hoher Gehalt an dem Tonmineral Kaolinit, das unter warm-humidem Klima entsteht (BLUME, et al. 2010). Während die Tone meist hellgrau bis leicht gelblich sind, finden sich auf Blatt Rheinbach auch rötliche Tone zwischen verwitterten devonischen Sandsteinklasten (FUCHS 1980). Bei Witterschlick und östlich Ödingen sind helle Tone früher abgebaut worden. Die Tongrube südlich Wachtberg-Adendorf bot die Grundlage der lokalen Tonwarenherstellung (MEYER 1989b) und wird heute noch für betrieben. Auch am Übergang zum Ahrtal wurden früher bei Karweiler und werden bis heute noch bei Ringen helle Tone abgebaut (EBERT, et al. 1939). (RAUFF 1980) stellt die Tone auf Blatt Bonn-Bad Godesberg in das Oligozän. (BURRE 1933b) gibt als Mächtigkeit bis über 20 m an. Temporäre Aufschlüsse der Verwitterungsdecke erwähnt (MEYER 2013), S. 276, vom Bau der Autobahn A61 nördlich von Bad Neuenahr. Außerdem kommt sicher auch autohydrothermalen Lösungen bei Aufstieg und Platznahme von Vulkaniten eine gewisse Bedeutung bei der lokalen Veränderung von Gesteinen zu.

Hierauf lagern bis 15 m mächtige meist verkieselte Sande und Kiese, sogenannte Süßwasserquarzite, die zu den Vallendarer Schottern ins Oligozän gestellt werden. In vielen Bereichen der Siebengebirgsumrandung gibt es einzelne Quarzitblöcke, die eine ursprünglich flächenhafte Verbreitung der Schotter anzeigen (BURRE 1933b). Deren Alterseinstufung erscheint nicht ganz gesichert, da z.B. in der Hocheifel ähnlich quarzreiche Schotter mittlerweile ins Mittlere Eozän gestellt werden (LÖHNERTZ 1978). In mehreren Gruben am Heiderhof bei Bonn wurden die Quarzite (RAUFF 1980) früher für die Herstellung von Feuerfest-Produkten abgebaut, s. z.B. (GÄBERT 1922).

Im Zentrum des tertiären Siebengebirgs-Vulkanfeldes, nachfolgend als SVF bezeichnet, gibt es – die tonigen bzw. sandigen Sedimente überlagernd – nach dem Kartenbild heute noch bis zu 100 m mächtige Trachyt-Tephra, d.h. ursprünglich als Pyroklastika locker gelagertes Auswurfmaterial, in einer elliptischen Verbreitung von etwa 30 km in NNW- und 20 km in W-E-Erstreckung (BURRE 1933b), (BURGHARDT 1979a), (PRZYBYLA, et al. 2017). Die Trachyt-Tephra stellen die initiale Phase des Siebengebirgs-Vulkanismus dar. Sie lagern entweder direkt unterdevonischen Gesteinen, deren toniger Verwitterungsdecke oder den Vallendarer Schottern mit ursprünglich geringen Höhenunterschieden auf (BURRE 1933b). Heute liegt die Auflagerungshöhe im Südosten an der Löwenburg bei 350 m und nordwestlich am Rhein in Höhe des Drachenfels bei etwa 60 m NN (BURRE 1933b), es zeigen sich teilweise auf wenigen hundert Metern Horizontaldistanz Höhenunterschiede im Bereich einiger 10er m.

Die früher wohl bis zu 200 m mächtige Tracht-Tephra wurde vermutlich in einer Caldera gefördert (FRECHEN 1976), (LOGA 2015), (BURGHARDT 1979a), (MEYER 1988), (MEYER 1989a). So deuten BERG & BURRE 1939 in (BURRE 1978) die Vulkanite des Siebengebirges als Bestandteile eines Großvulkans. Hierzu würde auch die Zeitspanne von weniger als 0,6 Ma für differenzierte Vulkanite im Zentrum des Siebengebirges gut passen, siehe (PRZYBYLA, et al. 2017). Die gegenüber der Umgebung stärkste Absenkung der Basis der Trachyt-Tephra liegt nach LASPEYRES, zit. in (BURRE 1933b), östlich Königswinter zwischen Petersberg, Hirschberg und Drachenfels am Ausgang des Mittelbach- und Nactigallentals. Aufgrund des erhöhten Gehaltes an Nebengesteins-Fragmenten werden von (BURGHARDT 1979a) als Ausbruchszentren vermutet: linksrheinisch der Bereich der ehemaligen Quarzitgrube

Rolandsgrube N' Ödingen, ehemalige Grube Gute Jette N' Wachtberg-Niederbachem, in beiden Gruben reicht die Tephra unter die liegenden Schichten der Umgebung nach unten (BURRE 1933b), und rechts des Rheins die Hölle, ein Seitental des Nachtigallentals, sowie Einsiedeltal SE' der Löwenburg. Die Hölle bzw. das untere Nachtigallental wird von (LOGA 2015) allerdings als Lahar gedeutet. (MEYER 2013), S. 340, führt linksrheinisch weitere Eruptionszentren auf: Irrberg westlich Oberwinter Dächelsberg zwischen Ober- und Niederbachem, und weitere kleinräumige Vorkommen. Ob Nebengesteinsreichtum und Blockgröße auf Schlot-Nähe oder auf phreatomagmatische Prozesse hindeutet könnte durch petrographische Detailuntersuchungen oder durch Bestimmung von Schwere- oder Magnetfeld-Anomalien überprüft werden, aufgrund der Aufschlußverhältnisse wird nicht immer ein Eruptionszentrum lokalisierbar sein.

Nach geochemischen Analysen von (JUNG, et al. 2012) und (KOLB, et al. 2012) reicht das Spektrum der SVF-Vulkanite von basischen Basaniten, Alkalibasalten und Tephriten über intermediäre Mugearite, Benmoreite bis zu intermediären / sauren Trachyten, ähnlich wie in der Hocheifel (HUCKENHOLZ 1983) und im Westerwald (SCHREIBER, et al. 1999). Ältere Analysen sind in (JUNG, et al. 2012) und (KOLB, et al. 2012) im Anhang aufgeführt, in GEOROC finden sich weitere Analysen.

Petrographisch, d.h. von der Gesteinsausbildung her, sind nach (JUNG, et al. 2012) die meist dunkelgrauen Basalte porphyrisch, mit Olivin- und Klinopyroxen- sowie Plagioklas-Einsprenglingen, die Klinopyroxene sind oft Titan-Augite oder Ägirin-Augite. Ebenfalls dunkelgraue Basanite führen selten Olivin-Xenokristalle aus zerfallenen Peridotiten neben Olivin-Einsprenglingen sowie manchmal Hornblende-Einsprenglinge, die oft alterierte braune Säume zeigen. Mittel- bis hellgraue Latite und Trachyte führen Hornblende-, Klinopyroxen-, Plagioklas-Einsprenglinge bei Latiten bzw. Kalifeldspäte, d.h. Sanidine, in Trachyten, sowie in beiden Gesteinstypen häufig Biotite, sowie Titanite, auch hier sind die Klinopyroxene Titan- oder Ägirin-Augite.

Die am höchsten differenzierten, in die Trachyttephra intrudierten, Trachyte kommen nur im zentralen Bereich des SVF vor (BURRE 1978), mit dem Drachenfels als markantestem Berg, sowie lokal auch linksrheinisch im Drachenfelser Ländchen, etwa das Gebiet der heutigen Gemeinde Wachtberg, bei Berkum, etwa 10 km westlich des Rheins (RAUFF 1980). Nach makro- und mikroskopischem Mineralbestand, basierend auf Feldansprache u.a. mit der Lupe und Dünnschliff-Beobachtungen, von Berg & Burre 1939 in (BURRE 1978) besteht der höhere Bereich des Drachenfels aus Sanidin-Trachyt, nach Dünnschliff-Untersuchungen und Hauptelementgehalten von (FRECHEN 1976) ist es latitischer Quarz-Trachyt, nach Mikroskopie und Geochemie von (JUNG, et al. 2012) und (KOLB, et al. 2012) ist es ein Trachyt.

Weniger differenzierte Vulkanite haben eine etwas weitere Verbreitung, vor allem im südlichen Bereich des SVF zwischen Wolkenburg und Löwenburg (BURGHARDT 1980), (BURRE 1978). Der Vulkanit des Stenzelberges wird von BERG & BURRE 1939 in (BURRE 1978) als Trachyandesit, von (FRECHEN 1976) als Quarz-Latit und von (JUNG, et al. 2012) als Mugearit bezeichnet.

Gering differenzierte basanitische und basaltische Vulkanite sind mit zahlreichen Einzeldurchbrüchen in einem weit über das SVF i.e.S. reichenden Bereich verbreitet, im SW bis an die Ahr und damit bis nahe an das tertiäre Hocheifelvulkanfeld (HUCKENHOLZ 1983) und im SE mit undeutlicher Abgrenzung bis zum tertiären Westerwald Vulkanfeld reichend (ROTH 1993), (SCHREIBER, et al. 1999), (SCHUBERT, et al. 2015). Im Westen gibt es kleinere Vorkommen im Drachenfelser Ländchen und der Grafschaft bis hin zur Tomburg bei Rheinbach (EBERT & PFEFFER 1939). Im Süden gibt es sie beidseits des Rheins bis etwa Unkel (BURRE 1978). Der Basaltgang an der Lochmühle bei Mayschoß im Ahrtal (EBERT, et

al. 1939) könnte bereits zum Hocheifel-Vulkangebiet gerechnet werden. Besonders ausgedehnte Vorkommen finden sich am Petersberg und am Hühnerberg. Der Vulkanit des Petersbergs wird von BERG & BURRE 1939 in (BURRE 1978) als Plagioklas-Basalt bzw. limburgitischer Alkalibasalt und von (JUNG, et al. 2012) als Alkaliolivinbasalt und von (KOLB, et al. 2012) als Alkalibasalt bezeichnet.

Bei der Benennung der Vulkanite im Siebengebirge gibt es durchaus abweichende Angaben, siehe die zuvor nur stellvertretend aufgeführten Beispiele und (VIETEN, et al. 1988), S. 10. Unterschiedliche Bezeichnungen gibt es u.a. deshalb, weil verschiedene Klassifikationsschemata für Vulkanite existieren, z.B. nach modalem = beobachtbarem oder normativem = aus Hauptelementanalysen berechnetem Mineralbestand. In vielen Vulkaniten sind die Minerale nur zum Teil mikroskopisch bestimmbar, da sie zum einen aus größeren Einsprenglingen und zum anderen in feinkörniger oder glasiger Grundmasse vorliegen. Darstellbar sind Vulkanite nach Hauptelementanalysen im Total alkaline silica, TAS-, Diagramm für SiO_2 gegen $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, mit etwas einfacher gehaltenen Feldeinteilungen bei (LE MAITRE, et al. 2002) gegenüber der häufiger verwendeten Darstellung von (COX, et al. 1979) mit abweichenden Feldgrenzen. Da Alkalien z.B. durch hydrothermale Aktivität oder Verwitterung relativ leicht mobilisierbar sind, könnte eine nur auf Hauptelemente gestützte Einstufung unter Umständen etwas verfälscht sein. Die Darstellung nach normativem Mineralbestand erfolgt z.B. im STRECKEISEN-Doppeldreieck Quarz-Alkalifeldspat-Plagioklas-Foide bei <90 % Mafiten, siehe z.B. (LE MAITRE, et al. 2002). Sowohl im STRECKEISEN- als auch im TAS-Diagramm kann bei Proben nahe einer Feldgrenze eine kleine Änderung der Elementgehalte, z.B. durch analytische Fehler zur Darstellung in einem benachbarten Klassifikations-Feld führen. Darüberhinaus gibt es innerhalb der Vulkanite durch Absinken von Kristallen in der Schmelze vermutlich Differenzierungen, wie beispielsweise für den Stock des Drachenfels beschrieben bei (FRECHEN 1976). Weiter können Inhomogenitäten in einer Probe infolge der Menge und Größe der Einsprenglingskristalle, die eine von der Grundmasse verschiedene Zusammensetzung haben können, vorliegen.

Bei der Berechnung normativer Mineralbestände nach der sogenannten CIPW-Norm nutzen verschiedene Programme im Detail unterschiedliche Annahmen. So liegen Bestimmungen des Fe_2O_3 - und FeO-Gehaltes in modernen Analysen eher selten vor, sie sind meist als Fe_2O_3 -Gesamtgehalt angegeben. Der Oxidationsgrad spielt aber eine erhebliche Rolle bei der Berechnung des normativen Mineralbestandes, so wird z.B. bei Fe-Überschuß in O_2 -reichen Proben Hämatit, bei O_2 -ärmeren Proben Hämatit und Magnetit oder nur letzterer berechnet. Da die Berechnung der Pyroxene durch den O_2 -Anteil beeinflusst wird, kann auch der Anteil weiterer Minerale hierdurch variieren, siehe (LE MAITRE 1976), (MIDDLEMOST 1989). Wasserhaltige Minerale wie Biotit oder Hornblende werden bei dieser Norm nicht beachtet, daher kann die normative Zusammensetzung immer nur eine Näherung an die Realität darstellen.

Die Lagerungsverhältnisse sind aufschlußbedingt oft schwer einzuschätzen (BURRE 1978), (FRECHEN 1976), so bleibt eine Intrusion als Stock oder Gang oder eine Platznahme als Lavastrom bzw. Decke in vielen Fällen unsicher. Die Meilerstellung vieler „Basalt“-Vorkommen, gut erkennbar z.B. am Himbrich östlich Ödingen, spricht für einen trichterförmigen Krater, der bei phreatomagmatischen Eruptionen angelegt worden ist und mit einem Lavastrom oder –see gefüllt wurde. Für den max. 321 m hohen Drachenfels konnten (CLOOS & CLOOS 1927) aus der Einregelung der Sanidin-Einsprenglinge eine „Zwiebelschalen“-ähnliche Intrusion in heute erodierte mächtige Trachyt-Tephra belegen. Im Gegensatz dazu nahme die selben Autoren für die Wolkenburg, mit einem annähernd gleichen Gipfelniveau, einen Durchbruch an, Abbildungen dazu finden sich in (BURGHARDT 1979a). Da (BURRE 1978) am Großen Ölberg und an der Löwenburg Trachyt-Tephra heute noch bis in

eine Höhe von 380 bzw. 410 m NN angeben, müßte die damalige präintrusive Tephra-Oberfläche also entweder stärker reliefiert oder postintrusiv verkippt worden sein.

Von (BURRE & HOFFMANN 1929) wurde auf die Lage von Basaltvorkommen entlang von vorherrschend NW- bis NNW-, auch ENE- und vereinzelt N-S-streichenden „Basaltlinien“ hingewiesen, mit flächenhaft ausgedehnteren Vorkommen wie dem Büchel und dem Hühnerberg an Kreuzungspunkten der Linien. Zumindest für die NW-streichenden Linien ist ein Zusammenhang mit Störungen, entlang derer sich das Absinken der Niederrheinischen Bucht, z.B. des Erft-Blocks, mit mächtigen Braunkohlen-Ablagerungen ab dem Oligozän vollzogen hat (KLETT, et al. 2002), wahrscheinlich. Ein tiefreichender Einfluß auf den lokalen Magmenaufstieg erscheint jedoch nur bei annähernd vertikalen Bruchflächen, wie sie für Blattverschiebungen typisch sind, möglich. (SISSINGH 2003) vermutet einen Zusammenhang der Störungen der Niederrheinischen Bucht und des tertiären Vulkanismus zwischen Eifel und Rhön mit einer 'triple junction', einem Zusammenstoß dreier kontinentaler Sub-Platten am Zusammentreffen von Niederrheinischer Bucht mit Oberrheingraben-Hessischer Senke. Dabei erscheint jedoch die Nicht-Altersgleichheit der Vulkanfelder problematisch.

Eindeutige Hinweise auf subaerische Laven im SVF gibt es nach (BURRE 1978) nicht. Blasen treten in den Vulkaniten eher selten auf. Sie wären charakteristisch für an der Erdoberfläche oder unter nur geringer Bedeckung erstarrte Laven und Gänge. So erwähnt (HOCKS 1891) Porigkeit für den Trachyt bzw. Andesit am Froschberg, dies konnte bei einem Aufschluß-Besuch in dieser Studie an einzelnen Gesteinspartien auch nachvollzogen werden. Weitere Vorkommen mit Blasen sind nach eigenen Beobachtungen der „Basalt“ am Kalvarienberg im Ahrtal, Nephelinbasanit nach (LIPPOLT & FUHRMANN 1980), der „Basalt“ am Wachtberg, Basalt nach (RAUFF 1980) bzw. Basanit nach (KOLB, et al. 2012), zeigt schlackige Partien am Rand und die Apophysen eines Basaltes nach (BURRE 1978) im oberen Bereich des Nachtigallentals, NE' der Drachenburg, zeigen ebenfalls Blasen.

In mehreren Aufschlüssen im SVF ergibt sich aus den geologischen Lagerungsverhältnissen die Abfolge von Trachyt-Tephra zu Trachyt, z.B. Drachenfels, und Trachyt-Tephra zu Basalt, z.B. Dächelsberg, und mitunter zu nochmaligem Basalt, z.B. Weilberg. Die Abkühlungsalter der Vulkanite liegen nach K-Ar-Datierungen von (TODT & LIPPOLT 1979) für das Siebengebirge im Bereich von 25 bis 19 Ma für undifferenzierte und 26,4 bis 24,6 Ma für differenzierte Vulkanite. Die K-Ar-Alter für drei Proben von Trachyt-Tephra liegen allerdings jünger als die der in sie intrudierten Vulkanite, was den geologischen Verhältnissen widerspricht. Leider gibt diese Publikation nur den Namen des Vorkommens ohne Koordinaten an, abgesehen von drei Bohrungskoordinaten. Für undifferenzierte Vulkanite im Ahrtal ergaben sich K-Ar-Alter im Bereich von 46 bis 26 Ma (LIPPOLT & FUHRMANN 1980). Neue Ar-Ar-Datierungen an Sanidinen bzw. Grundmassematerial (PRZYBYLA, et al. 2017) zeigen, dass höher differenzierte Latite & Trachyte um 25,1-26,1 Ma, sowie geringer differenzierte Tephrite & Tephriphonolite um 25,9-25,3 Ma abgekühlt sind, während gering differenzierte Basanite zwischen 30,1 und 22,0 Ma und etwas differenzierte Alkalibasalte & Hawaiiite um 25,0-23,5 Ma gebildet worden sind. Für differenzierte Vulkanite ergibt sich damit ein oberoligozänes Alter nahe der Grenze Paläogen-Neogen bzw. Oligozän-Miozän, die nach (MENNING & HENDRICH 2002) bei 23,8 Ma liegt.

Paläomagnetische Untersuchungen an den Vulkaniten von (TODT & LIPPOLT 1979), die in der Publikation nicht näher erläutert werden, ergaben umgekehrte Magnetisierung für fünf Alkali-Basalte: Ölberg, Margarethenhof, Dächelsberg, Kahlenberg bei Burgbrohl und Asberg südlich des Siebengebirges, und normal magnetisierte für zwei Quarz-Latite: Wolkenburg und Stenzelberg, und einen Foid-Trachyt: Löwenburg. (SCHREIBER & ROTSCH 1998) bestimmten an 19 SVF Vulkaniten die Orientierung der magnetischen Partikel, die charakteristische remanente Magnetisierung, und leiteten für das Eo-Oligozän zwei dextrale SE-streichende Scherzonen am SW- und NE-Rand des Siebengebirges und ab dem Miozän eine NNW-

streichende sinistrale Scherzone am NE-Rand des Siebengebirges ab. Profile der magnetischen Totalintensität bei Oberkassel zeigen (LEONARDI & KÜMPPEL 1996). In keiner der erwähnten Studien werden Werte der magnetischen Suszeptibilität angegeben.

