



Bearbeitungsstand: 01.08.2024, V. 1

Forschungsprojekt FluviMag: Fluviatiler Transport von Magneto-Mineralen

Michael Pirrung¹, Martina Kunz-Pirrung², Jörn Engelhardt³

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

²: Helmholtzzentrum für Umweltforschung UFZ,
Permoser Straße 15, D-04318 Leipzig, E-Mail: martina.kunz-pirrung@ufz.de

³: Geoplan Ingenieure, Cranachstraße 46, D-99423 Weimar, E-Mail:
engelhardt@geoplanweb.de

5.14 Horst und Graben – Vogesen und Elsass

Auf Satellitenbildern und geologischen Übersichtskarten von Zentraleuropa, siehe u.a. (DUPHORN, et al. 1971), (LAHNER & TOLOCZYKI 2004), (NEHLIG, et al. 2005), und (VOGES & VINNEMANN 1993), fällt als eine der prominentesten großtektonischen Strukturen der Oberrheingraben etwa zwischen Basel im Südsüdwesten und Frankfurt am Main im Nordnordosten ins Auge. In ihrem südlichen Abschnitt ist die Oberrheinebene eingebettet von den Mittelgebirgen Vogesen im Westen und Schwarzwald im Osten. Den Halbhorst-artig nach Osten zunehmend herausgehobenen, überwiegend bewaldeten, dünn besiedelten Vogesen, bzw. Vosges, ist im Osten das dicht besiedelte und intensiv landwirtschaftlich und industriell geprägte Elsass, bzw. Alsace, im französischen Anteil des Oberrheingrabens vorgelagert, siehe [Abb. 5.14-1](#). Neben dem Beispiel Vogesen versus Oberrheingraben ist in weiteren Regionen Zentraleuropas der morphologische Kontrast zwischen paläozoischem Mittelgebirge und känozoischer Grabenfüllung aufgrund noch heute andauernder Hebungs- und Senkungsprozesse besonders markant ausgebildet: Cevennen und Rhône Graben, Taunus und Odenwald, Schwarzwald versus Oberrheingraben, Erzgebirgskamm versus Egergraben. In diesen Gebieten kann man auf wenigen Kilometern Horizontaldistanz von tertiären bis zu mesozoischen Sedimentiten der Grabenfüllung über die Grabenrandstörung hinweg in gefaltete und mindestens schwach metamorphisierte Metasedimente und Metamagmatite des ehemaligen variskischen Gebirges wandern.

[5.14.1. Generelles zur Topographie und Geologie im Untersuchungsgebiet](#)

[5.14.2. Magnetische Suszeptibilität der Liefergesteine](#)

[5.14.3. Magnetische Suszeptibilität rezenter fluviatiler Sedimente](#)

[5.14.4. Zitierte Literatur](#)

5.14.1. Generelles zur Topographie und Geologie im Untersuchungsgebiet

Die höchsten Erhebungen der Vogesen, der Grand Ballon, der nördlich gelegene Petit Ballon oder Kahler Wasen, sowie der Ballon d'Alsace in den südlichen Vogesen, werden „Ballon“

genannt, da es sich um annähernd halbkugelförmige Landschaftsformen auf meist granitischen Gesteinen handelt, die in Kammlagen nahezu unbewaldet sind. Als Pendant gibt es den Belchen im Südschwarzwald (HÜTTNER, et al. 2002), auch der Brocken im Harz (SCHWAB 2008) weist eine ähnliche Bergform auf.

Die Vogesen zeigen – annähernd spiegelbildlich zum Schwarzwald – in Westnordwest-Ostsüdost-Richtung eine asymmetrische Topographie: nach Westen zum Pariser Becken hin ist das Gefälle viel niedriger als nach Osten zum Oberrheingraben hin. Der maximale Höhenunterschied zwischen Vogesen, höchste Erhebung am Grand-Ballon mit etwa 1424 m ü.M. nach Google Earth, und Elsass, am Rhein an der Landesgrenze bei Lauterbourg mit etwa 108 m ü.M., beträgt über einen Kilometer. Zwischen dem Gipfel Hohneck, 1361 m ü.M., und dem Fluß Fecht bei Turckheim am Übergang in die Oberrheinebene, 239 m ü. M., beträgt die Horizontalabstand in Nordostrichtung etwa 20.3 km bei 1122 m Vertikalabstand, jeweils mit Google Earth bestimmt. Im Vergleich dazu betragen Horizontal- und Vertikalabstand von Hohneck bis zum Westrand der kristallinen Mittleren Vogesen (ELLER, J.-P. VON 1961) in der Nordwestrichtung etwa 19.5 km versus 840 m. Nach Norden zu gibt es keine scharfe Grenze zwischen den Buntsandstein-Vogesen und dem nördlich anschließenden französischen Hochwald bzw. dem Pfälzer Wald (VOGES & VINNEMANN 1993). Im Süden grenzen kristalline Südvogesen an ein Bündel von Störungen, an denen das Südende des Oberrheingrabens nach Westen versetzt wird und in Bresse und Rhône Gräben weiter Richtung Mittelmeer verläuft (DUPHORN, et al. 1971).

Die am Vogesenkamm entspringenden und nach Osten hin entwässernden Flüsse haben zunächst ein hohes Transportpotential für Blöcke und Gerölle, das am Übergang in die Festebene des Oberrheintals stark nachläßt. Letzteres führt hier zur dauerhaften Ablagerung vorwiegend sandiger fluviatiler Sedimente. Sande lassen sich auch schon stromauf beobachten, z.B. an Fecht und Petite Fecht in Munster auf 380 m ü.M., wo sie aber nur bis zum nächsten Hochwasser Ereignis zwischengelagert werden.

Innerhalb der Vogesen fließen die Gewässer östlich des Vogesenkamms häufig in eine Südost-, weniger häufig in die Nordostrichtung, siehe [Abb. 5.14-1](#). Beispiele für erstere ist die Petite Fecht, für letztere die Fecht, die beide bei Munster zusammenfließen. Sobald die aus den Vogesen kommenden Flüsse die Oberrheinebene erreichen fließen sie ganz überwiegend in die Nordostrichtung, was auf die nach Nordnordosten gerichtete Abdachung der Oberrheinebene zurückgeht. Dies muß auch in der jüngeren geologischen Vergangenheit so gewesen sein, denn die Basis der quartären Ablagerungen im Oberrheingraben befindet sich im Norden bei Mannheim >1.5 km und im Süden bei Basel <100 m unter der heutigen Oberrheinebene, und auch die Tertiärbasis liegt im Norden deutlich tiefer als im Süden (GEORG-PROJEKTEAM 2013).

Geologische Karten von Vogesen und Elsass im Maßstab 1:50 000 sind online verfügbar als Google Earth layer unter <https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/BRGM-kml.xml>. Außerdem gibt es harmonisierte geologische Karten der Departements Vosges (CHÈVREMONT, et al. 2008), Bas-Rhin (CHÈVREMONT, et al. 2007), und Haut-Rhin (SKRZYPEK, et al. 2008) mit einer Kurzcharakterisierung der geologischen Formationen bzw. Gesteinskörper; weitere geologische Karten verschiedener Maßstäbe wurden publiziert u.a. von (ELLER, J.-P. VON 1961), (ELLER, J.-P. VON, et al. 1970a), sowie (ELLER, J.-P. VON, et al. 1970b); außerdem stand für diesen Bericht eine Detailkarte von Gebiet westlich Barr zur Verfügung von (PIRRUNG 1990). Eine moderne Übersichtskarte ist dargestellt in (SKRZYPEK, et al. 2014), Fig. 1. Aufschlussbeschreibungen finden sich z.B. bei (DELANGLE, et al. 2020).