Im Hangenden, den Trachyt-Tephren auflagernd, wurden Braunkohlen-führende Tone und Sande abgelagert, in größerer Verbreitung und Mächtigkeit vor allem bei Witterschlick (RAUFF 1980). Diese wurden auf den geologischen Karten in das untere Miozän eingestuft. Ein etwas höheres Alter ist aber plausibel. In den Trachyt-Tephra auflagernden Blätterkohlen von Rott im NE-Teil des Siebengebirges (MEYER 1989a), eine bedeutende Fossilagerstätte (KOENIGSWALD 1989), sind außergewöhnlich gut erhaltene fossile Libellen und Bienen erhalten (LUTZ 1989). Zunächst wurde das Vorkommen ins Miozän gestellt, siehe z.B. (MEUNIER 1920), nach Kleinsäugerfunden von (MÖRS 1995) wurde das Alter später als Oberoligozän bestimmt. Damit ergibt sich für den differenzierten Vulkanismus des Siebengebirges auch biostratigraphisch ein oberoligozänes Alter. Weitere Vorkommen fossilführender „Blätterkohlen“ sind z.B. vom Minderberg südlich (BURRE 1933c) und von Uthweiler, mit Trachyt-Tephra wechsellagernd?, nördlich des Siebengebirges (SCHMIDT 1951) bekannt. In der NNW-Verlängerung des Ville-Horstes, dessen südlicher Teil in das Untersuchungsgebiet reicht, fand bis vor wenigen Jahrzehnten intensiver Braunkohle-Abbau statt (REICHE & HILDEN 1981).

Kieseloolith-Ablagerungen des Unterpliozäns aus hellen Quarz-reichen Sanden sind nur lokal aufgeschlossen, sie sind benannt nach dem Auftreten verkieselter oolithischer Kalksteine aus dem süddeutschen Jura (RAUFF 1980).

Im Pleistozän wurden auf Höhe des Siebengebirges im Zuge der Eintiefung des Mittelrheins in das Rheinische Schiefergebirge Flußterrassen mit sandigen bis kiesigen Ablagerungen gebildet. Nach (BURRE 1933a) gibt es Hinweise auf eine älteste pleistozäne Rheinterrasse in einer Höhe von 240 bis 250 m NN, u.a. durch das Niveau der Gipfel der Vulkanite westlich von Oberwinter: am Irrberg, Basalt nach (BURRE 1933a), Trachyt nach Angaben in (MEYER 2013), S. 340, und Himbrich, Basalt nach (BURRE 1933a) und Nephelinbasanit nach Angaben in (MEYER 2013), S. 340. Die Hauptterrasse des Rheins ist vor allem im Drachenfelder Ländchen etwa zwischen Bonn-Mehlem und dem Wachtberg bzw. zwischen Heiderhof und Rodderberg in Höhen um 160-180 m NN anzutreffen (RAUFF 1980). Hierzu paßt auch das ebene Top des Basaltvorkommens am Lyngsberg nordöstlich des Heiderhofs bei 160 m NN. Ablagerungen der Mittelterrasse sind zwischen etwa 135 und 70 m NN (BURRE 1933a), BURRE, O. (BURRE), (RAUFF 1980) weniger verbreitet. Nach (FRECHEN & VAN DEN BOHM 1959) zeigen basaltische Augite und Hornblenden den Eintrag von Vulkaniten u.a. des Siebengebirges an. Die wieder in größerer Verbreitung vorhandene Nieder- bzw. Inselterrasse liegt etwa 3-5 m oberhalb des mittleren Rhein-Wasserspiegels (BURRE 1978). Die obere Niederterrasse führt in geringem Umfang Bimse aus dem Wehrer Kessel in der Osteifel sowie häufig Pyroxene, und die untere Niederterrasse graue Bimse und braune Hornblende aus den oberen Laacher See Tephra, ist also im Wesentlichen post-Alleröd- bzw. post-Jüngere Dryaszeitlich (FRECHEN & VAN DEN BOHM 1959).

Über den Terrassensedimenten der Hauptterrasse sowie der Mittelterrasse lagern im Bereich Siebengebirge und Drachenfelder Ländchen verbreitet Löß bzw. Lößlehm (ZIMMERMANN 1920), (JANOTTA, et al. 1997, ZIMMERMANN 1920), (SMYKATZ-KLOSS 2003), mit größeren Mächtigkeiten am Übergang von einer Terrasse in die nächst höhere (BURRE 1933a). Zur Verbreitung weiter nördlich siehe z.B. (BREDDIN 1926). In Hanglagen weit verbreitet sind die daraus hervorgegangenen Hanglehme, teilweise auch Hangschutt bei steilerem Relief, z.B. um Aufragungen von Vulkaniten. Die Eruption des Mittelpleistozänen Rodderberg Maars (BLANCHARD 2002) führte zu Lapilli- bis Aschelagen im Löß der näheren Umgebung, siehe z.B. (BARTELS, et al. 1973), (FRECHEN 1973).

Die jüngsten, bis in die Jetztzeit reichenden, Ablagerungen sind die fluviatilen Ablagerungen der Bäche und des Rheins. Kleinere Bäche haben im Oberlauf häufig siltige Sedimente, da sie die kaum verfestigten Lößablagerungen erodieren bzw. diese bei fehlender Vegetationsdecke, z.B. in beackerten Arealen, leicht abgespült werden.

Der Bergbau auf Hartgesteine im Kerngebiet des Siebengebirges, der seit der Römerzeit intensiv umging, ist seit 1900 eingestellt, Basalt-Vorkommen rechts des Rheins wurden noch länger ausgebeutet. In einigen Steinbrüchen haben sich Seen gebildet, die z.B. in Wachtberg-Arzdorf von Anglervereinen genutzt werden (SCHMITZ 2005). Im Bereich Ofenkaul SSE' des Nonnenstromberges und NNE' der Wolkenburg wurden früher Trachyt-Tephra für die Gewinnung von Feuerfest-Material unterirdisch abgebaut (BURRE 1978). Heute gibt es im betrachteten Gebiet zur Gewinnung von Feuerfest-Material keinen Abbau auf Quarzit oder Ton mehr. Bergbau auf Lockergesteine findet derzeit in den erwähnten Tongruben bei Adendorf und Ringen statt für die Herstellung keramischer Produkte. Lößlehm wurde vereinzelt zur Ziegelherstellung in vermutlich kleinem Umfang genutzt. Miozäne Blätterkohlen wurden ebenfalls nur lokal abgebaut, z.B. bei Wachtberg-Ließem (RAUFF 1980) und nach der topographischen Karte 1:25 000 Linz auch in flächenmäßig ausgedehnteren Bereichen N' Linz. Kiesvorkommen der Hauptterasse bei Wachtberg-Gimmersdorf sind noch bis vor einigen Jahren in geringem Umfang gewonnen worden.

Erzbergbau auf Fe-, Cu-, Pb- und Zn-Erze in WNW-, NNW-, N- bis NNE-streichenden Quarzgängen ging an vielen Lokationen auf unterdevonischen Gesteinen S' und SE' des Siebengebirges um, vor allem zwischen Löwenburg, Rheinbreitbach und Quirrenbach auf Blatt Königswinter (BURGHARDT 1980), sowie der NW-streichende Quarzgang mit Ag-führendem Bleiglanz, Zinkblende und Kupferkies in der Grube Laura bei Wachtberg-Kürrihoven auf Blatt Bonn-Bad Godesberg (RAUFF 1980), hier sind seit Jahren keine Halden mehr zugänglich. Darüber hinaus gab es Bergbau auf sedimentäre Eisenerze, sogenannte Toneisensteingeoden, im Zusammenhang mit Braunkohle-führenden Schichten, so z.B. auf Sphärosiderit im Tal von Heisterbach, siehe z.B. (DECHEN 1861), S. 314. Aufgrund des NSG-Status und auch aufgrund der nicht ohne weiteres ermittelbaren Koordinaten der Bergwerke wäre ein Aufsuchen dieser ehemaligen Abbaustellen in den meisten Fällen nur mit größerem Aufwand möglich.

Erzbergwerke, die auf hydrothermale Quarzgänge zielten, siehe z.B. (EBERT 1928) Abb. 2 bis 6 für Quarz-gefüllte Fiederspalten auf Scherzonen, gab es auch an mehreren Stellen im Ahrtal, so in Kalenborn N'Altenahr auf Blatt Altenahr (EBERT & PFEFFER 1939), sowie SE' Rech, S'Ahrweiler, Kalvarienberg auf Blatt Neuenahr-Ahrweiler (EBERT, et al. 1939). Als Alter dieser Vererzungen wird Karbon bzw. der Zeitraum der variszischen Gebirgsbildung angenommen (LOGA 2016), S. 52. Ein jüngerer Alter ist aber nicht grundsätzlich auszuschließen. So nehmen (FUCHS, et al. 1986) neben der variszischen Mineralisation eine postvariszische Mobilisation von Lösungen durch den tertiären Magmenaufstieg in der Grube Virneberg bei Rheinbreitbach an, dabei ist ein Basaltgang in einen älteren Erzgang intrudiert. Bei (MEYER 2013), S. 350, finden sich für die Nordwesteifel post-Keuperzeitliche Altersdaten, sodass eventuell auch für Ahrtal und Siebengebirge postvariszische Vererzungs-Alter anzunehmen sind.

Am Minderberg auf Blatt Königswinter gab es in der Grube Stößchen Abbau auf Toneisensteingeoden (Rauff 1980). Um die Tomburg fand nach Angaben des geologischen Wanderpfades „Feueroute“ im Mittelalter Bergbau auf Eisenerze statt, wohl auf sekundär zusammengespülten Vorkommen, Erläuterungen zur geologischen Karte Rheinbach (FUCHS 1980) und Altenahr (EBERT & PFEFFER 1939) erwähnen einen solchen Abbau allerdings nicht.

[Zurück zur Übersicht](#)

5.6.2. Geochemie und magnetische Suszeptibilität der vulkanischen Liefergesteine

Der obere Erdmantel besteht aus peridotitischem bzw. Iherzolitischem Mantelgestein, im Wesentlichen Olivine und Pyroxene. Bei regional erhöhtem Wärmefluß bilden sich partielle Schmelzen, die in die Erdkruste aufsteigen können. Beim Abkühlen von silikatischen Schmelzen werden kompatible Elemente wie Fe, Ni, Co, Cr, V, Ti bevorzugt in bei hohen Temperaturen kristallisierenden gesteinsbildenden Mineralen, wie z.B. Olivin, Pyroxen, Spinell, in das Kristallgitter eingebaut und mit fortschreitender magmatischer Differentiation in der Schmelze abgereichert, während inkompatible bzw. lithophile Elemente wie K, Ba, Sr sich in der Restschmelze anreichern und erst in spät kristallisierende Mineralen, wie z.B. Na-reichen Plagioklasen, Alkalifeldspäten, Alkali-reichen Hornblenden und Klinopyroxenen, eingebaut werden (WILSON 1989). Kommt es zu längeren Verweilzeiten in der oberen Kruste, so bildet sich in der Regel eine Magmakammer, in der es zur fraktionierten Kristallisation und damit magmatischer Differentiation kommt: schwere früh gebildete Minerale sinken in der Schmelze ab, die Restschmelze wird dadurch leichter und vor allem Si- und Al-reicher. Für höher differenzierte Vulkanite, wie z.B. Trachyte, muß die Existenz einer Magmakammer postuliert werden. In dieser kann es am Kontakt zum Nebengestein zur Aufnahme von Material in die Schmelze kommen, vor allem von bei niedrigen Temperaturen schmelzenden Komponenten wie Quarz, qz, und Alkalifeldspat, alk-fsp..

Magmatite werden nach verschiedenen Klassifikationen benannt, die sich vorrangig auf die mineralische Zusammensetzung und das Gefüge, z.B. die Korngröße, -verteilung, -form und -grenzen, beziehen. Dabei werden zwei Gruppen von Mineralen unterschieden: 1. die mafischen Minerale, auch als Mafite bezeichnet, mit Fe, Mg, so z.B. Olivine, Pyroxene, Amphibole, Dunkelglimmer; und 2. die felsischen oder salischen Minerale ohne diese Elemente aber dafür Si- und Al-reich, wie z.B. Feldspäte, Quarz, Hellglimmer. Zur ersten Gruppe gehören u.a. die gesteinsmagnetisch wichtigen Minerale Magnetit, Ilmenit, Hämatit und mehrere Sulfidminerale (THOMPSON & OLDFIELD 1986). Mit der Farbzahl, colour index C.I., wird der Anteil mafischer Minerale angegeben (WIMMENAUER 1985).

Titanomagnetite, $Fe_{3-x}Ti_xO_4$, bilden eine Mischreihe zwischen Magnetit, Fe_3O_4 , und Ulvöspinell, Fe_2TiO_4 , siehe z.B. (EVANS & HELLER 2003), S 35 und **Abbildung 5.6-3**. Sie tragen wesentlich zum Magnetismus magmatischer Gesteine bei. Nach mikroskopischen Beobachtungen von (FRECHEN 1976) tritt bei den Vulkaniten im Siebengebirge Magnetit, untergeordnet Ti-Magnetit, als Haupt-Erz auf. Nach PETERSEN & BLEIL 1973 und HAGGERTY 1976, beides zit. in (BLEIL, et al. 1982), korreliert die initiale Solidus-Zusammensetzung, d.h. die Zusammensetzung unmittelbar nach der Kristallisation, von Titanomagnetit direkt mit der chemischen Gesteinszusammensetzung. Dies bleibt auch später gültig, sofern es nicht zu einer Hochtemperatur-Oxidation magnetischer Oxide kommt.

(BLEIL, et al. 1982) stellten bei paläomagnetischen Untersuchungen an 9 Vulkaniten der Hocheifel eine volumen-spezifische magnetische Suszeptibilität, MS, von 15000 bis 115000 [10^{-6} SI] fest. Dabei zeigten die Proben keine Abhängigkeit der MS von Erz- bzw. Opak-Gehalt, der mittleren Korngröße der opaken Anteile, der Lithologie, dem Auflichtmikroskopisch bestimmten Anteil zu Magnetit oxidiert Titanomagnetite, der CURIE-Temperatur. Mit der Messung der CURIE-Temperatur wird bestimmt, bei welcher Abkühlungstemperatur sich magnetische Partikel in einer Schmelze parallel zu den Feldlinien eines äußeren Magnetfeldes, z.B. des Erdmagnetfeldes, orientieren und damit die Orientierung des Feldes „einfrieren“. Die CURIE-Temperatur ist mineral-spezifisch. Bezogen auf die oben genannte Formel für Titanomagnetite haben Basalte der Hocheifel ein $x \geq 0,4$, und CURIE-Temperaturen $< 300^\circ$ C, intermediäre Trachyte $0,2 \leq x \leq 0,4$ bei mittleren CURIE-Temperaturen und Phonolit ein x von 0,1 und eine CURIE-Temperatur von 530° C (BLEIL, et

al. 1982). Hieraus folgt zumindest für die Hocheifel die Hypothese, dass der Ti-Gehalt des Titanomagnetits mit steigendem Differentiationsgrad abnimmt. Allerdings: Fazit des Artikels ist, dass die magnetischen Eigenschaften keine einfache Funktion von chemischer Zusammensetzung der magnetischen Oxide, ihrer modalen Anteile oder Korngröße sind, sondern es bestehen komplexe Muster. Damit wird der Leser etwas allein gelassen. Eine Aussage ist jedoch, dass auffällig wenig hochthermische Oxidation der magnetischen Oxide in der Hocheifel zu beobachten ist, was für die Bildung als Subvulkanite spricht, im Gegensatz zu der Situation, die bei subaerischen Laven zu erwarten ist.

(SCHREIBER & ROTSCH 1998) führten Auflicht-mikroskopische und umweltmagnetische Analysen im SVF durch. Danach enthalten mit CURIE-Temperaturen bis 300 °C die meisten Proben Titan-reiche Titanomagnetite, CURIE-Temperaturen von 300 bis 650 °C zeigen Titan-arme Titano-Magnetite an für den Quarz-reichen Trachyt am Drachenfels und den Trachyt am Froschberg. Mikroskopisch spielen Maghemit als Anzeiger für Niedrigtemperatur-Oxidation und Hämatit als Anzeiger für Hochtemperatur-Oxidation keine nennenswerte Rolle. Die Korngröße der Titanomagnetite, hauptsächlich pseudo-multi-domain-Partikel, sollte zwischen 1 und 40 µm liegen.

Um zu prüfen, ob zwischen der chemisch-mineralogischen Zusammensetzung der Vulkanite im SVF und der masse-spezifischen MS ein Zusammenhang besteht, wurden in dieser Studie insbesondere diejenigen Vorkommen, von denen chemische Analysen veröffentlicht worden sind, beprobt. Bisher liegen Proben von 51 Lokationen vor, siehe **Abbildung 5.6-1**, zu denen es Analysen von (FRECHEN 1976), (JUNG, et al. 2012) und (KOLB, et al. 2012) gibt, in beiden letztgenannten Veröffentlichungen sind im elektronischen supplement auch frühere Analysen u.a. von VIETEN aufgeführt. Die **Tabelle 5.6-3** zeigt diejenigen Beprobungs-Lokationen dieser Arbeit, denen geochemische Analysen, z.T. aus bis zu 4 publizierten Analysen des Vorkommens bzw. aus dessen Teilbereichen, zugeordnet wurden.

In dieser Studie wurde für den Vergleich von MS mit Hauptelement-Geochemie nur dann eine publizierte Analyse verwendet, wenn es sich nach der geologischen Karte 1 : 25 000 um das selbe Gestein handelt, bei mehreren Analysen eines Vulkanits wurde die topographisch nächste bzw. von der Höhe her ähnlichste Analyse, bei mehreren Analysen aus dem selben Aufschluß wurde nach Möglichkeit die petrographisch ähnlichste und neueste Analyse verwendet.

Tab. 5.6-3: Lokationen derjenigen beprobten Vulkanite, für die chemische oder paläomagnetische Daten vorliegen; mit Bezeichnung des Blattes der Topographischen Karte 1 : 25 000; der Proben ID, wie sie in Darstellungen dieser Studie verwendet wird; des Vulkanit-Vorkommens; der geologischen Formation nach verschiedenen Blättern der Geologischen Karte 1 : 25 000; und Angabe der Quelle der am besten nach Lokation oder Petrographie zuzuordnenden geochemischen Analyse bzw. paläomagnetischen Probe. Bezeichnung, Bez., der Gesteine nach GK 25: aeT = Ägirin-führender Trachyt-Gang; An = Andesit, Trachyandesit; AnB = Brüngelsberg Andesit, trachydoleritischer Andesit; B = Basalt; fB = Fsp-Basalt, Plagioklas-Basalt, Alkalibasalt, Feldspatbasalt mit Übergängen zu Nephelin-Basaniten; hB = Hornblende-Basalt; IB bzw. lbt = Leucit-Nephelin-Basalt bzw. -Tephren des Rodderbergs; nB = Nephelin-führender Basalt, Plagioklas-Basalt, Alkalibasalt; saT = Sanidin-Trachyt; T = Trachyt. Für den Birgeler Kopf wurde die Bezeichnung nach eigener Beobachtung ergänzt, da die Geologische Karte außer „Basalt“ keine Spezifizierung angibt. * bedeutet: einzelne alterierte Kristalle, * bedeutet: stärker alteriert, mürbe. Lokationen, die von (SCHREIBER & ROTSCH 1998) paläomagnetisch bearbeitet wurden, sind in der Spalte Quelle mit einem „#“ und Probenkürzel gekennzeichnet.

Lati- tude [°]	Longi- tude [°]	Höhe [m NN]	Blatt TK25	ID	Gebiet	Bez. GK25	Quelle
50,6659	7,1647	110	5308	10	Lyngsberg	B	(JUNG, et al. 2012), V 75
50,6641	7,2531	380	5309	15	Löwenburg	AnB	(KOLB, et al. 2012), V 22
50,6634	7,2517	405	5309	16	Löwenburg	AnB	(KOLB, et al. 2012), V 21
50,6632	7,2509	415	5309	17	Löwenburg	hB	(FRECHEN 1976), S. 18, Pr. b
50,6738	7,2453	325	5309	18*	Lohrberg	saT	(KOLB, et al. 2012), SG 8 #Np
50,6690	7,2455	340	5309	19	Lohrberg	saT	(JUNG, et al. 2012), V6
50,6686	7,2499	380	5309	20	Lohrberg	saT	#Sd
50,6720	7,2486	435	5309	22*	Lohrberg	saT	(JUNG, et al. 2012), V 7
50,6703	7,2459	384	5309	23*	Lohrberg	saT	(KOLB, et al. 2012), V 6
50,6690	7,2409	245	5309	25	Ölender	aeT	(KOLB, et al. 2012), VH G 5
50,6826	7,2477	425	5309	26	Gr. Ölberg	fB	(JUNG, et al. 2012), SG6
50,6284	7,1318	230	5308	29*	Stumpeberg	B	(KOLB, et al. 2012), V 106
50,6209	7,1360	255	5308	30	Hohenburg	T	(KOLB, et al. 2012), V 19
50,6195	7,1412	208	5308	31*	Hohenburg	T	(FRECHEN 1976), S. 14
50,6366	7,1664	206	5309	32	Dächelsberg	fB	(KOLB, et al. 2012), V 51
50,6369	7,1662	120	5309	33	Dächelsberg	fB	(KOLB, et al. 2012), V 51
50,6730	7,1488	145	5308	37	Stella Rheni	B	(JUNG, et al. 2012), V 110
50,6269	7,1166	245	5308	38	Wachtberg	B	(KOLB, et al. 2012), SG 12
50,6102	7,0968	221	5308	43	Arzdorf	B	(KOLB, et al. 2012), SG 11
50,6882	7,2066	290	5309	50	Petersberg	fB	(KOLB, et al. 2012), V 31 #Pb
50,6922	7,2149	200	5309	52	S'Heisterb.	fB	(JUNG, et al. 2012), V 72
50,6907	7,2256	270	5309	54	Stenzelberg	An	(KOLB, et al. 2012), VH G 9
50,6485	7,1891	162	5309	63	Rodderberg	lB, lbt	(FRECHEN 1976), S. 12
50,6339	7,0896	168	5308	67	Villip-Gudenau	B	(KOLB, et al. 2012), V112
50,6647	7,2175	115	5309	69	Wolkenburg	An	(KOLB, et al. 2012), SG 2
50,6695	7,2165	280	5309	71	Wolkenburg	An	(KOLB, et al. 2012), M15
50,6681	7,2141	315	5309	72	Wolkenburg	An	(KOLB, et al. 2012), VH G 6
50,6668	7,2127	263	5309	73	Wolkenburg	An	(KOLB, et al. 2012), SG 3 #Wo
50,6652	7,2105	290	5309	74	Drachenfels	saT	(KOLB, et al. 2012), VH G 7
50,6648	7,2119	260	5309	75	Drachenfels	saT	(JUNG, et al. 2012), SG6
50,6891	7,2066	261	5309	76	Petersberg	fB	(KOLB, et al. 2012), SG 19
50,6867	7,2268	278	5309	78*	Rosenau	An	#No
50,6855	7,2201	335	5309	79	Nonnen- stromberg	nB	(KOLB, et al. 2012), V 53
50,6023	7,2060	175	5309	93	Birgeler Kopf	→hB	(KOLB, et al. 2012), V33.1
50,6674	7,1532	169	5308	94*	Cäcilienhöhe	B	(KOLB, et al. 2012), V 111
50,6921	7,2245	260	5309	96	Stenzelberg	An	(JUNG, et al. 2012), SG 18
50,6911	7,2281	260	5309	97	Stenzelberg	An	(KOLB, et al. 2012), V 11 #Sz

50,5814	7,2448	71	5409	102*	Erpeler Ley		(KOLB, et al. 2012), SG 3
50,6247	7,2961	409	5309	105	Asberg	fB	(JUNG, et al. 2012), SG 3
50,6585	7,2934	296	5309	106, 107	Hupperichsberg	An	(JUNG, et al. 2012), SG 13
50,6983	7,2200	244	5309	108	Gr. Weilberg	fB	(FRECHEN 1976), S. 16
50,6781	7,2305	210	5309	116- 119	Froschberg	saT	(HOCKS 1891) #Fb
50,6689	7,2222	202	5309	124	Bolverschahn	An	(KOLB, et al. 2012), M18
50,6659	7,2026	80	5309	130	Drachenfels	saT	(KOLB, et al. 2012), SG1
50,6638	7,2294	243	5309	132	Breiberg	An	(KOLB, et al. 2012), V10
50,6692	7,2584	372	5309	134*	Scheerkopf	hB	(KOLB, et al. 2012), V25
50,6743	7,2639	305	5309	135	Perlenhardt	saT	(KOLB, et al. 2012), V4

Pro Probe wurde aus einem Handstück bzw. bis zu sechs Handstücken, bei unterdevonischen Proben auch bis zu 11, das Material mit dem Geologenhammer zerteilt in Teilstücke von maximal 3 cm Kantenlänge. Um eventuelle Stahlrückstände zu entfernen erfolgte eine gründliche Reinigung mit einer weißen Nagelbürste. Die Teilstücke wurden mit kupferfarbenem oder schwarzem Permanentmarker nummeriert. Bei der Messung der masse-spezifischen MS von unregelmäßig geformten Festgesteinsproben kann es zu Verkantungen im Innenraum des in dieser Studie eingesetzten Sensors Bartington MS2B kommen, zu lange Proben können über den Bereich des homogenen Magnetfeldes (DEARING 1994) der Spule hinausragen. Daraus würden zu niedrige Meßwerte resultieren. Daher wurde bei Vorhandensein von mehr als drei Teilstücken, bei 80 von 136 Proben, zur Berechnung von Mittelwerten der jeweils niedrigste Meßwert eines Teilstückes eliminiert. Bei Messung von Teilproben beträgt die mittlere Standardabweichung etwa das 0.12-fache des jeweiligen Mittelwertes einer Gesamtprobe.

Tab. 5.6-4: Masse-spezifische MS, in $[10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}]$, von Vulkaniten nach Literaturdaten im Vergleich zu Median-Werten für Vulkanite des SVF. Tephra sind hier unberücksichtigt, um Nebengesteins-Komponenten bzw. -Xenolithe weitestgehend auszuschließen. Die Reihung erfolgt von basischen zu sauren Vulkaniten. Für diese Arbeit sind nur Werte von SVF-Vulkaniten angegeben, für die geochemische Analysen vorliegen. Proben vom Trachyt des Froschberges sind hier nicht erfaßt. Hawaiiit entspricht ungefähr dem Trachybasalt in **Abb. 5.6-3**. In [] die Anzahl der Proben, dabei wurden alle Proben eines Vulkanit-Vorkommens dem nach Literaturangaben überwiegender Chemismus dieses Vorkommens zugeordnet. Subalkalische Andesite und Dazite sowie Rhyolithe kommen im Siebengebirge nicht vor.

Gestein Zitat	Basalt	Alkali- basalt	Tephri- phono- lith	Hawai- it	Ande- sit	Latit	Tra- chyt	Dazit	Rhyo- lith
Diese Arbeit	13444 [7]	10060 [7]	15596 [6]	1024 [9]	-	10525 [9]	4074 [10]	-	-
(BLEIL, et al. 1982)	26700	17000			23000				
(AIRO 1990)		22236			15435			1650	2823
(HUNT, et al. 1995)		84- 61000			65000				100- 80000
(VAN DAM, et al. 2006)		7600							
(GIBSON, et al. 2009)		10000- 15000							

Die Spannbreite von magnetischen Suszeptibilitäten der Vulkanite im SVF ist recht groß: die niedrigste MS hat eine Probe eines mürben Trachyts vom Gipfel der Jungfernhardt mit $30 [10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}]$, die höchste eine Probe von einem Tephriphonolit-Gang am unteren SE-Hang der Löwenburg mit $24265 [10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}]$. Eine Übersicht gibt **Tabelle 5.6-4**. Darin wird deutlich, dass die Suszeptibilitäten der SVF-Vulkanite mit zunehmendem SiO_2 -Gehalt bzw. zunehmender Differenziation zwar generell abnehmen aber nicht streng kontinuierlich, so sind z.B. Tephriphonolithe stärker magnetisierbar als Alkalibasalte, weisen aber höhere SiO_2 - und Alkali-Gehalte auf. Die im Siebengebirge ermittelten Suszeptibilitäten liegen nach **Tabelle 5.6-4** im ähnlichen Bereich wie publizierte Daten anderer Vulkangebiete.

9 Proben von Trachyt-Tephra aus den Bereichen Hölle, Ofenkaul, Unterhang der Löwenburg und Cäcilienhöhe am Heiderhof haben als Median der MS einen Wert von 686 bei einer Spanne von 225 bis $15400 [10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}]$. Die Probe mit der höchsten MS stammt vom unteren NE-Hang der Löwenburg, sie stellt möglicherweise keine Trachyt-Tephra dar. Zum Vergleich haben Proben von 9 Lokationen mit Trachyten, Trachyt-Gang am NE-Hang des Ölenders, Trachyt-Stöcke von Hohenburg, Lohrberg, Jungfernhardt, Geisberg, Schallenberg, Perlenhardt, Drachenfels und Froschberg, einen Median der MS von 4074 für 10 Proben mit chemischen Analysen bzw. 5900 für die gesamten Proben in einen Bereich von 28 bis $15500 [10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}]$. Da die Trachyt-Tephra Nebengesteins-Lapilli und Blöcke enthalten, also hauptsächlich unterdevonische Sedimentite geringer MS, und eingeschränkt ältere Vulkanite, und auch leichter verwittern, ist eine geringere MS der Tephra gegenüber den Proben aus Stöcken auch zu erwarten.

An drei Sanidinen unterhalb der Bergstation am Drachenfels Richtung Rhöndorf, vom SW-Fuß des Drachenfels und vom Kuckuckstein am Südhang des Geisberges wurde die MS mit 2124, 280 und $1330 [10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}]$ bestimmt. Eigentlich sollte ein Feldspat diamagnetisch sein, also eine negative MS aufweisen. Offenbar umwächst der Sanidin in der Spätphase der Domintrusion bereits kristallisierte Anteile der Schmelze, was auch an zerbrochenen Sanidinen durch Einschluß von z.B. Biotit-Kristallen sichtbar wird. Nach einer Analyse in (FRECHEN 1976), S. 23, entspricht die Zusammensetzung eines Sanidins vom Drachenfels in etwa der des umgebenden Trachyts.

4 Proben basaltischer Tephra von Rolandsbogen, Wachtberg, Kuppe W' des Tomberges, Hupperichsberg, haben einen Median der MS von 11000 und einen Bereich von 2900 bis $14700 [10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}]$. Die Teil-Probe mit der höchsten überhaupt im SVF gemessenen MS von $28513 [10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}]$ stammt aus der verwitterten Lapilli-Aschen-Tephra am Rand des Basanits vom Wachtberg, in der in einem schlackigen Lapillus bis 6 mm große Blasenfüllungen aus einem schwarzem glaskopffartigem Mineral, evtl. Magnetit, auftreten. Proben von 9 Alkalibasalten bzw. 10 Basaniten weisen einen niedrigeren Median der MS von 5560 bzw. $6650 [10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}]$ auf, *hier wären Untersuchungen an weiteren Proben basaltischer Tephra wünschenswert.*

Die Probe 63, Ganggestein vom Mittelpleistozänen Rodderberg Maar, hat mit $17674 [10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}]$ eine recht hohe MS. (PUCHER 2003) gibt im Text für das Ganggestein am N-Rand des Rodderberges eine volumen-spezifische MS von $49 [10^{-3} \text{ SI}]$ an, bei Annahme einer Dichte von 3 g/ccm entsprechend $16333 [10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}]$, also recht ähnlich dem hier vorgestellten Wert. Bei einer Begehung konnte 1999 in einem Hohlweg zwischen Niederbachem und Mehlem die relativ grobkörnige Asche des Rodderbergs, die durch ihre dunkelbraune Farbe im sonst beigefarbenen Löß auffällt, beprobt werden [7]. Ihre MS beträgt $800 [10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}]$, eine das 8-fache gegenüber dem für Löß typischen Wert.

Um den unterschiedlichen Grad der magmatischen Differenziation der SVF-Vulkanite darzustellen, wurde in **Abbildung 5.6-2** das TAS Diagramm gewählt, Totalgehalt Alkalien gegen SiO_2 , nach LEMAITRE 1984, in (WIMMENAUER 1985), Abb. 29, siehe z.B. auch unter

<http://www.atlas-hornin.sk/articles/images/principles-7.jpg>. Dazu wurden alle Analysen Volatil-frei gerechnet, d.h. ohne Glühverlust, LOI, bzw. ohne Gehalte an CO₂, F, Cl, SO₃, H₂O⁺, H₂O⁻, und auf 100 Gew.% normiert. Alle Proben liegen im Bereich alkalischer Vulkanite, mit Ausnahme der Proben vom Froschberg, die auffallend niedrige Alkali-Gehalte aufweisen und deren Analysen deutlich älter sind als die der übrigen Proben (HOCKS 1891). Da bei diesen Proben neben zu niedrigen Alkali-Gehalten auch anomal niedrige FeO-Gehalte auftreten, werden diese Analysen im Folgenden nicht weiter betrachtet. Es deutet sich eine schwächer alkalische Reihe und eine stärker alkalische Reihe an, siehe Unterschrift zu **Abbildung 5.6-2**. Nimmt man an, dass Titanomagnetite als früh kristallisierte Minerale in basischen, SiO₂-armen, Gesteinen angereichert und mit zunehmender magmatischer Differentiation abgereichert werden, so wäre eine Abnahme der MS mit steigendem SiO₂-Gehalt für beide Reihen zu erwarten. Dies ist tatsächlich nicht der Fall! Ein Plot von MS gegen SiO₂- oder TiO₂-Gehalt, hier nicht dargestellt, würde ebenfalls keine signifikante Abhängigkeit zeigen.

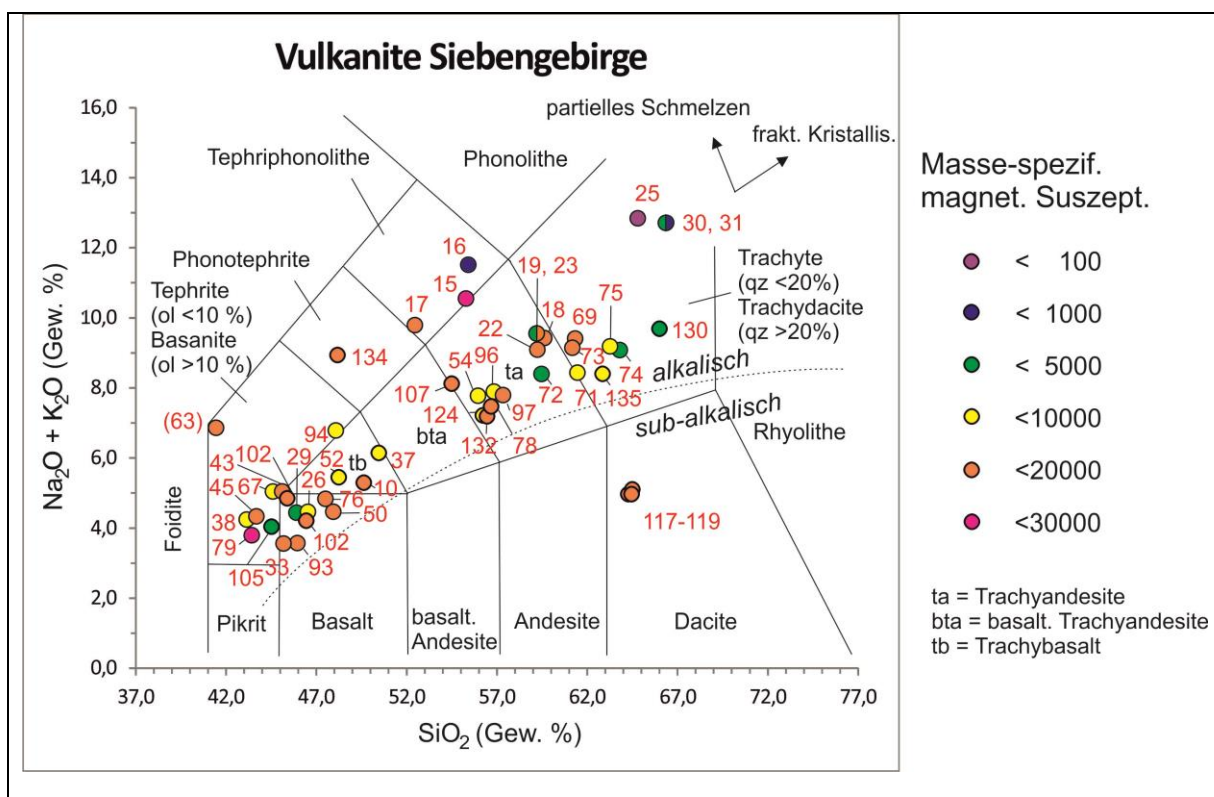


Abb. 5.6-2: TAS Diagramm nach LEMAITRE 1984, mit ergänzter gestrichelter Linie für die Abtrennung alkalischer und subalkalischer Gesteine nach MIYASHIRO 1978, zit. in (WILSON 1989), für die Proben des SVF mit farbcodierter MS wie in voriger Abbildung, zur Nummerierung siehe **Tabelle 5.6-3**. Die Felder ta, bta und tb entsprechen etwa den Feldern Benmoreit, Mugearit und Hawaiiit nach (COX, et al. 1979). Schwächer alkalische Reihe: Probe 33 vom Dächelsberg, weitere ohne Auflistung, 75 und 74 vom Drachenfels, 130 SW Drachenburg; stärker alkalische Reihe: Probe 79 vom Nonnenstromberg, 35 von der Cäcilienhöhe, 17, 15 und 16 von der Löwenburg, 25 vom Gang W' des Kühlsbrunnens am N-Hang des Ölenders, 30 und 31 von der Hohenburg; Probe 63 ist vom Rodderberg, Osteifel-Vulkanfeld; Proben 117-119 sind vom Froschberg; „qz“ steht für Quarz, „ol“ für Olivin. Die Darstellung erfolgte mit PanPlot, zu beziehen unter www.pangaear.de, entwickelt von R. SIEGER, verstorbener Mitarbeiter am Alfred-Wegener Institut Bremerhaven, der dieses Programm kostenlos zur Verfügung stellte um schnell übersichtliche xy- oder ternäre Plots auch für große Datenmengen zu generieren.