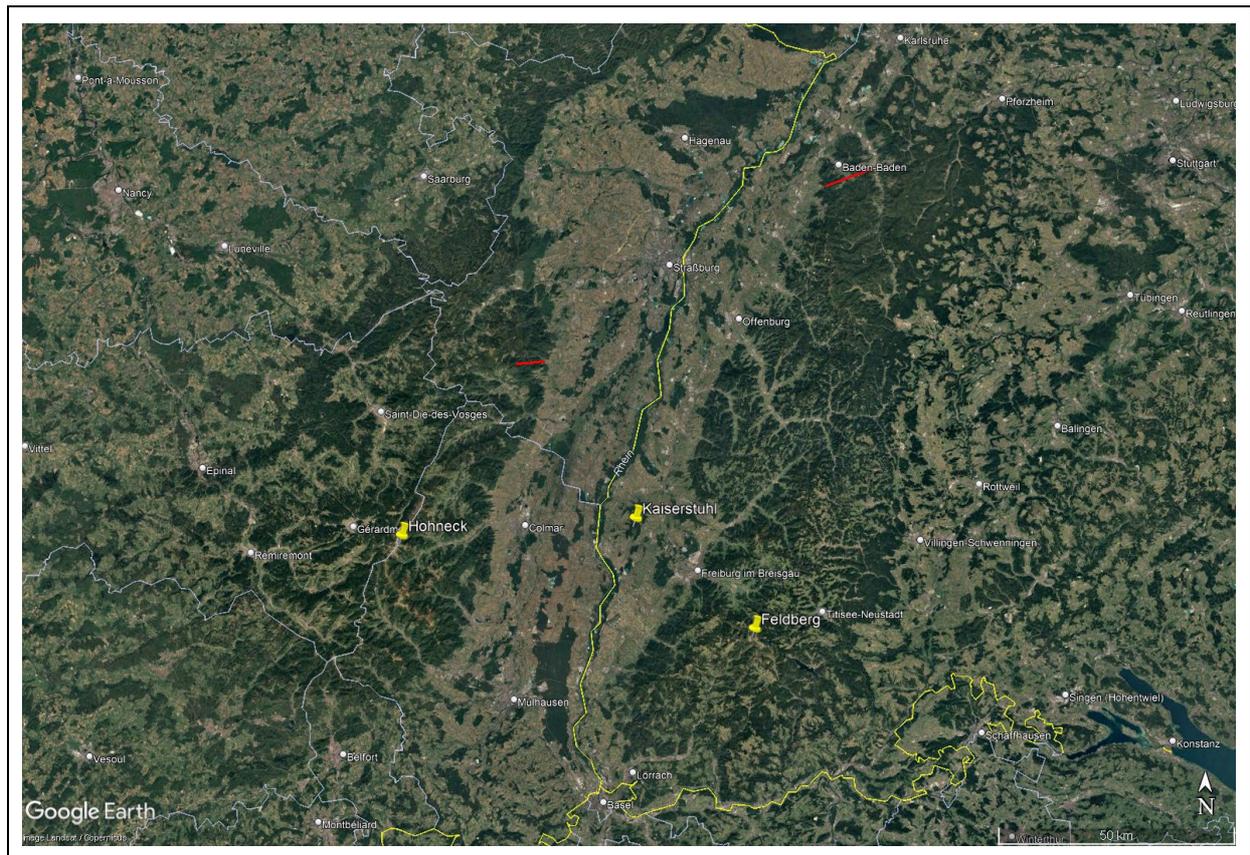


Abb. 5.14-1: Die Bewaldung zeigt deutlich die Lage der Vogesen am Westrand und des Schwarzwaldes am Ostrand der nur fleckenhaft bewaldeten Oberrhein Ebene. Die roten Linien zeigen stark vereinfacht nach (HÜTTNER, et al. 1994) das östliche Ende der Störungszone von Lalaye-Lubine und das westliche Ende der Störungszone von Baden-Baden. Diese Störungen grenzen die Bereiche des variskischen Gebirges ab, die zum südlich gelegenden Moldanubikum gegenüber dem nördlich gelegenen Saxothuringikum gestellt werden. Die westliche und östliche Rheingrabenrandstörung sind als Landnutzungsgrenzen recht gut erkennbar, z.B. westlich Colmar und östlich Offenburg, während die westliche und östliche Rheingrabenhauptstörung oberflächlich nicht so deutlich werden. Um Hohnack und Feldberg ist ein annähernd radiales Gewässernetz erkennbar, das auf Gebiete maximaler rezenter Hebung hinweist. Der Kaiserstuhl Vulkan liegt in einem annähernd rundlichen Bereich, wo die Oberrheinebene besonders breit ist. Nordöstlich von Freiburg im Breisgau reicht das zum Rhein gerichtete Entwässerungsnetz fast bis an den Ostrand des mittleren Schwarzwaldes, und als Pendant zeigt der Rand der Vogesen eine Einbuchtung nordwestlich Colmar, was auf eine langsamere Hebung dieser Bereiche und / oder zur Oberrheinebene hin aktiv absenkende Störungen hinweist. Westlich von Hagenau liegt das Zaberner Bruchfeld, wo die westliche Rheingrabenrandstörung besonders weit nach Westen zurückgesetzt ist. Westlich der Vogesen liegt 1. das Pariser Becken, östlich des Schwarzwaldes 2. die Süddeutsche Großscholle, in beiden Gebieten fallen die Schichtfolgen vom Oberrheingraben weg ein, also im 1. Fall nach Westnordwest bzw. im 2. Fall nach Ost-südost. Südlich von Basel verläuft etwa am unteren Kartenrand annähernd nach Westen hin ein Störungssystem, das vom Oberrheingraben zum Bresse Graben überleitet. Kartengrundlage: Landsat-Copernicus Satellitenkomposit von Google Earth ©, Aufnahmezeitraum Dezember 2020.

Einige Geländeeindrücke der Gesteine und Landschaften in den mittleren und nördlichen Vogesen und im Elsass finden sich in [Abb. 5.14-2](#). Die ältesten oberflächlich aufgeschlossenen Gesteine der Vogesen sind kambro-ordovizische Meta-Siliziklastika der

Schistes de Villé, oder Weiler Schiefer, die aus marinen z.T. kieseligen Peliten, Lithoklast-Sandsteinen und Pyroklastika bei einem Metamorphose-Ereignis der kaledonischen Gebirgsbildung im Altpaläozoikum zu Phylliten bis Glimmerschiefern umgewandelt wurden (CLAUER & BONHOMME 1970). Diese sowie die hangenden ordovizischen bis silurischen Schistes de Steige, oder Steiger Schiefer, ebenfalls marine Meta-Lithoklast-Sandsteine und -Sand-Ton-Folgen, wurden in einem zweiten Metamorphose-Ereignis während der variskischen Gebirgsbildung erneut bzw. erstmals überprägt (CLAUER & BONHOMME 1970). Diese Gesteine finden sich sowohl in den Nord- als auch den Südvogesen in größeren Bereichen (DELANGLE, et al. 2020). In den Mittleren Vogesen liegen sie als Paragneise, monotone Sillimanit- und Biotitgneise, vor, neben Amphiboliten, Granat-führenden Gneisen, Marmoren und hochmetamorphen Granuliten, die aus unterschiedlichen Ausgangsgesteinen hervorgingen (DELANGLE, et al. 2020). Auch diese Gesteine sind während zwei Metamorphose-Phasen, einer älteren subduktionsbezogenen Hochdruck-Hochtemperatur und einer jüngeren Niedrigdruck-Hochtemperatur-Phase, hervorgegangen. An der Grenze vom zentralen zum südlichen Schwarzwald entspricht den Weiler und Steiger Schiefer die weniger als 6 km breite, (SCHNEIDERHÖHN 1941) und (GROSCOPF, et al. 1996), Ostnordost streichende hochmetamorphe Badenweiler-Lenzkirch Schiefergruppe, als deren Entstehungsalter spätes Ordovizium bis Untersilur, Caradoc bis Llandovery nach (MENNING & HENDRICH 2016), angenommen wird.