Erklärungsmöglichkeiten für das Fehlen eines Trends in **Abbildung 5.6-2**:

1. Die Probelokationen dieser Studie sind nicht den richtigen Lokationen in Publikationen zugeordnet worden.
2. Die hier untersuchten Proben entsprechen nicht dem Material, das den geochemischen Analysen der erwähnten Publikationen zugrunde liegt. Bei inhomogener Zusammensetzung der Vulkanit-Vorkommen wäre dann ein Vergleich mit den publizierten geochemischen Analysen im Einzelfall möglicherweise unzulässig.
3. Verwitterung führt zur Zerstörung bzw. Lösung von primärem Magnetit, Bildung von geringer magnetisierbarem sekundärem Hämatit oder Goethit.
4. Es gibt keine direkt aus dem oberen Erdmantel aufgestiegenen nicht differenzierten, unveränderten Vulkanite.
5. Bei der Differenziation des Magmas in einer Magmenkammer, wie sie für Calderen vorauszusetzen ist, kam es zu Mischungen von Schmelzen unterschiedlicher Zusammensetzung, was teilweise zur Instabilität von Magnetit führte.
6. In der Magmenkammer wurden randlich Magnetit-arme unterdevonische Nebengesteine aufgeschmolzen, und in die Schmelze aufgenommen, assimiliert, in unterschiedlicher Entfernung zum Kontakt jeweils in unterschiedlichem Maße.
7. Das TAS-Diagramm erfaßt nicht den Mafit-Anteil der Vulkanite.
8. Das TAS-Diagramm repräsentiert nicht den Erz-Anteil der Vulkanite.

Zu 1: Beim Vergleich der Koordinatenangaben im Gauß-Krüger-System, üblicherweise mit Potsdam Datum anzugeben, und im geographischen System nach WGS84 in (KOLB, et al. 2012) und (JUNG, et al. 2012) mit der topographischen Karte gibt es in mehreren Fällen Unterschiede der Lokationen je nach Koordinatensystem und auch weitere Unsicherheiten. Hier wurde bei Vorliegen mehrerer Analysen diejenige bevorzugt, die in der Originalarbeit von (KOLB, et al. 2012) oder (JUNG, et al. 2012) aufgeführt wird. Bei der Probenzuordnung wurden vor allem die geografischen Koordinatenangaben verwendet.

Zu 2.: Tatsächlich stammen einige Proben dieser Studie aus den Randbereichen der jeweiligen Vulkanit-Vorkommen: Basanite von Arzdorf, Asberg, Villip-Gudenau, Alkalibasalt vom Dächelsberg, Feldspatbasalt SE'Rech. Zum Testen der Heterogenität werden im folgenden zwei Fallbeispiele für je einen undifferenzierten und differenzierten Vulkanit herausgegriffen: Zum einen bietet sich der Drachenfels an, da erosionsbedingt in Höhen zwischen 70 und 320 m Aufschlüsse im Rand- und Kernbereich existieren. Zum anderen stellt der Basanit von Arzdorf ein etwas größeres Vorkommen mit zwei Steinbrüchen dar. In **Abbildung 5.6-3** ist erkennbar, dass eine gewisse Streuung insbesondere parallel zum anzunehmenden Trend für fraktionierte Kristallisation beim Drachenfels auftritt. (FRECHEN 1976), S. 25, beschreibt eine größere Menge an Mafiten in tieferen Bereiche als in höheren und schließt auf „eine schwache vertikale Differenzierung“. Interessanterweise stammt jedoch die Analyse mit dem höchsten SiO₂-Gehalt vom Fuß des Drachenfels an der Westseite des Berges, was der erwähnten Differenzierung widerspricht. Geht man von einem Zwiebschalen-ähnlichen Aufbau des Domes aus, wie von (CLOOS & CLOOS 1927) gezeichnet, mit Nachschub weiteren Magmas jeweils aus dem inneren unteren Bereich, wären damit die außen liegenden, geringfügig älteren, Partien etwas differenzierter als die inneren. Die ausgewählten Analysen stellen im Streubereich der gesamten Analysen beider Vorkommens keine „Ausreißer“ dar. Bei Annahme grundsätzlich ähnlicher Verhältnisse auch für die übrigen Vulkanit-Vorkommen sollte die Zuordnung hier untersuchter Proben zu den publizierten Analysen nicht zu größeren Abweichungen der chemischen Zusammensetzung führen, gewisse Abweichungen sind aber anzunehmen. Hier kann nur ein Abgleich mit dem

in jedem Falle frischen Originalmaterial weiterhelfen. *Hierzu sind weitere Untersuchungen geplant.*

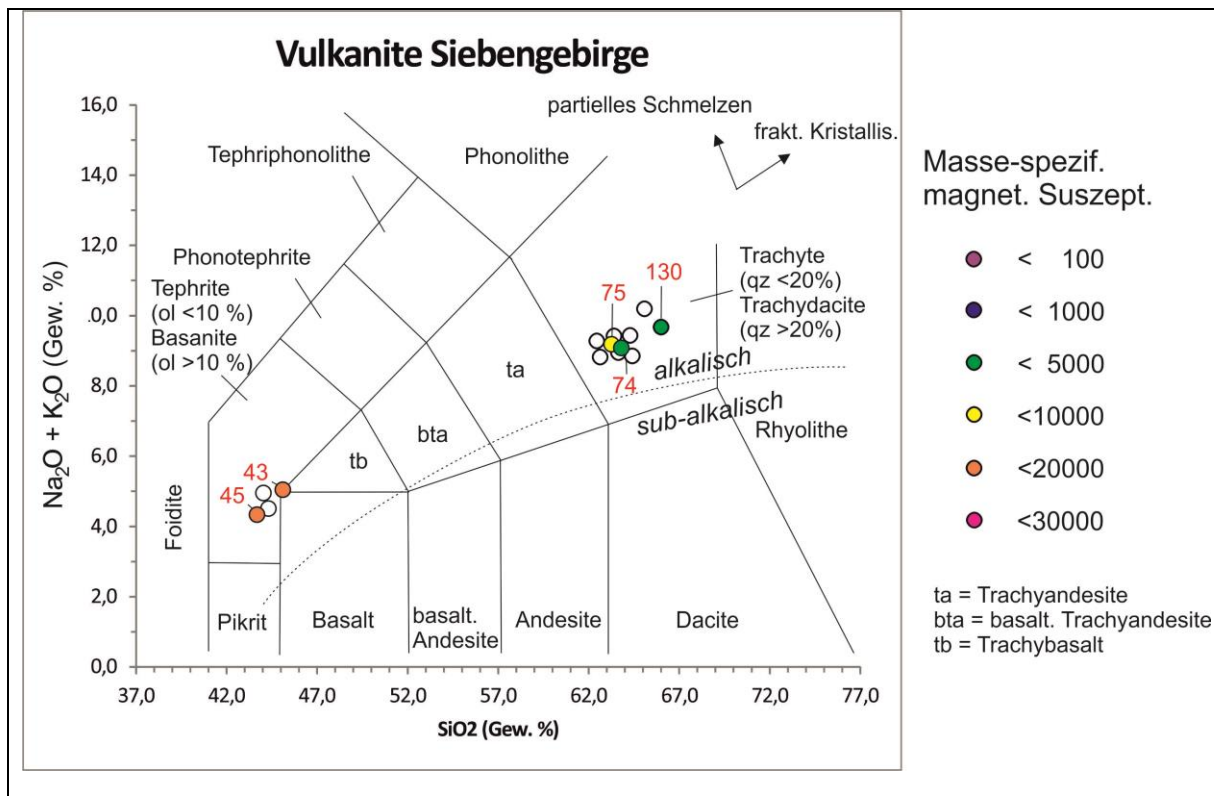


Abb. 5.6-3: Dieses TAS-Diagramm zeigt alle verfügbaren Analysen der Vulkanit-Vorkommen Arzdorf und Drachenfels, Datengrundlage: GEOROC bzw. (JUNG, et al. 2012) und (KOLB, et al. 2012); die Farbcodierung stellt die MS der den Probelokationen zu den verfügbaren chemischen Analysen nächsten bzw. petrographisch ähnlichsten Proben dar.

Zu 3.: Um zu testen, ob die „Frische“ der Gesteine einen Einfluß auf die Ergebnisse hat, wurden in einem TAS Diagramm ausschließlich feste bis sehr feste Gesteine ohne makroskopische Anzeichen für Mineralumwandlungen verwendet. Jedoch zeigt sich auch hier kein deutlicher Trend zu geringerer MS höher differenzierter Gesteine. Außerdem wurde in **Abbildung 5.6-7** die „Frische“ der Gesteine berücksichtigt, ebenfalls ohne deutlichen Einfluß auf die MS.

Zu 4.: Indiz für direkten Aufstieg wären Fremdgesteine, Xenolithe, von Mantelgesteinen in über 25 km Tiefe, die vom Magma mitgerissen werden. Peridotit-Xenolithe werden mit zunehmender Druckentlastung der Schmelze instabil. Finden sich diese Xenolithe in Vulkaniten, kann der Schmelzaustieg nur wenige Tage gedauert haben. Allerdings kann es dabei bereits zu Alterationen kommen, wie z.B. zur Wasseraufnahme in das Kristallgitter und dessen Gitterneustrukturierung bei Neubildung von Hornblende (WITT & SECK 1989). Tatsächlich wurden Peridotit-Xenolithe beobachtet: im Alkalibasalt vom Dächelsberg (FRECHEN 1976), und im Basanit vom Wachtberg (KOLB, et al. 2012); in dieser Studie im Basalt von Schweinheim, im Alkali-Olivin-Basalt vom Birgeler Kopf, im Basanit der Erpeler Ley. Die MS von Proben dieser Vorkommen reicht von 3800 bis 16500 [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$]. Die relativ große Spannbreite der MS würde bedeuten, dass undifferenzierte Schmelzen sehr unterschiedliche Magnetit-Gehalte hatten, was sich bei der Differenziation in einer Magmakammer noch verstärkt haben könnte.

Zu 5.: Hier könnten nur petrographische Detail-Studien, z.B. an Dünnschliffen, weiterhelfen, was jedoch den Rahmen dieser Studie sprengen würde.

Zu 6.: Basierend auf Spurenelement-Gehalten und Isotopen-Daten von Basaniten und Alkalibasalten im Siebengebirge postulieren (KOLB, et al. 2012) und (JUNG, et al. 2012) partielle Schmelzbildung im asthenosphärischen und lithosphärischen Erdmantel. Die differenzierten Vulkanite zeigen danach Kontamination mit unter- bis mittelkrustalem Material, ersteres abgeleitet aus dem Vergleich mit Granulit-Fremdgesteinen, letzteres aus dem Vergleich mit einer Analyse eines devonischen Metapelit-Fremdgesteins in Eifel-Vulkaniten. Eine geochemische Analyse der unmittelbar im Siebengebirge anstehenden unterdevonischen Gesteinen wurde offenbar bisher nicht vorgenommen.

Zu 7.: Der Anteil dunkler Minerale sollte sich auf die Reflexionsfarbe der Vulkanite auswirken. Für 84 trockene Vulkanite des Siebengebirges, jeweils gemittelt aus drei Teilstücken, wurde über einen Abgleich mit den Farbfeldern der Farbtafel nach (ANONYMOUS 1991) und (ANONYMOUS 2000) die Helligkeit nach MUNSELL bei indirekter natürlicher Beleuchtung bestimmt auf einer Skala von 0, schwarz, bis 10, weiß, für den sogenannten value = Helligkeit. Ungenauigkeiten resultieren dabei u.a. aus der Rauigkeit von Bruchflächen vorgegeben durch die Korngröße sowie Mineralumbildungen, Alterationen z.B. mit Bildung von weißlichen Zeolithen, sowie fleckige Farbverteilung bei größeren Einsprenglingen bzw. Kristallaggregaten. Diese Helligkeits-Werte wurden mit der MS der Proben verglichen, dabei ergab sich keine Korrelation. Jedoch ergeben sich positive lineare Korrelationen mit dem DI, $R^2 = 0,64$, mit dem SiO_2 -Gehalt, $R^2 = 0,69$, und negative Korrelationen mit normativem Magnetit-Gehalt, $R^2 = 0,46$, mit MgO, $R^2 = 0,59$, sowie mit TiO_2 , $R^2 = 0,65$, siehe **Abbildung 5.6-4**. Damit läßt sich die Helligkeit eines Gesteins im SVF durchaus als Indikator für den Mafit-Anteil bzw. die magmatische Differentiation und damit neben weiteren petrographischen Informationen als wertvolles Kartiermerkmal zur Abgrenzung verschiedener Vulkanite verwenden.

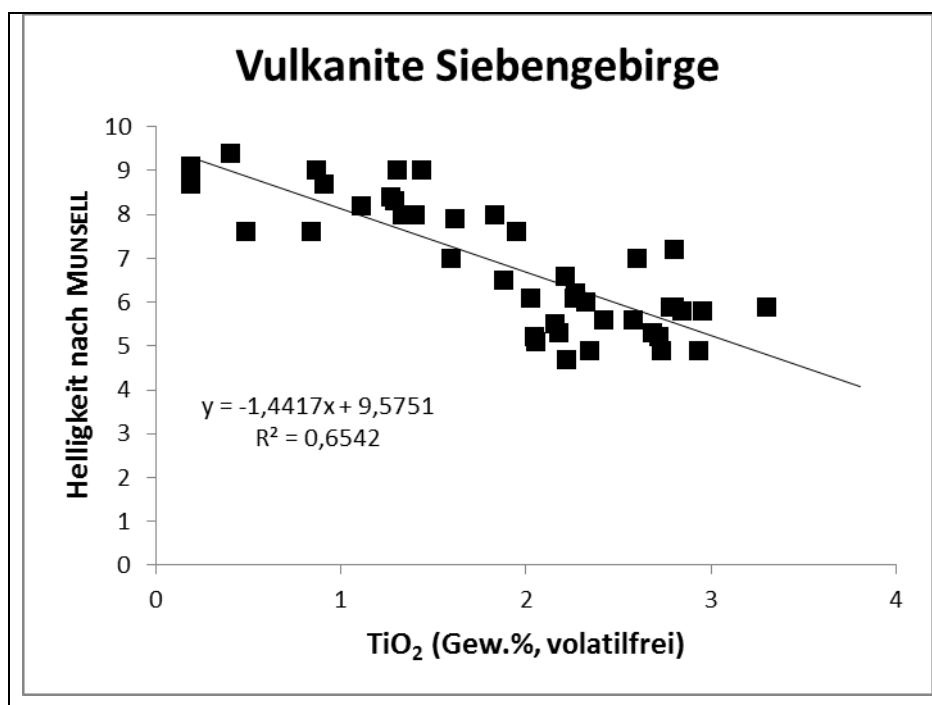


Abb. 5.6-4: TiO_2 -Gehalt gegen Helligkeit für Vulkanite im SVF. Der Einbau von Ti ausschließlich in Erzminerale, deren Gehalte nach (FRECHEN 1976) höchstens etwa 4 Vol.% betragen, dürfte kaum einen so ausgeprägten Einfluß auf die Reflexionsfarbe eines Gesteins haben. Vermutlich ist Ti daher auch ein Anzeiger für den Gehalt an Klinopyroxenen wie Ti-Augit, Klinoamphibolen wie Kaersutit, oder Dunkelglimmer wie Ti-Biotit, siehe (TRÖGER, et al. 1982).

In Plutoniten mit vollständig auskristallisierten Komponenten ist es relativ einfach, den Volumenanteil der gesteinsbildenden Minerale abzuschätzen, als modalen Mineralbestand bzw. Modus. In Vulkaniten gibt es meist ein porphyrisches Gefüge mit einer feinkristallinen oder glasigen Grundmasse und mit der Lupe erkennbaren Einsprenglingen. Da hier in der Regel nicht alle Komponenten bestimmbar sind, wird der Mineralbestand neben mikroskopischen Beobachtungen aus chemischen Analysen als normativer bzw. normierter Mineralbestand abgeleitet, wobei hier wasserhaltige Minerale wie Biotit oder Hornblende nicht berücksichtigt werden (WIMMENAUER 1985). FeO und Fe₂O₃ wird in der Reihenfolge Ilmenit, il, Akmit, ac, Magnetit, mt, Hämatit, hem, verschiedene Orthopyroxene, opx, Fe-reicher Olivin, fa, verschiedene Klinopyroxene, cpx, Pyrit, pyr, Chromit, cr bei der Mineralberechnung verwendet (WIMMENAUER 1985). Dem Verhältnis von FeO zu Fe₂O₃ kommt damit eine wichtige Rolle bei der Normberechnung zu.

In chemischen Gesamtgesteins-Analysen werden Fe-Gehalte teilweise als FeO-Gesamtgehalt, als Fe₂O₃-Gesamtgehalt oder mit den Gehalten beider Oxide, entweder aus Titration bestimmt oder unter Annahme eines bestimmten Fe₂O₃/FeO-Verhältnisses berechnet, angegeben. (MIDDLEMOST 1989) untersuchte den Einfluß der Gehalte an zwei- und dreiwertigem Fe bei der Normberechnung vulkanischer Gesteine und stellte heraus, dass die normativen Magnetit- und Hämatit-Gehalte und damit auch die der übrigen normativen Minerale hiervon wesentlich beeinflusst werden. Folgende molare Fe₂O₃/FeO Verhältnisse wurden als Standard vorgegeben, hier nur für im SVF vorkommende Gesteine aufgeführt: Basanit 0.2-0.3, Basalt 0.2, Trachybasalt und basalt. Andesit 0.3, basalt. Trachyandesit und Andesit 0.35, Trachyandesit und Dazit 0.4, Trachyt und Trachydazit 0.5, also grundsätzlich steigenden Verhältnissen mit zunehmender Differentiation.

Für Analysen von (JUNG, et al. 2012) und (KOLB, et al. 2012) wurde in der Version 2 dieses Berichtes die CIPW Norm online berechnet über <http://www.geologieinfo.de/mineralogie/cipw-normberechnung.html>. Da (JUNG, et al. 2012) und (KOLB, et al. 2012) für die von ihnen untersuchten Proben Fe₂O_{3total} und bei der CIPW-Norm nur normativen Hämatit angeben, nach den oben angegebenen Ergebnissen von (FRECHEN 1976) und (SCHREIBER & ROTSCH 1998) jedoch meist Titanomagnetit vorliegt, wurden hierfür Magnetit- und Hämatit-Gehalte über die CIPW Norm berechnet unter Annahme der Formel $\text{FeO} = [\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}} - \text{TiO}_2 - 1,5] * 0,8998$, in Gew. % nach (JENSEN 1976). Eine weitere, hier nicht verwendete, Formel gibt (LE MAITRE 1976) an: $\text{FeO} / [\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3] = 0,93 - 0,0042 \text{ SiO}_2 - 0,022 [\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$, bezogen auf Gehalte in Gew.%.

In dieser Version 4 wurde die Normberechnung mit einer Excel-Tabelle nach (HOLLOCHER o.a.) neu vorgenommen, um einheitliche Berechnungen des normativen Mineralbestandes zur Verfügung zu haben. Zunächst wurde aus mit Titration ermittelten Fe₂O₃- und FeO-Gehalten in (FRECHEN 1976) und nach VIETEN in (JUNG, et al. 2012) eine Korrelation der massebezogenen Fe₂O₃/Fe₂O_{3total}- und auch der molaren volatil-frei berechneten Fe³⁺/Fe_{total}-Verhältnisse gegen SiO₂-, TiO₂- und Alkalien-Gehalte berechnet. Für SiO₂ ergibt sich eine höhere positive Korrelation, die in **Abbildung 5.6-6** zu sehen ist, als für TiO₂. Mit ersterer wurden die Fe₂O_{3total}-Gehalte in Gew.% nur derjenigen Originalanalysen, die nur Fe₂O_{3total} angeben, in Fe₂O₃- und FeO-Gehalte in Gew.% umgerechnet. Verglichen mit den Standard-Verhältnissen von (MIDDLEMOST 1989) ergeben sich nach dieser Methode deutlich höhere molare Fe₂O₃/FeO-Verhältnisse für differenzierte Gesteine. Gegenüber der Version 2 mit Berechnung nach (JENSEN 1976) ergeben sich dadurch generell etwas höhere FeO-Gehalte in basischen und etwas höhere Fe₂O₃-Gehalte in höher differenzierten Gesteinen.

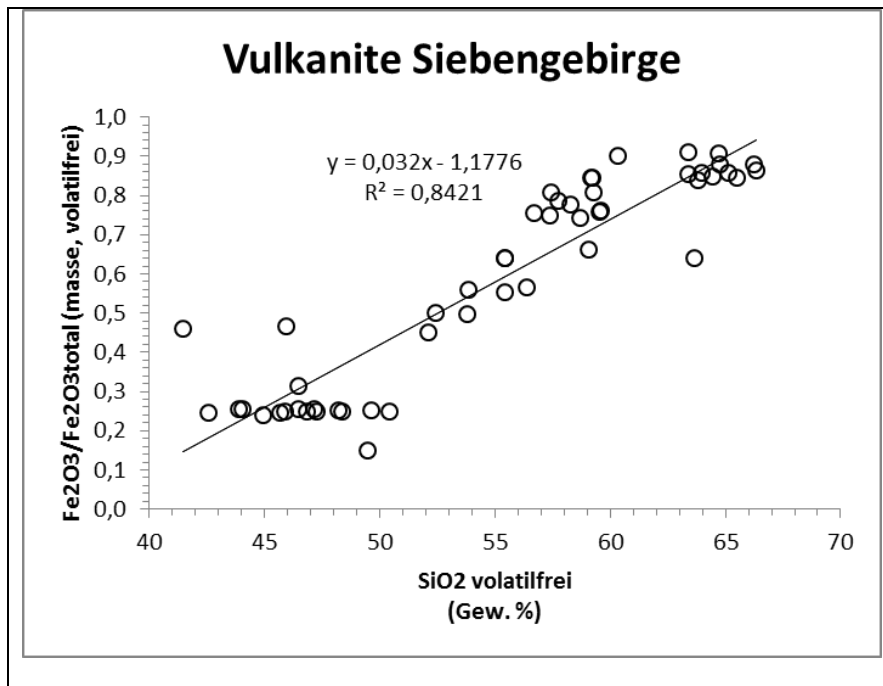


Abb. 5.6-6: Korrelation von SiO_2 gegen $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$, beides in Gew.% und volatilfrei, berechnet nach Daten von (FRECHEN 1976) und VIETEN in (JUNG, et al. 2012). Der relative Anteil von Fe^{3+} steigt mit zunehmendem Differentiationsgrad, während Fe^{2+} relativ gesehen abnimmt. Über obige Formel wurde für Analysen mit $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$ -Gehalten von VIETEN und anderen in (KOLB, et al. 2012) und (JUNG, et al. 2012) in dieser Studie der Fe_2O_3 - und FeO-Gehalt in Gew.% berechnet und zur Normberechnung nach (HOLLOCHER o.a.) verwendet.

Während in Version 2 dieses Berichtes noch die Darstellung der normativen Mineralbestände im STRECKEISEN-Doppeldreieck verwendet wurde, nach STRECKEISEN 1967 und 1978, siehe (WIMMENAUER 1985), Abb. 26, sowie die Abbildung im AFM Diagramm nach (WILSON 1989), Abb. 1.4, erfolgte, wird in dieser Version auf deren Wiedergabe verzichtet, da wie im TAS-Diagramm keine Trends der MS erkennbar sind.

In **Abbildung 5.6-7** wurde die MS gegen den Differentiationsindex, DI, nach THORNTON & TUTTLE, zit. in (WIMMENAUER 1985), aufgetragen. Der DI faßt alle felsischen Minerale in Vol. oder Gew.% zusammen. Für die Berechnung des DI wurden die nach der CIPW-Norm ermittelten oder in Kombination aus chemischer und mikroskopischer Analyse von (FRECHEN 1976) bestimmten Gehalte für Quarz, Feldspat und Feldspatvertreter in Gew.% summiert. $100 - \text{DI} [\%]$ würde den Anteil mafischer Minerale ergeben. Der DI ist ein Maß dafür, wie weit die magmatische Differentiation der Haupt-Schmelze fortgeschritten war, als das betrachtete Gestein erkaltete, bzw. ob es sich um nicht oder kaum differenziertes Material mit Herkunft aus dem oberen Erdmantel handelt. **Abbildung 5.6-7** zeigt keinen Trend zu höherer MS mit zunehmendem DI, was den oben diskutierten Ergebnissen im TAS-Diagramm entspricht.

Die Frische der Gesteine, die ebenfalls in **Abbildung 5.6-7** angedeutet ist, hat offenbar keinen großen Einfluß auf die MS. Diese Abbildung zeigt aber auch, dass innerhalb eines Vorkommens bzw. Stocks sowohl größere geochemische Variabilität als auch größere Unterschiede der MS zu beobachten sind. Es kommt also offensichtlich für die chemischen und magnetischen Eigenschaften einer Probe auf die relative Position innerhalb eines Vulkanit-Vorkommens an. Beispielsweise beschreibt (LEHMANN 1930) für den bis zu 100 m mächtigen, nach Daten von G. SIEBER, unpubl., basanitischen Lavasee im Stöffel bei Enspel im Westerwald bei gleichem Gehalt größere Erzkörner im oberen Drittel als im unteren Bereich.

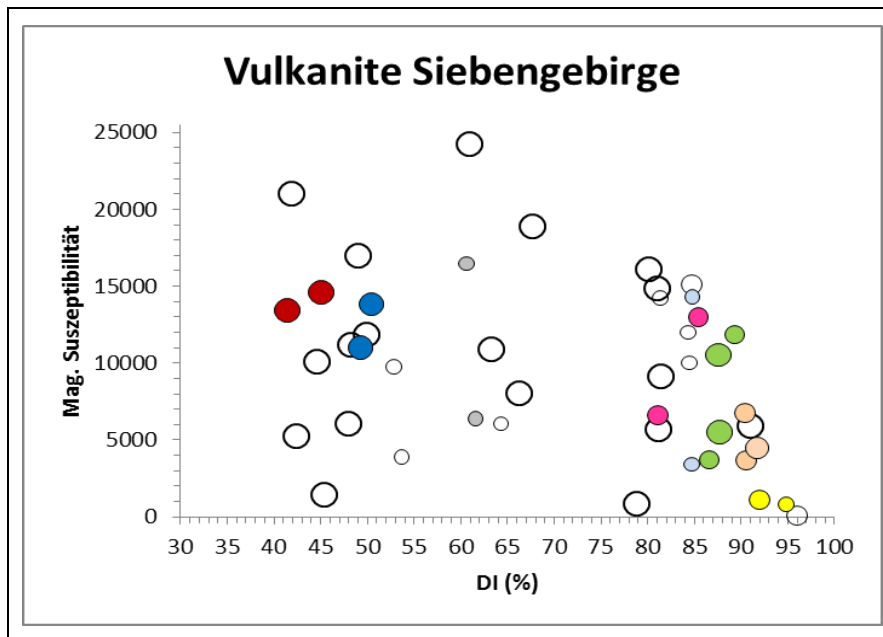


Abb. 5.6-7: Masse-spezifische MS in [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$] gegen Differentiationsindex aufgetragen. Um zu testen, ob Verwitterungseffekte eine Rolle spielen, wurden kleine Kreise für mürbe, mittelgroße für weniger feste, große für frische, feste Proben verwendet. Gleiche Farben stehen für dasselbe Vorkommen: braun Basanit Arzdorf, dunkelblau Alkalibasalt Petersberg, grau Hawaiiit Cäcilienhöhe, pink Latit Stenzelberg, hellblau Trachyt/Benmoreit Lohrberg, hellgrün Trachyt/Latit Wolkenburg, hellrosa Trachyt Drachenfels, gelb Trachyt Hohenburg.

Eine Korrelation von mikroskopisch geschätzten Erz- bzw. Magnetit+Hämatit-Gehalten nach (FRECHEN 1976) und aus denselben Analysen neu berechnete rein normative Magnetit+Hämatit-Gehalte jeweils gegen die MS aufgetragen zeigt **Abbildung 5.6-8**. Ein positiver Trend ist zwar für beide Darstellungen erkennbar, aber dieser erscheint nicht wirklich überzeugend und die rein normativen Werte führen zu um den Faktor ± 2 zu hoher MS. Bei der hier nach (HOLLOCHER o.a.) vorgenommenen Normberechnung tritt Hämatit in steigendem Maße ab einem SiO_2 -Gehalt von 48 Gew.% auf. Ilmenit findet sich in allen normierten Mineralbeständen in ähnlichen Größenordnungen wie Magnetit, obwohl er in den mikroskopischen Analysen von (FRECHEN 1976) nicht beschrieben wird. Allerdings erwähnen (VIETEN, et al. 1988), S. 32-38, Ilmenit in Spuren als Mikroeinsprengling oder in der Grundmasse im Trachyt der Hohenburg, im Trachyt des Lohrberges, in Phonotephrit- bis Tephriphonolith-Gängen an der Löwenburg, im Trachyt des Drachenfels. Auch Titanit wird in einigen Vorkommen erwähnt. Zumindest ein Teil des normativen Ilmenits wäre vermutlich dem Titanomagnetit anstelle von Magnetit zuzuschlagen, was zu noch höheren Gehalten an diesem Mineral führen würde, also unrealistisch wäre.

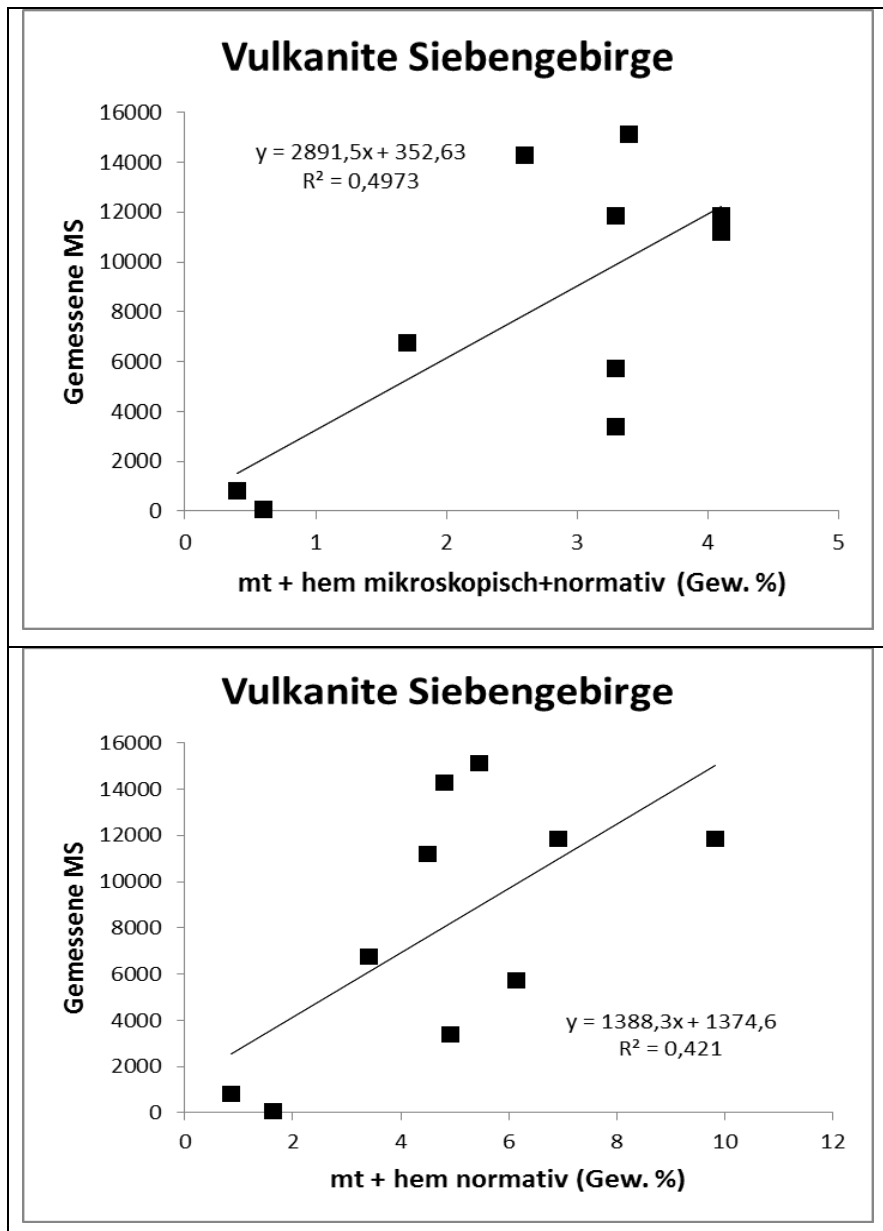


Abb. 5.6-8: Oben mikroskopisch-normativ bestimmte Erzgehalte, i.W. Magnetit bzw. Titanomagnetit, selten Hämatit, nach (FRECHEN 1976) gegen gemessene MS in [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$]. Hierfür wurden die Proben von (FRECHEN 1976) den in dieser Studie genommenen nächstgelegenen Proben desselben Vorkommens zugeordnet. Unten für dieselben Proben nach (HOLLOCHER o.a.) berechnete normative Magnetit- und Hämatit-Gehalte gegen gemessene MS.

In **Abbildung 5.6-9** wurde eine Berechnung der zu erwartenden MS aus der Summe normativer Magnetit-, Hämatit- und Ilmenit-Gehalte für die Proben von (FRECHEN 1976) vorgenommen, mit Annahme der in der Unterschrift zu **Abbildung 5.6-5** genannten Mineral-MS, unter Vernachlässigung anderer Magnetominerale und para- und diamagnetischer Minerale. Es zeigt sich eine positive Korrelation, wobei die theoretischen Werte wie zu erwarten deutlich über denen der tatsächlich bestimmten MS liegen.

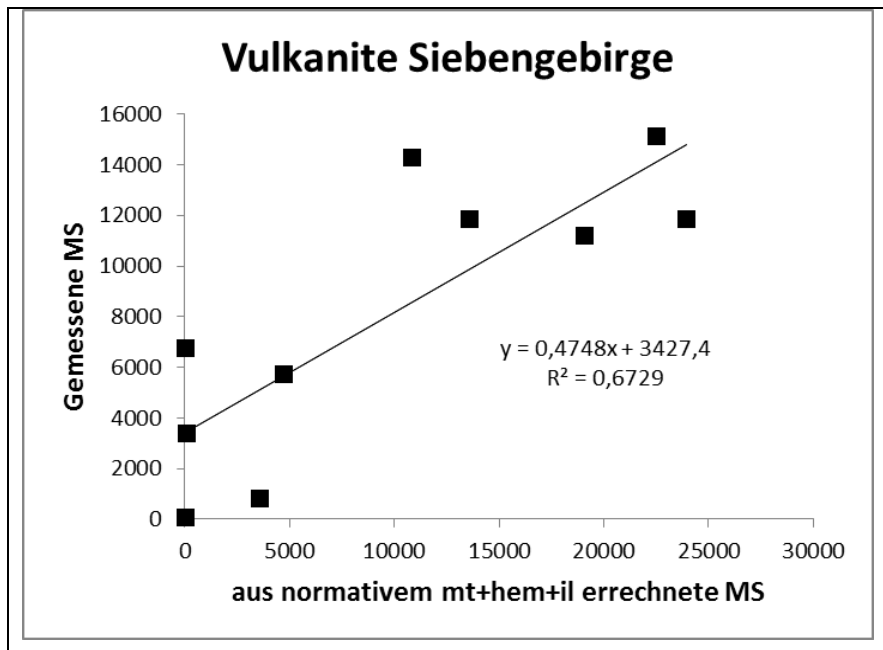


Abb. 5.6-9: Aus chemischen Analysen von (FRECHEN 1976) wurde nach (HOLLOCHER o.a.) der normative mt+hem+il-Gehalt der Proben bestimmt, dieser wurde in Kombination mit mineralbezogenen MS Werten, aufgeführt in der Unterschrift von **Abbildung 5.6-5**, verwendet um die theoretisch zu erwartende MS zu berechnen. Letztere ist hier im Vergleich zur tatsächlich gemessenen MS dargestellt. Es fallen die Proben 23, 25 und 74 durch niedrige Werte knapp über „0“ auf, sie enthalten keinen normativen mt. Die Probe mit der höchsten berechneten MS ist Probe 17 vom SW-Hang der Löwenburg.

Offenbar sind die aus der CIPW-Norm bei der Berechnung nach (HOLLOCHER o.a.) ermittelten Gehalte an diesen Erzmineralen deutlich zu hoch. Mögliche Gründe hierfür sind:

1. Es wird mehr Fe in andere Minerale eingebaut als nach der Normierung berechnet, wie z.B. in die Fe-reichen Klinopyroxene Augit und Titan-Augit, beide in SVF-Vulkaniten von (FRECHEN 1976) beobachtet, und bestimmte Amphibole (TRÖGER, et al. 1982) mit deutlich geringerer Magnetisierbarkeit (THOMPSON & OLDFIELD 1986).
2. Es kann zu Alteration bzw. Verwitterung von mt und/oder hem gekommen sein. Eine mögliche Alteration wäre die Aufnahme von Wasser und Neubildung von FeOOH, als Mineral z.B. Goethit mit sehr viel niedrigerer Magnetisierbarkeit (THOMPSON & OLDFIELD 1986), oder die Hochtemperatur-Entmischung von Ilmenit-Lamellen aus Titanomagnetit, siehe (BLEIL, et al. 1982).
3. Die masse-spezif. MS ist Korngrößenabhängig (THOMPSON & OLDFIELD 1986) und die tatsächlich vorhandenen Korngrößen führen zu niedrigeren Suszeptibilitäten als den angenommenen.

Zu 1.: Zunächst soll in der folgenden **Tabelle 5.6-5** ein Vergleich der nach Mikroskopie in Kombination mit der chemischen Analyse normierten Mineralgehalte von (FRECHEN 1976) und der nach (HOLLOCHER o.a.) berechneten normativen Mineralgehalte beispielhaft für ein wenig und ein hoch differenziertes Gestein erfolgen. Der Vergleich zeigt vor allem, dass bei der Normberechnung nach (HOLLOCHER o.a.) im gering differenziertem Vulkanit zu viel Ilmenit berechnet wurde. *Hier wäre perspektivisch eine Modifizierung der Normberechnung speziell für die Vulkanite im SVF erforderlich, um die normativen Mineralgehalte den tatsächlich beobachteten anzunähern.*

Tab. 5.6-5: Zusammenstellung von chemischen und petrographischen Daten für zwei Vulkanite vom Dächelsberg und von der Hohenburg, zur Illustration der doch recht individuellen Zusammensetzungen, in den Tabellen A bis D.

A: Chemische Analysen nach (FRECHEN 1976), Angaben in Gew.%, für Proben vom Dächelsberg, Latitbasalt bzw. Alkalibasalt nach (KOLB, et al. 2012), und von der Hohenburg, Arfvedsonit-Alkalitrachyt bzw. Trachyt nach (KOLB, et al. 2012).

Oxide	Dächelsberg	Hohenburg
SiO ₂	43,90	66,26
TiO ₂	2,62	0,19
Al ₂ O ₃	13,10	17,17
Fe ₂ O ₃	3,10	1,55
FeO	8,86	0,22
MnO	0,18	0,31
MgO	9,25	0,44
CaO	12,23	1,03
Na ₂ O	2,40	7,52
K ₂ O	1,20	5,19
P ₂ O ₅	0,82	u.N.
CO ₂	0,21	u.N.
Cl	0,06	u.N.
SO ₃	0,04	0,16
F	u.N.	0,49
H ₂ O+	2,04	0,05
Summe	100,01	100,58

B: Modalbestand nach mikroskopischen Daten von (FRECHEN 1976), (VIETEN, et al. 1988).