Devonisch-unterkarbonische Meta-Sedimente sind ebenfalls in den Nord- und Südvogesen vorhanden. Sie sind bei der variskischen Gebirgsbildung zusammen mit den älteren Meta-Sedimenten gefaltet worden. Die größere Verbreitung von devonisch-karbonischen Sedimenten, einschließlich Vulkaniklastika, in den Südvogesen verglichen mit der schmalen Zone von Badenweiler-Lenzkirch im südlichen Schwarzwald (GROSCOPF, et al. 1996) spricht dafür, dass sich die südlichen Vogesen nicht so stark herausgehoben haben wie der südliche Schwarzwald. Im Champ-du-Feu der Nordvogesen gibt es zwei Nordost streichende Zonen devonisch-karbonischer Metasedimente: das nördlichere Bande Médiane und die südlichere Zone mit den Serien de la Bruche und du Rabodeau, die durch den Granite du Champ-du-Feu Sud getrennt werden. Beide Zonen enthalten basische bis saure Meta-Vulkanite (ELLER, J.-P. VON, et al. 1970a) mit kalkalkalinem Chemismus, was auf Subduktionsprozesse hinweist (DELANGLE, et al. 2020).

Das Molasse Stockwerk, also der kaum oder garnicht in die Faltung einbezogene Abtragungsschutt des variskischen Gebirges, umrandet die Vogesen auf der Westseite und besteht im Liegenden aus oberkarbonischen, in kleinen intramontanen Becken abgelagerten, lokal kohleführenden, überwiegend grauen Siliziklastika, im Hangenden aus heute noch weiter verbreiteten permischen vulkanosedimentären Abfolgen in Rotfazies.

Untertriassische Sedimente sind in den kristallinen Vogesen randlich erhalten, z.B. am Mont Saint-Odile (THÉOBALD, et al. 1975) am Abbruch zum Oberrheingraben hin und im Westen an die o.g. Streifen permischer Sedimentite angrenzend, sie waren aber sicherlich ursprünglich relativ einheitlich und flächenhaft ausgebildet als Teil des Germanischen Beckens (ZIEGLER 1990b). So sind die rot gefärbten Siliziklastika mit dem Grès Vosgien und dem Conglomérat Inférieur ganz ähnlich ausgebildet wie die Eck-Formation mit Eck'schem Konglomerat bzw. der Geröllhorizont in Nordschwarzwald (THÉOBALD, et al. 1975) und Odenwald (GEYER, O.F. & GWINNER 1991). Weitere Belege für ursprünglich ausgedehntere mesozoische Ablagerungen finden sich auch in den Bruchfeldern zwischen Faille Vosgienne und Faille Rhénane. So sind z.B. zwischen Bergheim und Rodern oolithische Kalksteine des Bajocien, Mittlerer Jura, verbreitet (DELANGLE, et al. 2020), die denen im Pariser Becken, z.B. eigene Beobachtungen bei Châteauneuf im Auxois, 232 km westsüdwestlich, sehr ähnlich sind.

Bis zum Eozän blieb die Region terrestrisch, es bildete sich wie in anderen Mittelgebirgsregionen auch die sogenannte Mesozoisch-Tertiäre Verwitterungsdecke unter einem tropischen Klima (FELIX-HENNINGSSEN 1990). Die initiale Absenkung und dadurch induzierte sedimentäre Füllung des Oberrheingrabens begann mit einzelnen Becken im Mitteleozän, so z.B. bei Stockstadt (MATTHESS 1966), ab dem Obereozän und bis heute andauernd fand bzw. findet die Sedimentation unter zeitweilig marinen, brackischen bzw. fluviatilen Ablagerungsbedingungen großflächig auf der absinkenden Grabensohle statt (BLANALT, et al. 1972b). An den Rändern des Oberrheingrabens lagerten sich Brekzien und Konglomerate ab, deren Komponenten eine inverse Stratigraphie zeigen: zunächst wurden die jüngsten mesozoischen Ablagerungen auf den Grabenschultern erodiert, dann folgten die triassischen Ablagerungen und erst später tieften sich die Vorfluter in das Kristallin ein. Diese Abfolge ist gut studierbar z.B. in oligozänen Schuttfächerablagerungen in einem ehemaligen Steinbruch und auf den höher gelegenen Weinberghängen am Grasberg bei Bergheim (DELANGLE, et al. 2020).

Während der Kaltzeiten des Pleistozäns waren die Gipfelregionen von Vogesen und Schwarzwald vergletschert, für letzteren gesichert ist die Verbreitung wärmzeitlicher Moränen, rißzeitliche sind wahrscheinlich (GROSCOPF, et al. 1996). Einige steilwandige und hufeisenförmige Talanfänge unmittelbar östlich des Vogesenkamms, z.B. südlich und nördlich Hohneck, weisen einen relativ flachen Boden auf, was auf die Existenz von einem Kar, bzw. cirque glaciaire, das Nährgebiet eines Talgletschers, zur Zeit der pleistozänen Vereisungen hinweist. Am Lac Blanc bei Orbey ist noch ein See im Karbecken erhalten, der zusammen mit dem benachbarten Lac Noir als Pumpspeicherwerk genutzt wird, siehe unter https://de.wikipedia.org/wiki/Lac_Blanc. Auch der Lac du Ballon nördlich des Grand Ballon in den Mittleren Vogesen ist ein Karsee, siehe unter <https://www.quaeldich.de/paessee/lac-du-ballon/>. Auf Hochflächen, die zumindest im Schwarzwald von bewegungslosen Firndecken (GROSCOPF, et al. 1996) bedeckt waren, findet sich feinkörniger Schutt mit Klasten meist unter wenigen Zentimetern Durchmesser, wie auch am Gipfelbereich des Hohneck in den Vogesen.

Zahlreiche Plutonite von überwiegend granitischer und granodioritischer, seltener dioritischer, Zusammensetzung finden sich im Bereich der Vogesen mit Ausnahme der nördlichsten und südlichsten Gebiete. Je nach dem Zeitpunkt der Intrusion sind diese während der variskischen Gebirgsbildung stark: Orthogneise bzw. Migmatite des Trois Épis, Unterkarbon; mäßig: synorogene Granite, z.B. der Ballons, der Crêtes, von Bilstein, von Thannenkirch sowie Granitoide des Champ-du-Feu und von Andlau, Oberkarbon; oder nicht mehr deformiert worden: posttektonische Granite, z.B. Leucogranit von Kagenfels, letzterer wird, ebenso wie rhyolithische Laven und Pyroklastika bei Nideck-Donnon, bereits ins Perm datiert von (TABAUD 2012). Gelegentlich finden sich Xenolithe, Fremdgesteine, von denjenigen Gesteinen, in die die Granite intrudiert sind bzw. die sie partiell aufgeschmolzen haben, so z.B. im Granit von Andlau (PIRRUNG 1990). Durch Kontaktmetamorphose in der Schmelze sind die Fremdgesteine gegenüber den ursprünglichen Gesteinen verändert worden. Lokal können Granite Wollsackverwitterung zeigen, die durch Abplatzen von Kluft-nahem Gesteinsmaterial entsteht und auf physikalische und/oder chemische Verwitterung zurückgeht. Durch Frost-Tauwechsel bzw. allgemein durch tägliche Temperaturschwankungen bedingte spezifische Volumenänderung einzelner Kristalltypen kann insbesondere bei mittel- bis grobkörnigen Plutoniten zur Vergrusung führen, Vulkanite sind aufgrund der meist geringeren Korngrößenvariabilität hiervon meist weniger betroffen.

Bezogen auf Magmen-Sippen, siehe (VINX 2005), gehören einige Granitoide in die Gruppe der älteren I-Typ-Granite, also durch Abtauchen und Aufschmelzen kontinentaler durch Plutone geprägter Unterkruste, z.B. Granit von Belmont in den zentralen Vogesen und Diorit von Neuntelstein sowie Granodiorit von Hohwald in den Nordvogesen, einige zu jüngeren S-

Typ-Graniten, entstanden als Folge von Kontinent-Kontinent-Kollisionen mit Aufschmelzung von Meta-Sedimenten, z.B. Granite von Kagenfels, Andlau, Natzwiller und Senones in den Nordvogesen (TABAUD 2012), (SKRZYPEK, et al. 2014).

Die komplexe Metamorphose und Magmengenese in den Vogesen wurde beschrieben u.a. von (FLUCK 1980). Die variskische Orogenese läßt sich nach (SKRZYPEK, et al. 2014) einteilen in vier Stufen: 1. Altpaläozoische Sedimentation und Magmatismus, 2. Oberdevonische Subduktion mit Bildung eines back-arc Beckens, 3. Frühunterkarbonische Kontinent-Kontinent-Kollision mit Subduktion kontinentaler Kruste, mehrphasiger Deformation und Metamorphose der Gebirgswurzel, sowie 4. Spätunterkarbonischem Kollaps des Gebirges aufgrund thermischer Erweichung der mittleren Kruste.

Im Paläogen führte die Dehnungstektonik des Oberrheingrabens zum Aufstieg geringer Mengen von Magmen nahe den Grabenrändern (LUTZ, et al. 2013) sowie zum miozänen Kaiserstuhl Vulkan (KIRCHHEIMER, et al. 1959). (CHÈVREMONT, et al. 2008) führen 24 isolierte Vorkommen tertiärer Vulkanite im Departement Vosges auf. Ein 50 cm mächtiger, stark alterierter Gang im Granit von Valtin wurde mit der K-Ar-Methode auf 61 Ma datiert (HORN, et al. 1972); weder die laut Beschreibung, ebenda, mangelnde Frische der Probe noch die nach heutigen Erkenntnissen aufgrund möglicher Ar-Verluste mit größeren Unsicherheiten behaftete Datierungsmethode weisen diese Daten als belastbar aus.

Die Ostnordost streichende Störungszone bzw. Suture von Lubine-Lalaye trennt die präoberkarbonischen epi- und mesozonalen Meta-Sedimente von Villé und Steige, Phyllite und Glimmerschiefer mit intrudierten variskischen Plutoniten des Champ-du-Feu, der zum Saxothuringikum zählenden Nordvogesen von den zum Moldanubikum zählenden mittleren Vogesen mit prävariskischen Gneisen und kaledonischen bis variskischen migmatitischen Granitoiden. Die Störungszone findet in der Faille de Vittel eine Verlängerung nach Westsüdwesten (DELANGLE, et al. 2020). Hier sind zwei Platten kollidiert, von denen die nördliche nach Süden subduziert wurde, siehe (FLUCK 1987), (TABAUD 2012), und (SKRZYPEK, et al. 2014). Diese tektonischen Verhältnisse finden sich analog in der ebenfalls Ostnordost streichenden Zone von Baden-Baden im nördlichen Schwarzwald (GEYER, O.F. & GWINNER 1991), diese liegt jedoch um etwa 25 km versetzt gegenüber dem Ostende der Zone von Lubine-Lalaye weiter nördlich, siehe (HÜTTNER, et al. 1994) und angedeutet in [Abb. 5.14-1](#).

Die seit Beginn der Absenkung des Oberrheingrabens im Eozän vor etwa 50 Ma, s. u.a. <https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/unser-land/oberrhein-hochrheingebiet>, aktive Faille Vosgienne, entsprechend der westlichen Rheingrabenrandstörung sensu (STAPF 1988), und die gleichfalls aktive Faille Rhénane, die westliche Rheingrabenhauptstörung sensu (STAPF 1988), weisen mit zusammen z.T. über 3 km Versatz die bedeutendsten Vertikalbewegungen im hier betrachteten Bereich auf. Nach Messungen von 1. Harnischen = Bewegungsbahnen auf Störungsflächen, und 2. von Stylolithen = Drucklösungssäumen in Karbonaten, und 3. der Auswertung von Herdflächenlösungen = der Ableitung von Scherbewegungen aus der Registrierung von Erdbebenwellen an verschiedenen Standorten, entwickelten (ILLIES & GREINER 1976) das Modell einer Stressrotation: zunächst horizontale Einengung aus Ostnordost-richtung, also parallel zu den heutigen Grabenflanken, und Grabenabsenkung ab dem Eozän; ab dem Untermiozän Rotation der horizontalen Einengung im Gegenuhrzeigersinn in die heutige Nordwestrichtung und Ausbildung einer sinistralen Scherkomponente parallel zu den heutigen Grabenrändern (BUCHNER, et al. 1979), d.h. Bewegung der Vogesen nach Südsüdwest und des Schwarzwaldes nach Nordnordost. Dieses Modell kann sehr gut den oben erwähnten horizontalen Versatz der Zonen von Lubine-Lalaye und Baden-Baden erklären, wobei die o.g. Horizontalabstand von 25 km in rund 50 Ma einer Bewegung von im Mittel 0.5 mm a^{-1} entspräche, was durchaus realistisch erscheint.

Wie auch im Schwarzwald, siehe z.B. (WALTER 2016), fand in den Vogesen früher intensiver Erzbergbau statt, insbesondere um Sainte Marie aux Mines (GEYER, M. 1995) in den mittleren Vogesen. Dabei sind die meisten Erzvorkommen an Störungszonen gebunden, z.B. die bereits beschriebene Zone von Lubine-Lalaye zwischen unterschiedlichen Kristallin Bereichen, oder die Faille Vosgienne zwischen Kristallin der Vogesen und meso- bis känozoischen Sedimentiten des Oberrheingrabens. Erstaunlich ist, dass Feinnivellements (KLEIN, et al. 2016) für den Bereich des Schwarzwaldes gegenüber der Oberrheinebene im Zeitraum 1990-92 bis 2006-2010 kein prinzipiell unterschiedliches Verhalten bei heutigen Vertikalbewegungen ergaben. Für den Bereich der Vogesen lassen sich allerdings bei längeren Zeitabschnitten von etwa 1870 bis 2010 Senkungen der mittleren und Hebungen der südlichen Vogesen ableiten, ähnliches ergibt sich für den südlichen und nördlichen Schwarzwald; die Oberrheinebene zeigt generelles Absinken (FUHRMANN, et al. 2014). Zu dem Befund stärkster Hebung beider Mittelgebirge im Süden passt auch die Verbreitung von Gesteinen höheren Metamorphosegrades, Gneis-Migmatit-Komplex, im südlichen Schwarzwald und Südteil des mittleren Schwarzwald, siehe u.a. <https://lgrbwissen.lgrb-bw.de/rohstoffgeologie/rohstoffe-des-landes/metamorphite-inklusive-metagrauwacken-metapelite/metatektische-paragneise-im-suedschwarzwald>, gegenüber dem nördlichen Schwarzwald mit amphibolitfaziellen Glimmerschiefern, siehe u.a. <https://geotouren-schwarzwald.de/geologie-schwarzwald/>.