	Dächelsberg	Hohenburg
Grundmasse	Augit, Ti-Magnetit, Plagioklas, Glas	Na-Sanidin, Hornblende, in Spuren: Quarz, Biotit, Zirkon, Apatit, Pyrochlor, Fluorit, Magnetit, Ilmenit, Hämatit
Einsprenglinge	Olivin, Augit, Titanaugit	Na-Sanidin

C: Nach Mikroskopie abgeleitete und aus dem Chemismus normierte realistische Mineralgehalte von (FRECHEN 1976). Arfvedsonit ist ein Klinoamphibol, da in der Normberechnung nur wasserfreie Minerale auftreten, entspräche dieser chemisch etwa einem Klinopyroxen der Zusammensetzung Aegirin. Hypersthen ist ein Mg-Fe-Orthopyroxen, Diopsid ist ein Fe-freier Klinopyroxen, während Augit und Ti-Augit geringe Fe-Anteile besitzen (TRÖGER, et al. 1982).

Mineral	Dächelsberg, Vol. %	Hohenburg, Vol. %
Quarz	0	2,2
Plagioklas	35,4 [an 56]	
Sanidin/Orthoklas	9,6 [or 78]	92,6 [or 32, ab 66, an 2]
Nephelin	3,2 [ks 22]	
Klinopyroxen	33,0	
Arfvedsonit		4,0
Olivin	12,9 [fa 31]	
Biotit		Sp.
Ti-Magnetit/Magnetit	4,1	0,1
Hämatit		0,3

Apatit	1,8	Sp.
Zirkon		Sp.
Pyrochlor		Sp.
Fluorit		0,8
Summe	100,0	100,0

D: Nach (HOLLOCHER o.a.) normierte Analysen von (FRECHEN 1976), im Vergleich zur vorherigen Tabelle; auffällige Unterschiede in C und D sind fett markiert.

Mineral	Dächelsberg, Gew.%	Hohenburg, Gew.%
Quarz	0	3,03
Plagioklas	35,02 [an 61,57]	59,42 [an 0]
Orthoklas	7,10	30,67
Nephelin	3,36	
Diopsid	25,76	1,20
Aegirin		2,79
Hypersthen		0,71
Olivin	14,70	
Ilmenit	4,98	0,36
Magnetit	4,50	0,85
Hämatit	0	0
Apatit	1,90	
Halit	0,11	
Fluorit		1,21
Na ₂ SO ₄	0,07	0,28
Calcit	0,48	
Summe	97,97	100,53

Zu 2.: Hierzu liegen nach Kenntnis des Autors keine Beobachtungen vor.

Zu 3.: Nach (SCHREIBER & ROTSCHE 1998) liegt die Korngröße der Titanomagnetite im Bereich 1 bis 40 µm, siehe oben. (PETERS & DEKKERS 2003) zeigen in Abb. 2a, dass die MS mit zunehmender Korngröße von Magnetit bei zugegeben starker Streuung sinkt, aus der Abbildung grob geschätzt von etwa 1000000 [10⁻⁹ m³ kg⁻¹] bei 0,01 µm auf etwa 500000 [10⁻⁹ m³ kg⁻¹] bei 10 µm, frei interpoliert dann auf etwa 200000 [10⁻⁹ m³ kg⁻¹] bei 100 µm, etwa 0 [10⁻⁹ m³ kg⁻¹] bei 1 mm. Dagegen zeigen (HUNT, et al. 1995) in Abb. 1 die Zunahme der masse-spezif. MS mit steigender Korngröße, für 10 µm geben sie einen Wert von 900000 [10⁻⁶ m³ kg⁻¹] an. (DEARING 1994) wiederum gibt für Magnetite zwischen 0,1 und 6 mm einen konstanten Wert von 596000 an. *Messungen der MS an extrahierten vulkanischen Magnetomineralen könnten hier weitere Erkenntnisse liefern. Dafür könnte z.B. die in der Regel nur gering verfestigte Trachyt-Tephra beprobt werden, da hier ein Heraustrennen einzelner Kristalle mittels starkem Permanent-Magnet ohne Kornzerstörung möglich erscheint. Allerdings besteht hier eine größere Wahrscheinlichkeit für verwitterte Minerale als in Festgesteinen.*

[Zurück zur Übersicht](#)

5.6.3 Magnetische Suszeptibilität der sedimentären Liefergesteine

Da weniger Werte der MS für sedimentäre Gesteine als für Vulkanite vorliegen, ist zu ersteren keine eigene Tabelle aufgeführt. Die **Tabelle 5.6-7** stellt MS Werte für vulkanische und sedimentäre Liefergesteine denen der fluviatilen Sedimente gegenüber.

10 relativ frische unterdevonische Gesteine der Siegen-Stufe im Siebengebirge und Ahrtal haben mit einem Median der MS von 91 [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$] und damit viel niedrigere Magnetisierbarkeiten als fast alle Vulkanite des Siebengebirges. Die Werte der in dieser Studie untersuchten unterdevonischen Gesteine entsprechen recht gut denen der Unterems-Stufe bei Eckfeld in der Hocheifel mit 100 [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$] (PIRRUNG 1998), und der Siegen-Stufe bei Gillenfeld in der Westeifel mit 99 [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$] (LANGE & BÜCHEL 2017).

Sobald unterdevonische Gesteine durch intensive subtropische Verwitterung unter Einwirkung von Huminsäuren „gebleicht“, d.h. kaolinisiert wurden, sinkt die MS auf Werte bis 3 [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$], für 6 Proben ergibt sich ein Median von 18 [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$]. Offenbar wurden die meisten Fe-haltige Verbindungen nahezu vollständig abgeführt, wofür auch die oft fast weiße Farbe spricht. Das dürfte der Grund für die früher intensivere Nutzung der durch Umlagerung und Zusammenspülung daraus abgeleiteten Tonlagerstätten sein, da sich hellbrennende Tone sehr gut für keramische Zwecke eignen. Die MS würde sich hier für eine erste effektive Beurteilung der „Reinheit“ und damit der Qualität der Rohstoffe anbieten.

An oligozänem Ton wurde in einer rötlichen Probe vom Kamm S´des Klosters Heisterbach eine MS von 477 [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$] gemessen. Hier erscheint ein Einfluß durch Frittung der hangenden Trachyt-Tephra möglich, dieser Wert ist in **Tabelle 5.6-7** unberücksichtigt. Eine weißgraue Tonprobe von der Grube in Adendorf ergab einen MS Wert von 61 [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$], was jedoch über den für vertonte unterdevonische Gesteine beobachteten Werten liegt, s.o.. Ein Süßwasserquarzit vom Heiderhof ergab einen Wert von -2 [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$], was für eine Fe-freie Probe und die klare Dominanz von diamagnetischem Quarz spricht. Auch hier würde die MS sich als schnelle Methode für die Rohstoff-Prüfung anbieten.

Weitgehend unverfestigte kiesige Sande der Hauptterrasse des Rheins haben in vier Proben einen Median der MS von 330, min. 38, max. 415 [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$], wobei die Probe mit der höchsten MS eine intensive rostbraune Färbung hat, was auf Fällung von Goethit hinweist.

Löß und Lößlehm im Drachenfesler Ländchen weisen in 11 Proben mit einem Median der MS von 131 [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$] etwas höhere Werte auf als die unterdevonischen Gesteine und nahezu identische Werte wie Lößproben um Jena mit 130 [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$], siehe im FluviMag-Beitrag „Thüringer Saale“. Dies zeigt, dass die vorherrschenden Liefergebiete des Löß viel weiter entfernt in Norddeutschland liegen und sich die über große Entfernungen relativ einheitliche MS als Mischung vieler weit entfernter unterschiedlicher Gesteine ergab. Ein Einfluß durch Abtrag vulkanischer Gesteine, wie z.B. am Löß vom Wartgesberg, Westeifel, mit 1300 [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$] (LANGE & BÜCHEL 2017) zu beobachten, kann zumindest für die weitere Umgebung des Siebengebirges ausgeschlossen werden. Eine Lößlehm-Probe vom W-Hang des Lohrberges, durch enthaltenen Feinkies als Hanglehm einzustufen, ergab einen MS Wert von 890 [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$], was auf Trachyt-Bestandteile hinweist. Diese sowie die oben erwähnte Probe von Rodderberg-Tephra in Löß sind in **Tabelle 5.6-7** nicht berücksichtigt.

[Zurück zur Übersicht](#)

5.6.4 Magnetische Suszeptibilität von Vererzungen

Vererzungen in unterdevonischen Gesteinen wurden bisher an nur drei Lokationen im Sommer 2016 bzw. 2017 beprobt.

1. Die Grube Clemenslust am N-Hang des Meerberges bei Kalenborn auf Blatt Königswinter wurde von 1853 bis 1875 betrieben (FUCHS, et al. 1986). Am N-Hang des Meerberges gibt es wenige Zehner Meter W´ der Gleise der Schmalspurbahn im Kasbachtal eine ausgedehnte Halde mit frischen Schürfen, vermutlich von „Mineralienjägern“ angelegt. In deren Aushub fanden sich Milchquarze mit Spuren

von Azurit, vor allem aber Malachit- und Fe-Mn-Imprägnationen. Die Häufigkeit dieser vererzten Stücke legt die Vermutung nahe, dass die gesamte Halde noch relativ viel Erze enthält, so wurde nach (FUCHS, et al. 1986), S. 39, die „Erzgewinnung mittels Handscheidung vorgenommen und die Halde nie aufbereitet“. Damit stellt sie eine potentielle Quelle für erhöhte Schwermetall-Gehalte in Sedimenten des Kasbachs dar. Nach (FUCHS, et al. 1986), S. 40, sind von Clemenslust verschiedene Arsenate sowie u.a. Bleiglanz und Zinkblende bekannt. Dieselben Autoren schreiben, dass das Gelände der z.T. zur Verwendung als Wegeschotter abgetragenen Halde Privatbesitz ist und dieses nicht betreten werden darf. Verbotsschilder finden sich dort nicht, aber das „wilde“ Anlegen von Schürfen ist natürlich unzulässig und führt lokal zu einer stärkeren Verwitterung und damit Schadstoff-Freisetzung. Die frühere Verwendung als Wegeschotter erscheint fragwürdig.

2. SE' Rech auf Blatt Bad Neuenahr-Ahrweiler liegt der ehemalige Fe-Erz Abbau der Grube Fridolin unmittelbar N' eines Waldweges. Die Grube ging um 1851 in eisenimprägnierten Grauwacken einer Mächtigkeit von etwa 1.2 m um einen steil nach SE einfallenden etwa 70 cm mächtigen Quarzgang mit WSW-Streichen betrieben (EBERT, et al. 1939) nach. Trotz intensiver Suche ließen sich keine direkten Spuren von Bergbauaktivitäten entdecken. Allerdings finden sich auf dem Weg und im Hangbereich unter- und oberhalb davon zahlreiche vererzte Gesteinsbrocken. Auch weiter NNW', in Richtung des Basaltganges, gibt es im Wegeschotter des „Fitness-Parcours Rech“ immer wieder einzelne vererzte Stücke. Bei den Erz-reichen Gesteinen handelt es sich überwiegend um Sandsteine, häufiger finden sich fleckenhafte Bleichungszonen verzahnt mit kräftig roten Imprägnationen von vermutlich Hämatit, durchgehend ockerfarbene Bereiche mit vermutlich Limonit, kräftig braun gefärbten Bereichen mit vermutlich Goethit und Mn-Oxiden, schwarze poröse Zonen mit vermutlich Mn-Fe-Oxiden, die Vererzungen finden sich untergeordnet auch in Gangquarzen bzw. letztere treten in den Sandsteinen häufiger auf. Im Gegensatz hierzu finden sich unmittelbar S' des Bergwerkssymbols dunkelgraue Siltschiefer mit ausgeprägter wenige cm mächtiger Bankung ohne Anzeichen einer Vererzung, was nach (EBERT, et al. 1939) auf die schlechtere Permeabilität der Siltsteine gegenüber den Sandsteinen zurückzuführen ist.
3. Bei den Fe-Imprägnationen in unterdevonischen Sandsteinen im Abraum der ehemaligen Tongrube Ödingen auf Blatt Bonn-Bad Godesberg handelt es sich um roten Hämatit, gelblichbraunen und braunen Goethit und schwarzes Manganoxid. Nach (RAUFF 1980), S. 58, handelt es sich um relativ arme Eisenerze vom „Hunsrück Typ“ in zersetzten Devon-Schichten, die andernorts auch in Tonen und vertonten Tephren beobachtet wurden, also tertiären Alters sind.

Die magnetischen Suszeptibilitäten für unvererzte und vererzte unterdevonische Gesteine führt **Tabelle 5.6-6** auf. Es zeigt sich, dass bei hydrothermalen Gangvererzungen mit der Gangart Milchquarz die Erzanteile im Abraum der Gruben zwar bereits makroskopisch, mit bloßem Auge bzw. mit der Lupe, erkennbar sind, jedoch ist die MS nicht merklich erhöht. Hier ist offenbar keine Magnetomineral-Anreicherung mit der Buntmetall-Vererzung kombiniert. Nur bei exogen-diagenetischen Fe-Vererzungen in Zusammenhang mit der mesozoisch-tertiären Verwitterung lassen sich im Vorkommen Ödingen an einer Probe deutlich erhöhte Werte der MS feststellen. *Die Beprobung weiterer Erzvorkommen wäre hier sicher sinnvoll um zu testen, in wie weit sich die MS als Feld- bzw. Labormethode zur Erkennung ehemaliger Halden oder Erzaufbereitungsanlagen im Siebengebirge und seiner Umgebung eignet.*

Tab. 5.6-6: Gegenüberstellung der masse-spezif. MS [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$] unvererzter und vererzter unterdevonischer Gesteine. *: aus dem Annatal, da vom Kasbachtal keine Proben vorlagen; mal = Malachit, az = Azurit, hem = Hämatit, goe = Goethit, Mn = Mn-Oxide.

Lokation	MS unvererzte Proben	MS vererzte Proben	Bemerkung
Clemenslust	37*	41	Cu-Pb-Zn-Erze; Quarz-reich; mal, az, Mn
SE´ Rech	148	103	Fe-Erz; Quarz-reich und Fe-Erz-Imprägnation in Sandstein; hem, lim, Mn
Ödingen	15	242	Fe-Erz; Imprägnation in Sandstein; hem

[Zurück zur Übersicht](#)

5.6.5 Magnetische Suszeptibilität fluviatiler Sedimente

Die Suszeptibilitäten der rezenten Sedimente vom Mittel-Rhein in Höhe des Siebengebirges liegen mit 185-3130, Median: 451, für 13 sandige, bzw. 370-1070, Median: 653 [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$] für 5 siltige Proben, sogar etwas niedriger als für sandige und deutlich niedriger für siltig-tonige Proben der Mittel-Elbe. Die drei sandigen Proben des Mittel-Rheins mit den höchsten Werten der MS liegen alle rechtsrheinisch, die Probe mit der höchsten MS linksrheinisch liegt 3,5 km stromab der Ahr-Mündung. Für siltig-tonige Proben liegt die MS einer rechtsrheinischen Probe im Streuungsbereich von 4 linksrheinischen Proben. *Proben weiter stromauf und stromab des Siebengebirges fehlen bisher.* Insgesamt sind bedeutende anthropogene Einflüsse durch stromauf gelegene Städte und Industriebetriebe zu vermuten. Doch auch Einflüsse durch kristalline Gesteine in Schwarzwald, Vogesen und Odenwald sind zu erwarten (VOGES & VINNEMANN 1993), hinzu kommt Schwermineralseifenbildung durch Wellenschlag am Ufer und zu geringem Anteil Abtragung von Uferbefestigungsmaterial des Mittelrheins, welches hauptsächlich aus Basaltoiden besteht.

Um die Korngrößen-Abhängigkeit der MS zu testen wurden für drei Proben aus Rhein-Sedimenten Siebfraktionen bestimmt. Die Kornsummenkurven verlaufen sehr steil im Mittelsand-Bereich bei 200 bis 500 μm , siehe **Abbildung 5.6-10**, was für überwiegend rollenden Transport spricht, untergeordnete Anteile $<63 \mu\text{m}$ sprechen für Suspensionsfracht und geringe Anteile $>1 \text{ mm}$ für Seifenbildung durch Wellenschlag am Ufer. Der Median liegt bei 260 μm , was Mittelsand entspricht, und die Sortierung beträgt 1.4 nach TRASK in (TUCKER 1985), was als perfekte bis sehr gute Sortierung zu bezeichnen ist.

Die magnetische Suszeptibilität der Mittel-Rhein-Ablagerungen wurde Fraktions-spezifisch bestimmt, siehe **Abbildung 5.6-10**. Die Fraktion 63-125 μm weist höhere Werte der masse-spezif. MS auf als die Fraktionen $<63 \mu\text{m}$, 125-250, 250-500, 500-1000 μm , die Fraktion 1000-2000 μm zeigt in zwei Proben die höchsten MS Werte, allerdings bei zu geringen Materialmengen. Alle 14 untersuchten Gesamtfractions-Werte für die MS liegen innerhalb des für einzelne Fraktionen in den drei Proben bestimmten Wertebereichs. Die Korngrößenverteilung einer Probe hat also erheblichen Einfluß auf die MS, offenbar durch unterschiedliche Herkunftsgebiete der einzelnen Fraktionen. Interpretiert man die Fraktion $<63 \mu\text{m}$ als die am weitesten transportierte und aus dem größten Bereich stammende, einschließlich des Alpenraums, da bei Hochwasser Suspension den Bodensee durchströmen könnte, so hat diese eine geringere MS als die weniger weit transportierte Feinsandfraktion. Bei Betrachtung der MS und der Stromkilometer zeigt sich für sandige Proben kein Trend. Der Einfluß des Siebengebirges auf sandige Sedimente des Rheins ist im Parameter MS *bei der vorhandenen Probendichte* bisher nicht nachweisbar, offensichtlich dominieren Korngrößeneffekte, Seifenbildungen und Verdünnungseffekte diesen Parameter.