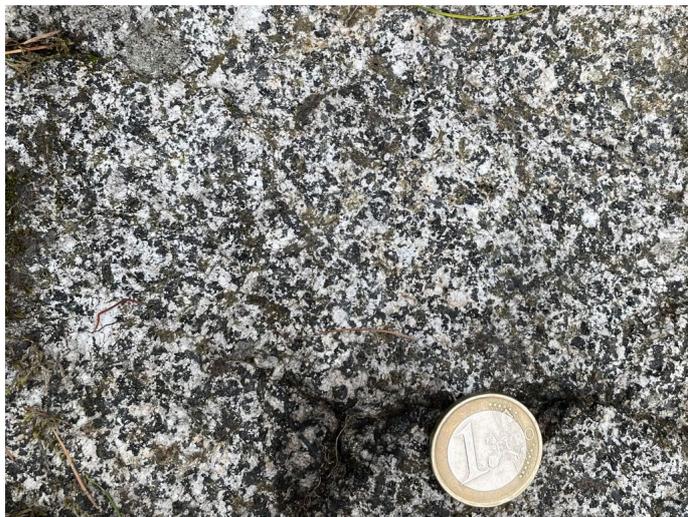
Feinkörniger „Gneiss perlés à grenat et cordiérite“ nach (BLANALT, et al. 1972a) mit steil stehender Foliation am Pavillon des Wanderweges von Ribeauvillé zum Château de Saint Ulrich. Helle Lagen sind makroskopisch reich an Quarz und Feldspat, dunkle reich an Biotit. Cordierit tritt auf in kontaktmetamorphen Metapeliten, hier ist offenbar der Granit von Kaysersberg die Wärmequelle gewesen. Das Alter der Gneise ist nicht bekannt, es könnte sich um Weiler oder Steiger Schiefer handeln.



Die Migmatite von Kaysersberg, die in einem kleinen Steinbruch nördlich des Château de Kaysersberg anstehen, entstanden sicher durch die Wärmeeinwirkung des Granits von Kaysersberg auf ältere Metamorphite. In den hellen Leukosom Lagen sieht man Feldspat, Quarz und wenig Biotit, die aus Schmelze entstanden sind, während die meisten bei höheren Temperaturen schmelzenden Biotite in den dunklen Melanosomen angeordnet sind.



Steiger Schiefer als zu Hornfels umgewandelter Xenolith im Granit von Andlau, NW-Barr zwischen Buchenberg und Maison Forestiere Moenkalb. Die prä-obersilurischen Steiger Schiefer wurden vor der Variskischen Gebirgsbildung abgelagert, siehe auch (BLANALT, et al. 1972b). Der scharfe Randkontakt zeigt das Fehlen von Aufschmelzung für diesen Xenolith. Aus (PIRRUNG 1990), Ap. 11.



Der Diorit am Rocher du Neuntelstein formt als Härtling einen markanten Gipfel des Champ du Feu der kristallinen Nordvogesen, siehe auch (DELANGLE, et al. 2020) und (THÉOBALD, et al. 1975). Das dunkelgrau-hellgrau gefleckte Aussehen stammt von weißen Feldspäten und schwarzen Hornblenden und Biotiten. Die Farbzahl, also der Gehalt an dunklen Mineralen, beträgt geschätzt ca. 50 Vol.-%. Das radiometrische Alter liegt um 330 Ma (TABAUD 2012).



Am Aufstieg zum Château de St. Ulrich westlich von Ribeauvillé sieht man die Foliation im Zweiglimmergranit vom Bilstein. Die Orientierung der Minerale rührt hier wohl von Deformationen während der Abkühlung der Schmelze her. Aufgrund ähnlicher und weiterer Beobachtungen wird der Granit nach (BLANALT, et al. 1972a) als synkinematisch angesehen, d.h. die Intrusion erfolgte während der variskischen Faltungsphase.



Wenige Meter südlich des Gipfel Hohneck steht der Biotitgranit von Bramont an. Die Farbzahl liegt bei 10 bis 15 Vol.-%. Rosa Kalifeldspat, z.T. in mehrere cm großen Kristallen, „porphyroid“, überwiegt gegenüber weißem Plagioklas, so dass es sich um Monzogranit handelt, siehe auch (MÉNILLET, et al. 1976). Braune Flecken weisen auf Alteration der dunklen Minerale hin. Das radiometrische Alter liegt um 325 Ma (TABAUD 2012).



Blick vom Aussichtsturm des Chemin des Cimes Alsace bei Drachenbronn zum Soutzkerkopf, im Hochwald. Dieser zeigt die typische „Sargdeckelform“ von Erhebungen auf Sandstein und tatsächlich ist hier wie auch am Aufnahme Standpunkt der Grès Vosgien verbreitet (GEISSERT, et al. 1977). Im Hintergrund rechts davon sind die Nordvogesen und links davon die Oberrhein Ebene erkennbar.



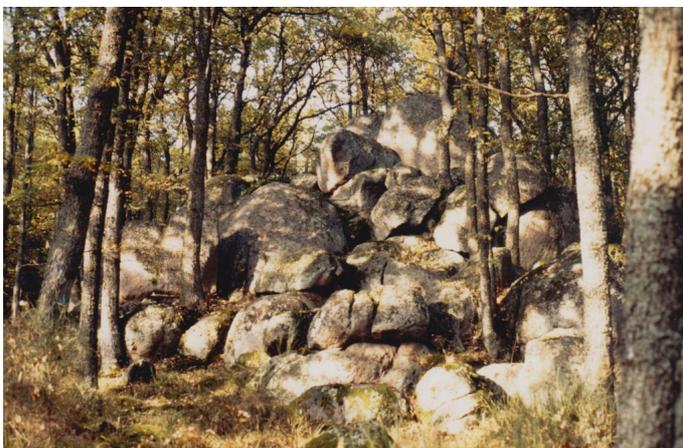
Blick vom Gipfel des Neuntelstein nach Ostnordosten zum Mont Saint Odile, Teil der Buntsandstein Vogesen, am linken Rand des Kamms links der Bildmitte gelegen. Der Kamm besteht aus Sandsteinen des Mittleren, Conglomérat principal, der Gipfel rechts davon aus denen des Oberen Buntsandsteins, Couches intermédiaires und Grès à Voltzia (THÉOBALD, et al. 1975). Rechts der Bildmitte liegt die Oberrheinebene.