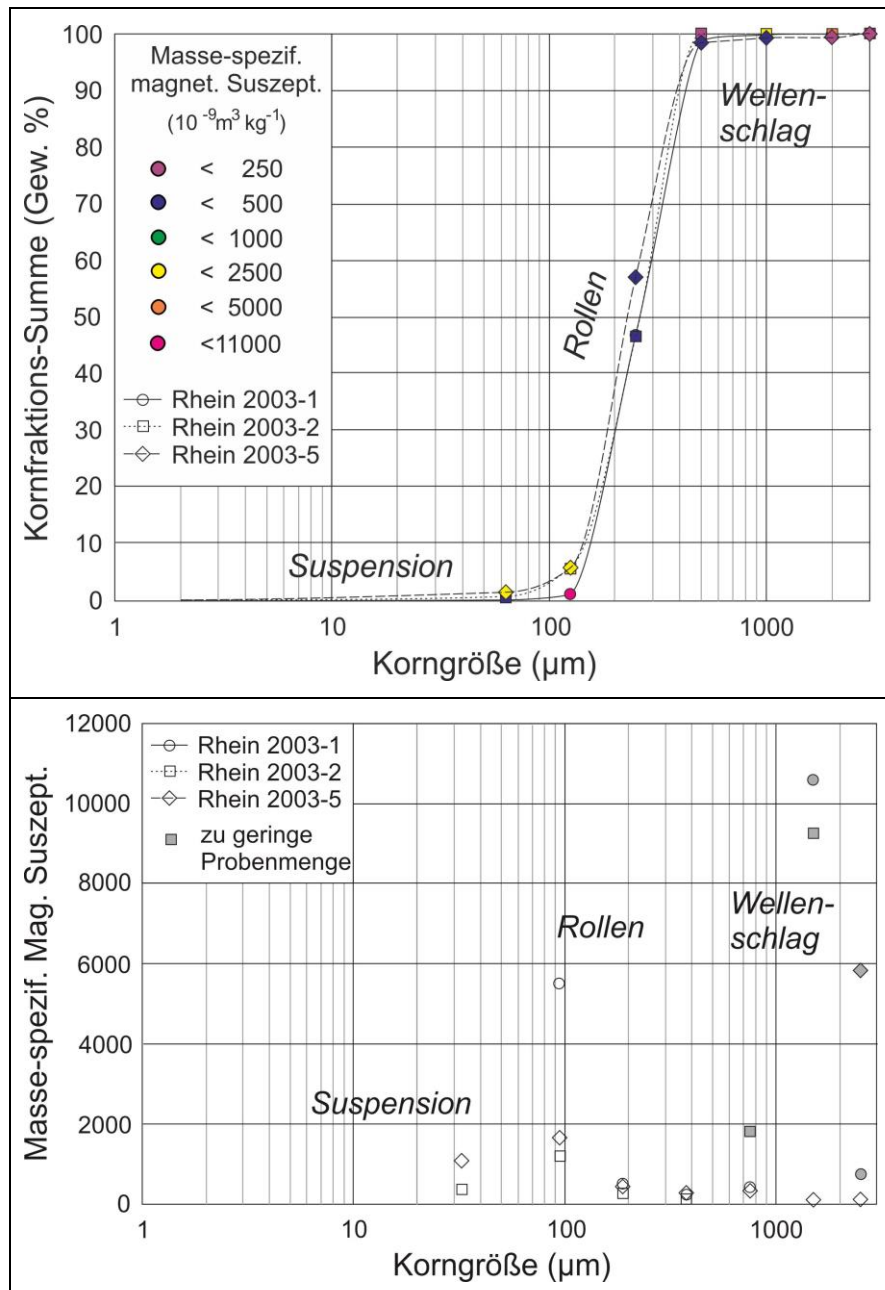


Abb. 5.6-10: Oben: Kornsummenkurven mit masse-spezif. MS in [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$]; unten: MS gegen Korngröße. Die Kornsummenkurven oben beziehen sich auf die jeweiligen Grenzen der Fraktionen, die Korngrößen unten auf die Mitten der Fraktionen. Proben mit <1 g Material sind grau unterlegt.

Median-Werte der MS für die untere und mittlere Ahr liegen für 4 sandige bzw. 5 siltig-tonige Proben bei 745 bzw. 573 [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$], also etwas niedriger als die Proben des Mittel-Rheins. Die Ahr fließt vorwiegend durch unterdevonische siliziklastische Gesteine sowie im Oberlauf durch mitteldevonische Karbonate (MEYER 2013). Ihre Sedimente haben eine viel höhere MS sandiger und siltig-toniger rezenter Ablagerungen, als nach den für unterdevonische Gesteine beobachteten bzw. für mitteldevonische Karbonate zu erwartenden MS Werten. Das spricht dafür, dass Vererzungen, Seifenbildung, und/oder anthropogene Einflüsse eine Rolle spielen. Zahlreiche Ortschaften entlang der Ahr, Verkehrswege wie Bundesstraße und Eisenbahn liegen oft unmittelbar neben dem Ufer. Heute gibt es keine nennenswerte Industrie entlang des Ahrtales, bis auf die letzten Stromkilometer. Allerdings entwässert der Oberlauf der Ahr das Kelberger Hoch, Zentrum des tertiären Hocheifel-Vulkanfeldes (BÜCHEL 1984),

in dem basische bis saure Vulkanite verbreitet sind (HUCKENHOLZ 1983). *Proben aus dem Oberlauf könnten dabei helfen zu klären, ob hier tatsächlich größere Mengen vulkanischen Materials bis in den Unterlauf der Ahr nachweisbar sind oder ob es sich doch eher um anthropogene Kontaminationen handelt.*

Mittelsandige, Feinsand-führende, Sedimente des Ersdorfer Baches, der südlich der Tomburg ausschließlich in unterdevonischen Gesteinen fließt (EBERT & PFEFFER 1939), (FUCHS 1980), weisen mit $47 [10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}]$ den niedrigsten im Untersuchungsgebiet beobachteten Wert der MS fluviatiler Sedimente auf. Quarz-reiche unterdevonische Sandsteine mit vermutlich niedriger MS wurden in Uferböschungen bachaufwärts der Probelokation beobachtet. Für feinsandige bis siltige gering magnetisierbare Bachsedimente käme zwar auch eine Herkunft aus Lößlehm infrage, jedoch liegen alle untersuchten Lößproben mindestens 2x höher. An den Hängen entlang des Oberlaufs vom Ersdorfer Bach sind auch tatsächlich helle gelbliche bis weißliche feinkörnige Ablagerungen verbreitet, die jedoch aus tertiärer Verwitterung unterdevonischer Sedimentite stammen dürften.

Die grauen tonreichen Sedimente vom Klufferbach NW' Bonn-Bad Godesberg entsprechen mit einem MS Wert von $124 [10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}]$ recht genau dem Wert für unterdevonische Gesteine, die in dessen Einzugsgebiet vorkommen, unter Kiesen der Hauptterrasse und Lößlehm. Eine Anomalie ergibt sich für sandige Sedimente im Zufluß des Klufferbaches am südlichen Teil des Pionierweges W' Bad Godesberg mit einem MS Wert von $1890 [10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}]$. Da siltige Sedimente der gleichen Lokation mit $190 [10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}]$ einen gegenüber unterdevonischen Gesteinen bzw. Lößlehm nicht wesentlich erhöhten Wert aufweisen, muß hier eine nahegelegene Quelle für ferrimagnetisches Material sandiger Korngröße vorhanden sein. Neben Verunreinigung durch z.B. vergrabenen Metallschrott könnte es sich dabei um Fe-Mn-Oxide als Zement der Hauptterrassen-Kiese handeln, wie sie früher in der Kiesgrube NE' Gimmersdorf aufgeschlossen waren.

Für den Mittellauf des Godesberger Baches, in dessen Einzugsgebiet sich neben unterdevonischen Sedimentiten die basischen Vulkanite von Wachtberg, Stumpeberg und Arzdorf mit allerdings geringem Flächenanteil befinden, liegt der MS Wert für sandige bzw. siltige Sedimente von etwa 500 bzw. $350 [10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}]$ recht hoch. Hier spielt eventuell Seifenbildung eine Rolle oder Eintrag metallischer Partikel aus Siedlungen. *Weitere Proben wären hier für eine Klärung notwendig.*

Außerhalb des Siebengebirges entsprechen siltige Ablagerungen der Bäche, die vorwiegend Löß und Lößlehm entwässern, wie z.B. der Lannesdorfer Bach, mit Werten der MS von etwa $114 [10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}]$ recht gut den für Löß und Lößlehm beobachteten Werten, siehe **Tabelle 5.6-6**. Für sandige Ablagerungen liegen die MS Werte, im Fall Lannesdorfer Bach $390 [10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}]$, dagegen deutlich höher, was eventuell mit der oben angegebenen Fe-Mn-Zementation der Hauptterrassen-Kiese zusammenhängen könnte, aber eben auch mit heute nicht sichtbaren anthropogenen Kontaminationen, so liegt eine Trümmerhalde der Nachkriegszeit am Südrand des Heiderhofes im Einzugsgebiet des Lannesdorfer Baches.

Ähnlich liegt mit einem Wert der MS von 110-140 $[10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}]$ auch der hier als Schweinheimer Bach bezeichnete Lauf, der E' des Gutes Marienforst in den Godesberger Bach mündet. Hier ist siltiges Sediment des Oberlaufs beprobt worden, der durch Ablagerungen der Hauptterrasse und Löß bzw. Lößlehm beeinflusst wird. Eine Zuordnung der fluviatilen Sedimente zu Löß einer- und Unterdevon andererseits ist nur über magnetische Suszeptibilität nicht möglich, allerdings weist die gelbliche Färbung der Bachsedimente am Schweinheimer Bach klar auf Lößanteile hin.

Eine siltige mündungsnaher Probe vom Züllighofener Bach, der S' Kürrihofen in den Mehlemer Bach fließt, zeigt einen mit $235 [10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}]$ bereits etwas erhöhten Wert. Dies

könnte mit der Halde der stromauf gelegenen Grube Laura zusammenhängen, *weitere Proben müßten hier noch genommen und bearbeitet werden.*

Tab. 5.6-7: Mediane, bei zwei Proben Mittelwerte bzw. Einzelwerte der masse-spezif. MS [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$] der fluviatilen Sedimente und der Liefergesteine im Einzugsgebiet. Hauptvorfluter sind **hellblau** unterlegt, Bäche mit überwiegend Unterdevon in **braun**, Bäche, deren Einzugsgebiet ganz oder überwiegend im Siebengebirge liegt, in **grau**, Bäche mit überwiegend Löß und Lößlehm in **beige**, deren Liefergesteins-Formationen sind entsprechend eingefärbt. Bei den Formationen steht „X“ für: im Einzugsgebiet dominierend, „x“ für: im Einzugsgebiet vorhanden, „x“ für: einzelne – bezogen auf die Fläche des Einzugsgebiets – kleine Vorkommen; Anzahl der Proben in [], hier sind auch Vulkanite verwendet worden, für die keine geochemischen Analysen sondern nur petrographische Einordnungen nach der geologischen Karte vorliegen. Das Einzugsgebiet des Mittelrheins enthält noch zahlreiche hier nicht aufgeführte Gesteine. Werte >2000 [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$] sind **fett**. Auffallend: die hohen MS Werte sandiger Proben im Bereich Siebengebirge liegen ähnlich wie MS Werte für Trachyte und Trachyt-Tephra.

Formation Gewässer	MS fluviatiler Sand	MS Fluviatiler Silt+Ton	Unterdevon, Siegen/Ems, frisch	Unterdevon, Siegen, kaolinisiert	Oligozän, Ton/Quarzit	Oligo-Miozän, Basanit/Basalt	Oligo-Miozän, Andesit, Latit	Oligo-Miozän, Hawaiiit, Mugearit	Oligo-Miozän, Trachyt, -Tephra	Pleistozän, Hauptterrasse	Pleistozän, Löß & Lößlehm, Hanglehm	Holozän, fluviatile Ablagerungen
	Magnet. Suszept.			91 [9]	17 [4]	61 [1] / -2 [1]	10700 [12] / 7904 [11]	12494 [8]	6627 [9]	2493 [16]	246 [3]	131 [13]
Rhein, Mittellauf	387 [11]	653 [5]	X	x	x	x	x	x	x	x	X	x
Ahr → Rhein	745 [4]	573 [5]	X	x	x	x					x	x
Ersdorfer B. → Swistb. Erft → Rhein	47 [1]		X								x	x
SE´Rech → Ahr → Rhein	148 [2]	222 [3]	X			x						
Annabach → Rhein	2015 [4]	919 [2]	X			x	x	x	x		x	x
Mirbesbach → Rhein	2570 [2]					x	x		X			
Rhöndorfer B. → Rhein	2490 [2]					x	x		X		x	
Tretschb. → Annab. → Rhein	2715 [4]	400 [1]	X			x	x		X		x	x

N´Heiderhof → Godesb.b. →Rhein	176 [1]									x	X	
Lannesdorfer B. →Rhein	388 [1]	114 [2]			x					x	X	x
Godesberger B. →Rhein	497 [1]	356 [1]	x			x				X	X	x
Kasbach→ Rhein	625 [4]		X			x					x	
Klufferbach →Rhein		124 [1]	x							X	x	
S´Klufferbac h→Klufferba ch→Rhein	188 8 [1]	190 [1]	x							X	x	
S´Nierendorf →Ahr →Rhein	115 5 [1]		x	x	x	x				x	X	
Schweinheim er B.→Godesb. b. →Rhein		124 [2]	x			x				x	X	x
Züllighofener B.→Mehlem er.b. →Rhein		235 [1]	X	x	x	x			X		X	

Aufgrund der Nähe zum Rhein, der unmittelbar westlich des Drachenfelses fließt, haben die Gewässer im Siebengebirge, die zum Rhein hin entwässern, ein relativ hohes Gefälle. Daher sollten sandige Korngrößen dominieren. Dies läßt sich beobachten z.B. im Oberlauf von Annabach und Tretschbach und am Mittellauf des Mirbesbaches. Es gibt aber bei lokaler Lößbedeckung, evtl. auch bei vertonten Trachyt-Tephra, durchaus auch feinkörnige Bachsedimente, so im Quellbereich des Annabaches und im Unterlauf des in den Annabach mündenden Tretschbaches.

Sandige Sedimente der Bäche im Siebengebirge tragen mit MS Werten von 300-3800 [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$] ein klares Signal der Trachyt-Tephra bzw. der Vulkanstöcke des SVF, Aufgrund der leichteren Verwitterbarkeit kommt der Trachyt-Tephra hier sicher die größte Bedeutung als Material-Quelle zu. Auch siltige Sedimente im Siebengebirge weisen mit 400-900 [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$] ein gegenüber unterdevonischen oder Löß-reichen Liefergebieten deutlich erhöhtes MS-Signal auf. Ihre im Vergleich zum Sand geringere MS könnte entweder auf „Verdünnung“ durch Löß oder auf zu geringe Kornverkleinerung vulkanischer Magnetite als Folge kurzer Transportwege zurückgehen. Sandige und feinkörnigere fluviatile Sedimente im Siebengebirge unterscheiden sich durch meist deutlich höhere Werte der MS von Sedimenten im Drachenfelser Ländchen.

Um den Einfluß von Erzbergwerken zu testen, wurden in der Umgebung der Gruben Clemenslust im Kasbachtal und Fridolin SE´Rech Bachsedimente beprobt. Im Kasbachtal liegt ein MS Wert für mittel- bis grobsandige Sedimente 50 m bachaufwärts der Halde der Grube Clemenslust bei 340, 100 m bzw. 500 m bachabwärts der Halde liegt der MS Wert für Feinsand bei 550 bzw. 880 [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$]. Im Tal SE´Rech liegen MS Werte siltiger Sedimente bei 100 bis 390, diejenigen sandiger Sedimente bei 148 [$10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$], ohne deutliche Veränderungen durch die Halde des Fe-Erz-Bergwerkes und auch an Lokationen, wo ein menschlicher Einfluß weitgehend ausgeschlossen werden kann. Da diese Werte alle über denen frischer unterdevonischer Gesteine liegen, besteht die Möglichkeit, dass es hier noch weitere Vererzungen gibt, die von den Bächen angeschnitten werden, *das könnte über*

zusätzliche Proben weiter untersucht werden. Wenn hier nicht noch andere Faktoren vorliegen, so zeigen die Suszeptibilitäten der Bachsedimente möglicherweise deutlicher Bergbauaktivitäten an als die des Haldenmaterials selbst.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, dass die Werte der masse-spezifischen Suszeptibilität der Vulkanite im Siebengebirge als Liefergesteine für fluviatile Sedimente, der sedimentären Liefergesteine, und der fluviatilen Sedimente eine große Schwankungsbreite aufweisen. Bei Vulkaniten ist die Variabilität der Suszeptibilität innerhalb eines Vorkommens deutlich, die Gründe dafür wären noch zu diskutieren. Für die Suszeptibilität fluviatiler Sedimente ergeben sich klare Bezüge zu den Gesteinen im Einzugsgebiet. Daher ist die magnetische Suszeptibilität für diese Region sehr gut geeignet, um geogene Prozesse wie Verwitterung, Abtragung, Transport und Ablagerung zu untersuchen. Im Drachenfelder Ländchen und vermutlich auch im Ahrtal, mit nur punktuellm Auftreten tertiärer Vulkanite, könnten darüberhinaus auch anthropogene Einträge, wie z.B. der historische Abbau von Erzen, aufgrund der niedrigen geogenen Gehalte der überwiegenden Liefergesteine nachgewiesen werden. Die magnetische Suszeptibilität könnte dazu beitragen, geochemische Beprobungen von Ablagerungen der Gewässer im Hinblick auf Schwermetall-Kontaminationen effizient durchzuführen.

[Zurück zur Übersicht](#)

5.6.6. Zitierte Literatur

- AIRO, M.-L. (1990): Susceptibilities, intensities of remanence and densities of Precambrian and recent volcanic rocks: Examples from Iceland and northern Fennoscandia. - 1. Ed.; 26 pp.; Espoo (Geological Survey of Finland).
- ANONYMOUS (2000): Munsell Soil Color Charts. 1. Ed. - Munsell Color x-rite; Grand Rapids, MI.
- ANONYMOUS (1991): Rock color chart with genuine Munsell color chips. 1. Ed. - Geological Society of America;
- BALDWIN, L.C., TOMASCHEK, F., BALLHAUS, C., GERDES, A., FONSECA, R.O.C., WIRTH, R., GEISLER, T. & NAGEL, T. (2017): Petrogenesis of alkaline basalt-hosted sapphire megacrysts. Petrological and geochemical investigations of in situ sapphire occurrences from the Siebengebirge Volcanic Field, Germany. – Contrib. Min. Petrol., 172:
- BARTELS, G., HARD, G., FRECHEN, J. & STEPHAN, S. (1973): Rodderbergtuff im Rheinischen Quartärprofil - zur zeitlichen Stellung des Rodderberg-Vulkanismus. – CATENA, 1: 31-56.
- BERLIN, R. & HENDERSON, C.M.B. (1969): The distribution of Sr and Ba between the alkalifeldspar, plagioclase and groundmass phases of porphyritic trachytes and phonolites –Geochim. Cosmochim. Acta, 33: 247-255.
- BLANCHARD, H. (2002): Neue Erkenntnisse zur Eruptions- und Landschaftsgeschichte des Rodderbergs bei Bonn. - 112 S.; Diplomarbeit, Rheinische Friedrich-Wilhelms Universität.
- BLEIL, U., POHL, J. & SOFFEL, H. (1982): Preliminary paleomagnetic studies of Tertiary volcanic rocks from the Hocheifel (Germany). – Geol. Jb. D, 52: 149-161.
- BLUME, H.-P., BRÜMMER, G.W., HORN, R., KANDELER, E., KÖGEL-KNABNER, I., KRETZSCHMAR, R., STAHR, K. & WILKE, B.-M. (2010): Scheffer/Schachtschabel: Lehrbuch der Bodenkunde. - 16. Ed.; 570 pp.; Wiesbaden (Springer Spektrum).
- BREDDIN, H. (1926): Löß, Flugsand und Niederterrasse am Niederrhein. – Jb. preuß. Geol. L.-A., 46: 635-662.
- BÜCHEL, G. (1984): Vulkanologische Karte West- und Hocheifel 1 : 50 000. 1. Ed. - Büchel, G., Institut für Geowissenschaften, Universität Mainz; Mainz.
- BURGHARDT, O. (1979b): Bodenkarte des Naturparks Siebengebirge 1 : 25 000. 1. Ed. - Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen; Krefeld.
- BURGHARDT, O. (1980): Geologische Karte des Siebengebirges und des Pleiser Ländchens 1 : 50 000. 1. Ed. - Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen; Krefeld.

- BURGHARDT, O. (1979a): Siebengebirge - Landschaft im Wandel. - Ed.; 64 pp.; Krefeld (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen).
- BURRE, O. (1933a): Beiträge zur Kenntnis des Quartärs im Rheintal in Höhe des Siebengebirges. – Jb. preuß. Geol. L.-A., 53: 247-260.
- BURRE, O. (1978): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000 Blatt 5309 Königswinter. 2. Ed. - Geol. Landes-A. Nordrhein-Westfalen; Krefeld.
- BURRE, O. (1933c): Das Tertiär am Minderberge (Grube Stößchen). – Jb. preuß. Geol. L.-A., 53: 891-906.
- BURRE, O. (1933b): Die prätrachytische Oberflächengestaltung am Südrande der Niederrheinischen Bucht und ihre Veränderungen durch Eruptionsmechanismus und jüngere Schichtenverschiebungen. – Jb. preuß. Geol. L.-A., 53: 324-338, 701, Taf. 20.
- BURRE, O. & HOFFMANN, A. (1929): Basaltlinien im nördlichen Mittelrheingebiete. – Jb. preuß. Geol. L.-A., 49: 1204-1219.
- CARMICHAEL, I.S.E. (1965): Trachytes and their feldspar phenocrysts. – Mineralog. Mag., 34: 107-125.
- CLOOS, H. (1947): Der Basaltstock des Weilberges im Siebengebirge. – Geol. Rundschau, 35: 33-35.
- CLOOS, H. & CLOOS, E. (1927): Die Quellkuppe des Drachenfels am Rhein, ihre Tektonik und Bildungsweise. – Z. Vulkanologie, XI: 33-40.
- COX, K.G., BELL, J.D. & PANKHURST, R.J. (1979): The interpretation of igneous rocks. - 1. Ed.; 450 pp.; London (George, Allen and Unwin).
- DEARING, J. (1994): Environmental magnetic susceptibility - using the Bartington MS2 system. - 1. Ed.; 104 pp.; Kenilworth, UK (Chi Publishing).
- EBERT, A. (1928): Die Erkennung einer Schollenbruchlinie durch Verfolgung eines Spaltensystems im Gebiet des Ahrtals (Nordeifel). – Jb. preuß. Geol. L.-A., 49: 1163-1172.
- EBERT, A., FUCHS, A., KAISER, E. & PFEFFER, P. (1939): Erl. geol. Kte. Preuß. benachb. Länd., Lieferung 332 Blatt Ahrweiler Nr. 3156 (heute: 5408 Bad Neuenahr-Ahrweiler). 1. Ed. - Preußische Geologische Landesanstalt; Berlin.
- EBERT, A. & PFEFFER, P. (1939): Erl. geol. Kte. Preuß. benachb. Länd., Lieferung 332 Blatt Altenahr Nr. 3155 (heute 5407). 1. Ed. - Preußische Geologische Landesanstalt; Berlin.
- EVANS, M.E. & HELLER, F. (2003): Environmental magnetism - principles and applications of enviromagnetics. - 1. Ed.; 299 pp.; Amsterdam, Boston etc. (Academic Press).
- FELIX-HENNINGSSEN, P. ((1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge - Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. – Relief, Boden, Paläoklima, 6: 1-192
- FLIEGEL, G. (1913): Über tiefgründige chemische Verwitterung und subaerische Abtragung. – Z. dt. geol. Ges., 65:
- FRECHEN, J. (1973): Petrographische Untersuchung der Tuffe in den Quartärsedimenten am Brüserberg-Hardtberg bei Bonn-Lengsdorf. – CATENA, 1: 50-52.
- FRECHEN, J. (1976): Siebengebirge am Rhein, Laacher Vulkangebiet, Maargebiet der Westeifel. - Sammlg. geol. Fü., 56, 3. Ed.; 1-209 pp.; Berlin, Stuttgart (Gebrüder Borntraeger).
- FRECHEN, J. & VAN DEN BOHM, G. (1959): Die sedimentpetrographische Horizontierung der pleistozänen Terrassenschotter im Mittelrheingebiet. – Fortschr. Geol. Rheinland Westf., 4: 89-125.
- FRECHEN, J. & VIETEN, K. (1970a): Petrographie der Vulkanite des Siebengebirges - Die peralkalische Gesteinsreihe Alkalitrachyt - Sanidinbasanit. – Decheniana, 122: 357-377.
- FRECHEN, J. & VIETEN, K. (1970b): Petrographie der Vulkanite des Siebengebirges - Die subalkalische Gesteinsreihe Quarztrachyt - Latitbasalt. – Decheniana, 122: 337-356.
- FUCHS, A. (1980): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Blatt 5307 Rheinbach. 2. Ed. - Geol. Landes-A. Nordrhein-Westfalen; Krefeld.
- FUCHS, K.J., KALBHENN, S. & MUHR, M. (1986): Rheinbreitbach - mit Schlägel und Eisen: Bergbaugeschichte, Geologie, Mineralien. - Ed.; 48 pp.; Haltern/Westfalen (Doris Bode Verlag).
- GÄBERT, C. (1922): Braunkohlenquarzite (Knollensteine) und ihre technische Verwendung. – Jb. Hallesch. Verb. Erforschg. mitteldt. Bodenschätze Verwendg., N.F. 3: 49-60.

- GIBSON, P.J., LYLE, P. & THOMAS, N. (2009): Magnetic characteristics of the Cuilcagh Dyke, Co. Fermanagh, Northern Ireland. – *Irish J. Earth Sci.*, 27: 1-9.
- HOCKS, W. (1891): Der Froschberg im Siebengebirge. – *Jb. königl. preuß. geol. L.-A.*, 12: 3-17.
- HUCKENHOLZ, H.-G. (1983): Tertiary volcanism of the Hocheifel area. - In: FUCHS, K., VON GEHLEN, K., MÄLZER, H., MURAWSKI, H. & SEMMEL, A. (Hrsg.): *Plateau uplift*. pp. 121-128; 1. Ed.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer Verlag).
- HUNT, C.P., MOSKOVITZ, B.M. & BANERJEE, S.K. (1995): Magnetic properties of rocks and minerals. - In: AHRENS, T.J. (Hrsg.): *Rock physics & phase relations: a handbook of physical constants*. pp. 189-204; 1. Ed.; Washington, D.C. (American Geophysical Union).
- JANOTTA, A., RADTKE, U., CZWIELUNG, K. & HEIDGER, M. (1997): Luminescence dating (IRSL/TL) of Lateglacial and Holocene dune sands and sandy loesses near Bonn, Gifhorn and Diepholz (Germany). – *Quatern. Sci. Rev.*, 16: 349-355.
- JENSEN, L.S. (1976): A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. – *Ontario Div. Mines, MP 66*: 1-22.
- JUNG, S., VIETEN, K., ROMER, R.L., MEZGER, K., HOERNES, S. & SATIR, M. (2012): Petrogenesis of Tertiary alkaline magmas in the Siebengebirge, Germany. – *J. Petrology*, 53: 2381.
- KLETT, M., EICHHORST, F. & SCHÄFER, A. (2002): Facies interpretation from well-logs applied to the Tertiary Lower Rhine Basin fill. – *Netherlands J. Geosci. - Geol. Mijnbouw*, 81: 167-176.
- KNAPP, G. & HAGER, H. (1980): *Geologische Karte der nördlichen Eifel 1 : 100 000*. 3. Ed. - Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen; Krefeld.
- KOLB, M., PAULICK, H., KIRCHBAUR, M. & MÜNKER, C. (2012): Petrogenesis of mafic to felsic lavas from the Oligocene Siebengebirge Volcanic Field (Germany): Implications for the origin of intracontinental volcanism in Central Europe. – *J. Petrology*, 53: 2349-2379.
- LANGE, T. & BÜCHEL, G. (2017): Hochauflösende geomagnetische Rasterkartierung des Strohnher- und Sprinker Lavastroms im Alfbachtal - Quartäres Vulkanfeld der Westeifel. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, 45: 177-202.
- LE MAITRE, R.W. (1976): Some problems of the projection of chemical data into mineralogical classifications. – *Contrib. Min. Petrol.*, 56: 181-189.
- LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B., LE BAS, M.J., BONIN, B., BATEMAN, P., BELLINI, G., DUDEK, A., EFREMOVA, S., KELLER, J., LAMEYRE, J., SABINE, P.A., SCHMID, R., SØRENSEN, H. & WOOLLEY, A.R. (2002): *Igneous rocks - A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. - 2. Ed.; 236+XVI pp.; Cambridge, U.K. (Cambridge University Press).
- LEHMANN, E. (1930): Der Basalt vom Stöffel (Westerwald) und seine essexitisch-theralithischen Differenziate. – *Chemie Erde - Geochem.*, 5: 319-375.
- LEONARDI, S. & KÜMPEL, H.-J. (1996): Search for strange attractors in magnetic field data: an example from a Tertiary volcanic area near Bonn, Germany. – *J. Geodynamics*, 21: 329-338.
- LIPPOLT, H.J. & FUHRMANN, U. (1980): Vulkanismus der Nordeifel: Datierung von Gang- und Schlotbasalten. – *Aufschluß*, 31: 540-547.
- LOGA, S.V. (2015): *12 Wanderungen auf den Spuren des Vulkanismus im Siebengebirge*. - Rheinland kompakt, 1. Ed.; 108 pp.; Köln (Gaasterland-Verlag).
- LOGA, S.V. (2016): *Expedition Rheinland - 16 spannende Wanderungen durch die Erdgeschichte*. - 1. Ed.; 132 pp.; Köln (J.P. Bachem-Verlag).
- LÖHNERTZ, W. (1978): Zur Altersstellung der tiefliegenden fluviatilen Tertiärablagerungen der SE-Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). – *N. Jb. Geol. Paläontol. Abh.*, 156: 179-206.
- LOSSE, M. (2008): "Keck und fest, mit senkrechten Mauertürmen ... wie eine Krone" - Burgen, Schlösser und Festungen an der Ahr und im Adenauer Land. - 1. Ed.; 192 pp.; Regensburg (Schnell und Steiner).
- LUTZ, H. (1989): Die fossile Insektenfauna von Rott. - In: KOENIGSWALD, W.V. (Hrsg.): *Fossilagerstätte Rott bei Hennef am Siebengebirge*. pp. 41-56; 2. Ed.; Siegburg (Rheinlandia).
- MENNING, M. & HENDRICH, A. (2002): *Stratigraphische Tabelle von Deutschland*. 1. Ed. - Deutsche Stratigraphische Kommission; GeoForschungsZentrum Potsdam; Potsdam.

- METZNER, C. (1983): Petrographie und Petrochemie von Latiten der Tertiären Alkalibasalt - Trachyt Assoziation des Siebengebirges. - 76 S.; M.Sc. Geosciences, Rheinische Friedrich-Wilhelms Universität.
- MEUNIER, F. (1920): Neue Beiträge über die fossilen Insekten aus der Braunkohle von Rott (Aquitanien) im Siebengebirge (Rheinpreußen). – Jb. preuß. Geol. L.-A., 39: 141-153.
- MEYER, W. (1988): Die Entstehung der Trachyttuffdecke und einer Caldera im Siebengebirge. – Fortschr. Mineral., 66 Beiheft2: 27-30.
- MEYER, W. (1989a): Die geologische Geschichte der Umgebung von Rott. - In: KOENIGSWALD, W.V. (Hrsg.): Fossilagerstätte Rott bei Hennef am Siebengebirge. pp. 9-15; 2. Ed.; Siegburg (Rheinlandia).
- MEYER, W. (2013): Geologie der Eifel. - 4. Ed.; 618 pp.; Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller)).
- MEYER, W. (1989b): Geologischer Lehr- und Wanderpfad Bonn ist 2000. 1. Ed. - Stadt Bonn; Bonn.
- MEYER, W. & STETS, J. (1975): Das Rheinprofil zwischen Bonn und Bingen. – Z. dt. geol. Ges., 126: 15-29.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1989): Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. – Chem. Geol., 77: 19-26.
- MÖRS, T. (1995): Die Sedimentationsgeschichte der Fossilagerstätte Rott und ihre Alterseinstufung anhand neuer Säugetierfunde (Oberoligozän, Rheinland). – Cour. Forsch.Inst. Senckenberg, 187: 1-101.
- MÜCKENHAUSEN, E. (1978): Rezenten und fossile Böden (Paläoböden) der Eifel. – Kölner Geogr. Arb., 36: 7-35.
- NARRES, H.-D. (2009): Exkursion H6 - Über den Dächern von Köln – Gesteinsverwitterung am Kölner Dom -In: AMELUNG, W., SKOWRONEK, A. & VERECKEN, H. (Hrsg.): Böden - eine endliche Ressource. pp. 215-218; 1. Ed.; Bonn (Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft).
- OTTENDORF-SIMROCK, W. & MEHS, M.J. (o.a.): Burgen am Rhein. - Sammlung Rheinisches Land, 2, 5. Ed.; 83 pp.; Bonn (Stollfuß Verlag).
- PAULICK, H., EWEN, C., BLANCHARD, H. & ZÖLLER, L. (2009): The Middle-Pleistocene (~300 ka) Rodderberg maar-scoria cone volcanic complex (Bonn, Germany): eruptive history, geochemistry, and thermoluminescence dating. – Intern. J. Earth Sci., 98: 1879-1899.
- PETERS, C. & DEKKERS, M.J. (2003): Selected room temperature magnetic parameters as a function of mineralogy, concentration and grain size. – Phys. Chem. Earth, 28: 659-667.
- PIRRUNG, B.M. (1998): Zur Entstehung isolierter alttertiärer Seesedimente in zentraleuropäischen Vulkanfeldern. – Mainzer naturwiss. Arch., Beiheft 20: 1-116.
- PRZYBYLA, T., PFÄNDER, J., MÜNKER, C., KOLB, M., BECKER, M. & HAMACHER, U. (2017): High-resolution $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of volcanic rocks from the Siebengebirge (Central Germany)—Implications for eruption timescales and petrogenetic evolution of intraplate volcanic fields. – Intern. J. Earth Sci.,
- PUCHER, R. (2003): Magnetische Aspekte zum Rodderberg-Vulkan (Bonn). – Eiszeitalter Gegenw., 53: 26-38.
- RAUFF, H. (1980): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Blatt 5308 Bonn-Bad Godesberg. 2. Ed. - Geol. Landes-A. Nordrhein-Westfalen; Krefeld.
- REICHE, E. & HILDEN, H.D. (1981): Geologie und Lagerstättenerkundung im Rheinischen Braunkohlenrevier. – Fortschr. Geol. Rheinland Westf., 29: 1-575.
- ROTH, H.J. (1993): Siegerland, Westerwald, Lahn und Taunus - Geologie, Mineralogie und Paläontologie - mit Exkursionen. - 1. Ed.; 176 pp.; Bindlach (Gondrom).
- SCHMIDT, W. (1951): Ein aufgeschürftes Tertiärprofil bei Uthweiler im Siebengebirge. – Geol. Jb., 65: 603-610.
- SCHMITZ, A. (2005): Geochronologische Rekonstruktion der Entwicklungsgeschichte des Wachtbergsees (Arzdorf) mit Hilfe von geochemischen und radiometrischen Proxyparametern - 139 S.; Diplomarbeit, Köln.
- SCHREIBER, U., ANDERS, D. & KOPPEN, J. (1999): Mixing and chemical interdiffusion of trachytic and latitic magma in a subvolcanic complex of the Tertiary Westerwald (Germany). – Lithos, 46: 695-714.
- SCHREIBER, U. & ROTSCH, S. (1998): Cenozoic block rotation according to a conjugate shear system in central Europe — indications from palaeomagnetic measurements. – Tectonophysics, 299: 111-142.
- SCHUBERT, S., JUNG, S., PFÄNDER, J.A., HAUFF, F. & GARBE-SCHÖNBERG, D. (2015): Petrogenesis of Tertiary continental intra-plate lavas between Siebengebirge and Westerwald, Germany: Constraints from trace element systematics and Nd, Sr and Pb isotopes. – J. Volcanol. Geoth. Res., 305: 84-99.

- SCHWARZ, C. (2014): Die Geschichte der geologischen Erforschung des Siebengebirges. - 2. Ed.; 181 pp.; Bonn (Heimatemuseum Thomasberg).
- SISSINGH, W. (2003): Tertiary paleogeographic and tectonostratigraphic evolution of the Rhenish Triple Junction. – *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 196: 229-263.
- SKOWRONEK, A. & KEHL, M. (2009): Gesteine, Böden und Naturschutz im Siebengebirge. - In: AMELUNG, W., SKOWRONEK, A. & VEREECKEN, H. (Hrsg.): Böden - eine endliche Ressource. pp. 199-203; Ed.; Bonn (Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft).
- SMYKATZ-KLOSS, B. (2003): Die Lößvorkommen des Pleiser Hügellandes bei Bonn und von Neustadt/Wied sowie der Picardie: Mineralogisch-geochemische und geomorphologische Charakterisierung, Verwitterungs-Beeinflussung und Herkunft der Löss. - 343 S.; Doktorarbeit, Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität
- THOMPSON, R. & OLDFIELD, F. (1986): Environmental magnetism. - 1. Ed.; 227 pp.; London (Allen & Unwin).
- TODT, W. & LIPPOLT, H.J. (1979): K-Ar age determination on Tertiary volcanic rocks: V: Siebengebirge, Siebengebirgsgraben. – *J. Geophys. Res.*, 48: 18-27.
- TRÖGER, W.E., BAMBAUER, H.U., TABORSZKY, F. & TROCHIM, H.D. (1982): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1 Bestimmungstabellen. - 5. Ed.; 188 pp.; Stuttgart (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- TUCKER, M.E. (1985): Einführung in die Sedimentpetrographie. - 1. Ed.; 265 pp.; Stuttgart (Enke Verlag).
- VAN DAM, R.L., HARRISON, J.B.J., HIRSCHFELD, D.A., MEGLICH, T.M., LI, Y. & NORTH, R.E. (2006): Mineralogy and magnetic properties of basaltic substrate soils: Kaho'olawe and Big Island, Hawaii. – *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 72: 244-257.
- VIETEN, K. (1987): Abschlußbericht an die Deutsche Forschungsgemeinschaft zum Projekt: Raum-Stoff-Plan der tertiären Alkalibasalte in der nördlichen Mittelrhein-Region (VI-75/3). - 1. Ed.; 91 pp.; (Universität Bonn).
- VIETEN, K., HAMM, H.M., GRIMMEISEN, W., & MEYER, W. (1988): Tertiärer Vulkanismus des Siebengebirges. – *Fortschr. Mineral.*, 66 Beiheft 2: 1-42.
- VOGES, A. & VINNEMANN, C. (1993): Geologische Karte der Bundesrepublik Deutschland 1 : 1 000 000, Blatt 1: Grundkarte, Blatt 2: Legende und Kartengrundlagen. 4. Ed. - Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe; Hannover.
- WALTER, R. & DORN, P. (2007): Geologie von Mitteleuropa. - 7. Ed.; 511 pp.; Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung).
- WEDEPOHL, K.H. & BAUMANN, A. (1999): Central European Cenozoic volcanism with OIB characteristics and indications of a lower mantle source. – *Contrib. Min. Petrol.*, 136: 225-239.
- WEDEPOHL, K.H., GOHN, E. & HARTMANN, G. (1994): Cenozoic alkali basaltic magmas of Western Germany and their products of differentiation. – *Contrib. Min. Petrol.*, 115: 253-278.
- WILSON, M. (1989): Ingenous petrogenesis - a global tectonic approach. - 1. Ed.; 466 pp.; London, etc. (Chapman & Hall).
- WIMMENAUER, W. (1985): Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine. - 1. Ed.; 382 pp.; Stuttgart (Enke Verlag).
- WITT, G. & SECK, H.A. (1989): Origin of amphibole in recrystallized and porphyroclastic mantle xenoliths from the Rhenisch Massif: Implications for the nature of mantle metasomatism. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, 91: 327-340.
- WÖRNER, G., ZINDLER, A., STAUDIGEL, H. & SCHMINCKE, H.-U. (1986): Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of Tertiary and Quaternary alkaline volcanics from West Germany. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, 79: 107-119.
- ZIMMERMANN, E. (1920): Löß und Decksand am Südrande der Niederrheinischen Bucht. – *Jb. preuß. Geol. L.-A.*, 39: 155-179.
- ZÖLLER, L., HAMBACH, U., BLANCHARD, H., FISCHER, S., KÖHNE, S. & STRITZKE, R. (2010): Der Rodderberg Krater bei Bonn - ein komplexes Geoarchiv. – *Quatern. Sci. J.*, 59: 44-48.