Blick vom Neuntelstein nach Südsüdosten. Etwas links der Bildmitte liegt recht isoliert der Ungersberg, dessen Gipfel von einer Wolke verdeckt wird. Ungewöhnlich ist die spitze Form des Berges, der nach (BLANALT, et al. 1972b) aus dem Grès Vosgien des Mittleren Buntsandsteins besteht. Hierfür dürften tektonische Prozesse bei der Absenkung des Oberrheingrabens verantwortlich sein.



Mafischer Plagioklas-reicher Xenolith im Granit von Andlau, westlich des Buchenberges nordwestlich Barr. Hierbei könnte es sich um den basischen Bodensatz der Magmakammer handeln, aus der sich der Granit von Andlau differenziert hat. Das könnte die nicht angeschmolzenen Kanten erklären, denn basische Plutonite haben höhere Schmelzpunkte als saure. Aus (PIRRUNG 1990), Ap. 8.



Wollsack Verwitterung im Granit von Andlau. Diese Verwitterungsform ist typisch für Bodenbildung unter tropischem bis subtropischem Klima. Dies kommt hier aufgrund der Position bei rund 515 m Höhe in rund 1.4 km Entfernung zu einem im NW gelegenen, nach Google Earth über 800 m hohen, Gipfel kaum in Betracht. Wahrscheinlicher ist pleistozäne Frostsprengung. Aus (PIRRUNG 1990), Ap. 8.



Andlau Granit am „Holzplatz“ im Kirneck Tal westlich von Barr. Die nach (BLANALT, et al. 1972a) etwa 1,78 km weiter östlich liegende Faille Vosgienne mit Aufstieg von hydrothermalen Fluiden könnte durch im Bild rechts erkennbare parallel orientierte Störungen eine lokal starke Vergrusung verursacht haben. Denkbar ist auch der Einfluß durch den etwa 370 m in NE-Richtung entfernten Kontakt zum Nebengestein: Hornfelse der Steiger Schiefer.



Zweiglimmer-Granit von Dambach-Scherwiller, nördlich des Halsgrabens der Ortenbourg anstehend. Da weiße Kalifeldspäte gegenüber grauen Plagioklasen stark überwiegen handelt es sich um einen Syenogranit. Da das Gestein erst in der späten Phase der variskischen Orogenese im Oberkarbon intrudierte, entstand keine Einregelung der nur wenigen Glimmer. Die relativ engständige Klüftung entstand möglicherweise erst während der Bildung des Oberrheingrabens.



Das Conglomérat Principal des Mittleren Buntsandsteins steht am Parkplatz des Klosters auf dem Mont-Saint-Odile an (THÉOBALD, et al. 1975). Korngestützte massige Konglomerate wechseln mit Geröllführenden, matrix-gestützten, schräg geschichteten Mittelsandsteinen. Abgelagert wurden diese in einem Zopfstromsystem, dessen ehemaliges Einzugsgebiet weiter westlich lag und reich an stabilen Gangquarzen war (DELANGLE, et al. 2020).



Grès Vosgien, Unterer Buntsandstein, als Werkstein in der Kirche Saint-Pierre-et-Saint-Paul in Wissembourg verwendet. Die hier horizontalen Farbwechsel zeichnen die Schichtung nach, diagenetisch hervorgehoben durch Bleichung infolge Umwandlung von Fe^{3+} in Fe^{2+} beim Durchströmen reduzierender Wässer. Zusätzlich sind mit gebogenem Verlauf sogenannte Liesegangsche Ringe angedeutet, die im nächsten Bild noch besser erkennbar sind.



Auch hier bei den an eine Falte erinnernden Farbwechseln, a. gl. O., handelt es sich um Liesegangsche Ringe. Diese entstanden durch Lösung und Wiederausfällung von Fe-Oxiden bzw. -hydroxiden. Die Herkunft der reduzierenden Lösungen steht vermutlich in Zusammenhang mit der Bildung des Oberrheingrabens und der Mobilisierung von Formationswässern aus kohlenstoffreichen Sedimentiten der Grabenfüllung.



Nahezu senkrecht gestellter „Grande Oolith“ des Oberen Bajocien im ehemaligen Steinbruch am Westhang der Höhe 325 m ü.M. am westlichen Ortsausgang von Barr. An der Verstellung zeigt sich die „Dramatik“ der Deformationen im Zuge der Absenkung des Oberrheingrabens, hier als Kippscholle zwischen Faille Rhénane und Faille Vosgienne. Aus (PIRRUNG 1990), Ap. 2.



Mergelige, horizontal lagernde Tone unter konglomeratischen Mergeln, Obereozän. Die abrupten Korngrößenveränderungen deuten auf unterschiedliche Hebungsraten der Grabenschultern hin. Typisch für paläogene Sedimente ist die intensive Rotfärbung durch Abspülung lateritischer Böden. Heute nicht mehr erkennbarer Aufschluß an der D 854 am westlichen Ortsrand von Barr. Aus (PIRRUNG 1990), Ap. 4b.



Im ehem. Steinbruch am Grasberg N` Bergheim lagern oligozäne konglomeratische Sande auf Kalksteinen des Bajocien, siehe (DELANGLE, et al. 2020). Die Auflagerungsfläche etwas links der Bildmitte ist eine steil nach W einfallende, zu Beginn der Ablagerung noch aktive Abschiebung. Gelbliche Färbung der liegenden Kalksteine weist auf intensive Verwitterung hin. Die oligozänen Sedimente stellen abgeschwemmte Reste der Mesozoisch-Tertiären Verwitterungsdecke dar.



In Karstschlotten in den anstehenden Kalksteinen am Grasberg (BLANALT, et al. 1972a) sind, von der ursprünglich höher gelegenen Landoberfläche eingespülte, rote stark magnetisierbare Tone erhalten, die auf eine ältere lateritische Verwitterung und Bildung von Residualtonen hinweisen. Unter heutigem gemäßigt-humidem Klima wäre eine braune Färbung von Verwitterungslehmen durch Fe-Oxide und -Hydroxide zu erwarten, keine Rotfärbung durch Hämatit.



Im oberen Abschnitt der Aufschlußwand am Grasberg sieht man kantengerundete Blöcke mit oben komponenten-gestütztem, nach unten zunehmend matrixgestütztem Gefüge. Die Kantenrundung zeigt einen nicht sehr langen Transportweg an. Als Ablagerungsmechanismus könnte man an Muren denken. Die ursprünglich vermutlich sandige Matrix ist stark vertont, so dass man nicht bis an das Gestein heran aufsteigen kann.



Vom Kamm südlich des Hohneck Gipfels bietet sich ein Einblick in ein hufeisenförmiges Kar (MÉNILLET, et al. 1976), das in den Hochphasen der quartären Vereisungen von einem Talgletscher ausgefüllt wurde. Im Bildhintergrund reicht der Blick auf der, sich als Einhüllende vorzustellenden, Abdachungsfläche der Berggipfel nach NW zum Randbereich des Pariser Beckens.



Blick vom Parkplatz am Gipfel des Hohneck nach Nordwesten mit dem Lac de Longemer. Die relativ sanfte Landoberfläche im Vordergrund resultiert aus Vergrusung des im Untergrund anstehenden Granits und auflagernden reliktschen Solifluktsionsdecken (MÉNILLET, et al. 1976), die sich unter Permafrost Bedingungen hangabwärts bewegt haben. Das meiste glazigene Material dürfte allerdings bereits abgetragen worden sein aufgrund der Exposition.



Unmittelbar südlich des Hohneck Gipfels. Durch Weganschnitte sind hier Einblicke in die geringmächtige Hangschutt-Bedeckung des anstehenden Biotitgranits von Bramont (MÉNILLET, et al. 1976) möglich. Neben der Druckentlastungs-bedingten Klüftung ist eine Vergrusung durch Frost-Tauwechsel zu erkennen. Ähnlich muß das Ausgangsmaterial für Solifluktsdecken ausgesehen haben.



Am Kamm südlich Hohneck ist der gegenüberliegende Rand des Kars im Nebel nur zu erahnen. Die Reliefenergie ist hier so groß, dass stellenweise kein Hangschutt mehr vorhanden ist auf dem anstehenden Granit. Wie in den Alpen oberhalb der Baumgrenze ist das Gestein von Flechten bewachsen.



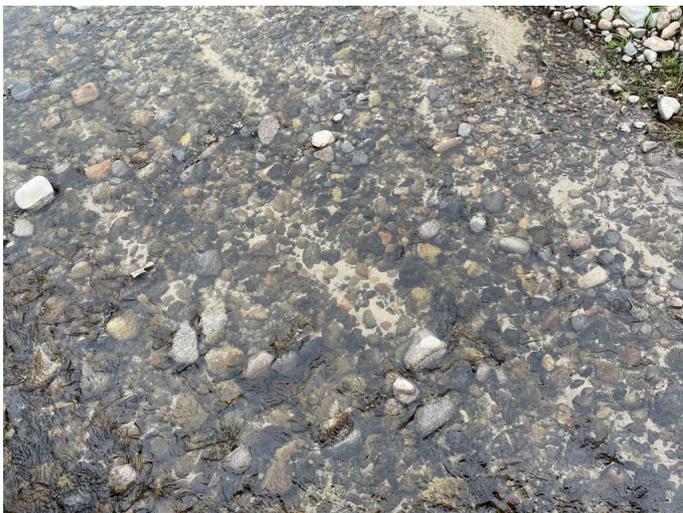
Blick vom Grasberg nach Norden über die Ortschaft Rorschwihr im Vordergrund zur Ortschaft St. Hippolyte im Hintergrund, etwas links der Bildmitte. Weiter links weist der Anstieg auf den Granit von Thannenkirch hin, die Faille Vosgienne verläuft am Fuß des Hanges (BLANALT, et al. 1972a). Wo die sanft nach Osten abdachende Fläche annähernd in die Horizontale umbiegt liegt die Faille Rhénane verborgen.



Blick vom Nordostabhang des Kugelberges nach Osten. Hinter Rorschwihr in Bildmitte liegt der miozäne Kaiserstuhl Vulkan, etwa 28 km südöstlich. Dahinter ist der Westrand des Schwarzwaldes bei Freiburg im Breisgau, ca. 44 km entfernt, als Kulissenprofil erkennbar. Der Feldberg, höchste Erhebung des Schwarzwaldes mit 1496 m ü.M., liegt halbkugelförmig in Verlängerung des rechten, südlichen Randes des Kaiserstuhl Vulkans.



Sambach nordwestlich Riquewihr. Unmittelbar stromauf der Faille Vosgienne besteht sowohl das Bett des Sambachs als auch der Hangbereich daneben aus eckigen bis kantengerundeten kristallinen Geröllen und Hanglehm. Die Gerölle stammen aus den „Migmatites de Kaysersberg et leurs granites“ (BLANALT, et al. 1972a), mit einem radiometrischen Alter um 330 Ma (TABAUD 2012). Die maximale Transportlänge beträgt hier 4 km.



Am Grund des Flusses Fecht bei Munster überwiegen gut gerundete granitische Gerölle, einige dunkelgraue Gerölle sind Hornfelse aus dem Kontaktbereich der Granite (MÉNILLET, et al. 1976). Der maximale Transportweg bis zum Vogesenkamm beträgt 13 km, was für die Verrundung offenbar ausreicht. Durch Abnahme des Gefälles in der hier über 600 m breiten Talaue können im Strömungsschatten und zwischen den Geröllen Sandkörner zwischengelagert werden.



Überwiegend gut gerundete Gerölle der kristallinen Vogesen im Strengbach, südlich der Stadtmauer von Ribeauvillé, haben vorwiegend granitische Zusammensetzung, es gibt aber auch bereits rote Gerölle des Buntsandsteins. Das liegt daran, dass sich die Aufnahmeposition bereits im Bruchfeld östlich der Faille Vosgienne befindet, die etwa einen Kilometer weiter westlich verläuft nach (BLANALT, et al. 1972a).



Im Gegensatz zur vorigen Aufnahme ist die Transportenergie eines Bächleins, ein Zufluß der Thur, im Écomusée d'Alsace bei Bollwiller nicht mehr groß genug, um Blöcke zu transportieren. Bei dem einzelnen sichtbaren Block handelt es sich sehr wahrscheinlich um anthropogenen Einfluß – wie auch bei der Betonmauer zum Aufstau links, für einen früheren Mühlbetrieb.



In Colmar, links die Markthalle in der regionale Spezialitäten angeboten werden, ist das Gefälle nur noch gering. Der Erz-, Holz- und Wasserreichtum der Vogesen sowie fruchtbare Böden für den Weinanbau zusammen mit warmem Klima in der Oberrheinebene führten im Mittelalter zu einer Blüte der Städte, was sich noch heute in der prächtigen Bausubstanz zeigt. Erfreulicherweise haben die zwei Weltkriege hier nicht zu starken Zerstörungen geführt.



Die Ortenbourg steht auf dem Granit von Dambach-Scherwiller und wurde vor allem aus dem Gestein, das im späteren Halsgraben gewonnen wurde, errichtet. Der fünfeckige Bergfried, mit der Spitze zur Angriffsseite, wird im Abstand weniger Meter von einer außerordentlich hohen Schildmauer umgeben, die in den Palas übergeht. Von diesem steht nur noch die Außenmauer, in dieser gibt es eine Reihe sehenswerter romanischer Fensterarkaden.



Das Château de Saint Ulrich „thront“ über dem mittelalterlichen Ortskern von Ribeauvillé. Errichtet wurde die Felsenburg auf dem Bilstein Granit (BLANALT, et al. 1972a). Jedoch hat man für Ornamente, wie z.B. die romanischen Arkaden des Palas in Bildmitte, den Grès Vosgien aus mindestens einem Kilometer Entfernung verwendet. Der Bergfried zeigt das für die Staufer Zeit typische Außenmauerwerk aus Buckelquadern.



Im Mittelalter Städtchen Châtenois steht in der eigens umwehrten Kirchenburg Saint-Georges de Châtenois das Hexentor, La Tour des Sorcières. Von diesem düsteren Namen einmal abgesehen ist es malerisch an den Ecken und auf der Frontseite an der Führung des Fallgitters in Buckelquader-Optik aus Grès Vosgien ausgeführt worden. Aus Kostengründen wurden nur die Durchfahrt und das erste Geschöß ausgemauert, darüber wurde preisgünstigeres Fachwerk errichtet, wie dies z.B. auch am Obertor in Rauschenberg in Hessen erfolgte. Ein süddeutscher Modellbau Fabrikant hat sich für einige Modelle von mittelalterlichen Bauwerken von dem abgebildeten Tor einschließlich des Storchennestes inspirieren lassen, auch von den Wehrtürmen in Ribeauvillé.



Porte de Belfort in Neuf-Brisach vor dem Musée de Vauban. Auch der Baumeister Vauban bevorzugte um 1700 A.D. den Grès Vosgien für schmuckvolle Fassaden an den Festungsbauten. Hierfür mußten die Werksteine aus über 19 km Entfernung herbeitransportiert werden. Da hier keine größeren Höhenunterschiede berücksichtigt werden mussten ist Neuf-Brisach als Spätwerk Vaubans geometrisch unverzerrt geplant worden.

Abb. 5.14-2: Aufschlußbilder von Liefergesteinen, Landschaften, Vorflutern und historischen Bauwerken; Gesteine sind von alt zuoberst nach jung zuunterst sortiert.

[Zurück zur Übersicht](#)

5.14.2. Magnetische Suszeptibilität der Liefergesteine

110 Proben von natürlichen Liefergesteinen liegen bisher vor: aus den Vogesen 38, vom Hochwald 2, aus dem Elsass 8; dazu kommen Gerölle auf sekundärer Lagerstätte im Elsass: vermutlich vorrangig aus den Vogesen 61, vorrangig aus den Alpen 11, aus einem der beiden Gebiete 14, diese Gerölle werden in dieser Arbeit wegen der nicht immer eindeutigen Herkunft nicht weiter interpretiert. Damit standen insgesamt 49 Proben natürlicher Liefergesteine zur Verfügung, davon sind 15 Sedimente bzw Sedimentite, die 34 übrigen kristalline Gesteine, davon umfasst die Gruppe der Granite mit 22 Proben den größten Anteil. Weiterhin wurden von anthropogenen Materialien fünf Proben entnommen.

Die masse-spezifische magnetische Suszeptibilität, nachfolgend meist mit MS abgekürzt, dieser Proben ist in [Abb. 5.14-3](#) zu sehen.

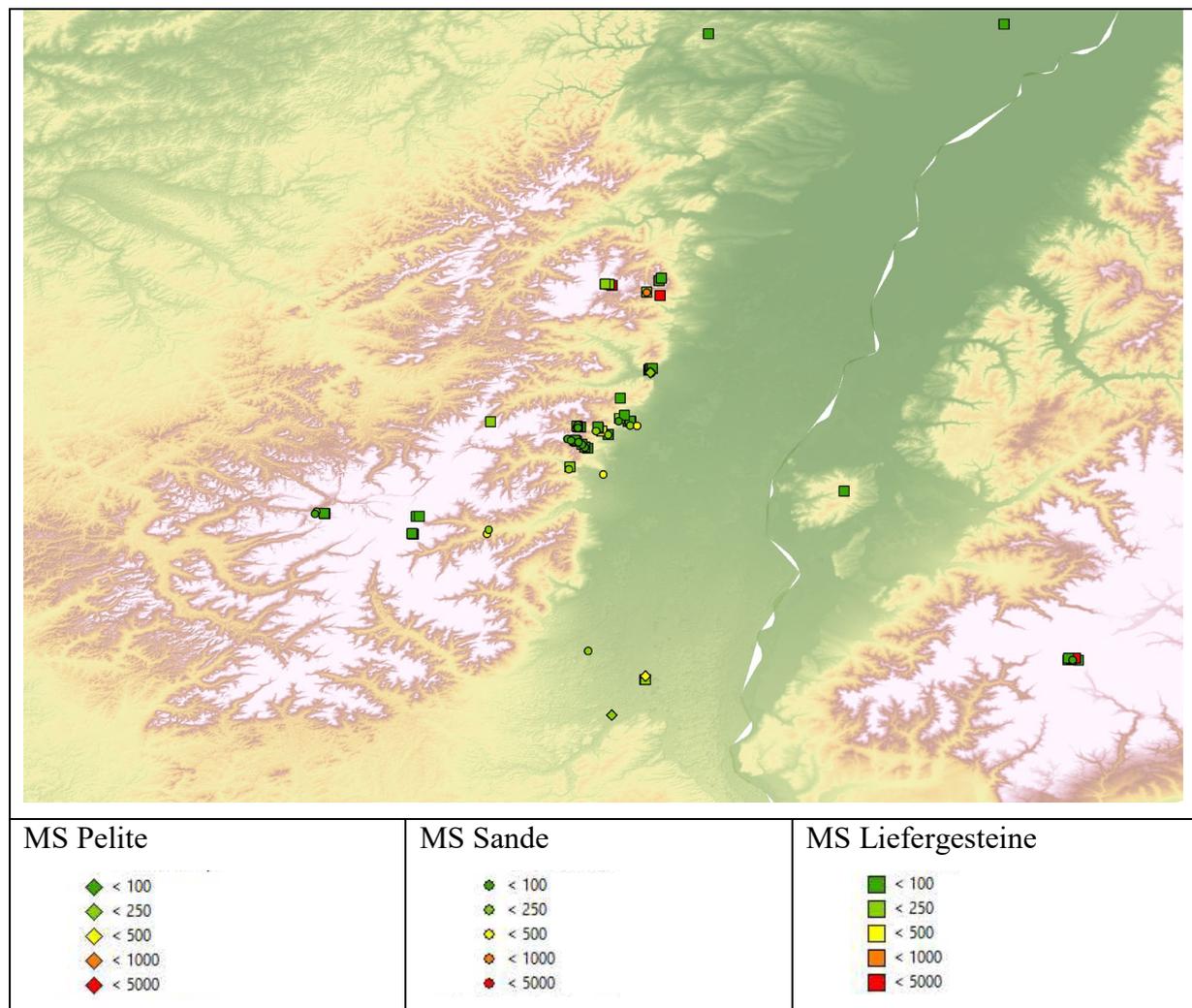


Abb. 5.14-3: Masse-spezifische magnetische Suszeptibilität [$10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$] der untersuchten Liefergesteine, große Symbole, und der rezenten fluviatilen Sedimente, kleine Symbole, in den nördlichen und zentralen Vogesen und im Elsass, einer Karbonatit-Probe aus dem Kaiserstuhl und von Proben kristalliner Gesteine aus dem Bereich Menzenschwand im Schwarzwald. Kartengrundlage: Darstellung auf einem digitalen Geländemodell, erstellt von JÖRN ENGELHARDT aus SRTM Daten der NASA, http://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM3/, mit etwa 30 m Gitterweite und 6 m Höhenauflösung.

Die Kartenblätter im Maßstab 1:50 000 aus denen Liefergesteinsproben entnommen wurden sind: 199 Wissembourg (GEISSERT, et al. 1977), 271 Molsheim (THÉOBALD, et al. 1975), 307 Sélestat (BLANALT, et al. 1972b), 341 Gerardmer (MÉNILLET, et al. 1978), 342 Colmar

(BLANALT, et al. 1972a), 377 Munster (MÉNILLET, et al. 1976), 413 Mulhouse (THÉOBALD & SCHWEITZER 1950): nur Gerölle.

In [Tab. 5.14-1](#) sind die MS Werte weiter verbreiteter Liefergesteine aufgeführt. Erwartungsgemäß weisen mafische Gesteine wie Metabasalt, östlich der Auberge de Rothlach anstehend im südlichen Champ du Feu, und Diorit, Neuntelstein ebenfalls im südlichen Champ du Feu, die höchsten Werte auf, gefolgt von einem Residualton auf Kalksteinen des Dogger, vom Kugelberg bei Bergheim im Bereich zwischen Faille Vosgienne und Faille Rhénane. Der Median der Granite liegt nahe am Median der gesamten Proben. Sehr niedrige Werte kommen wie üblich vor bei Kalksteinen. MS Werte für Ziegel aus dem Umfeld historischer Gebäude liegen höher als die meisten MS Werte natürlicher Gesteine.

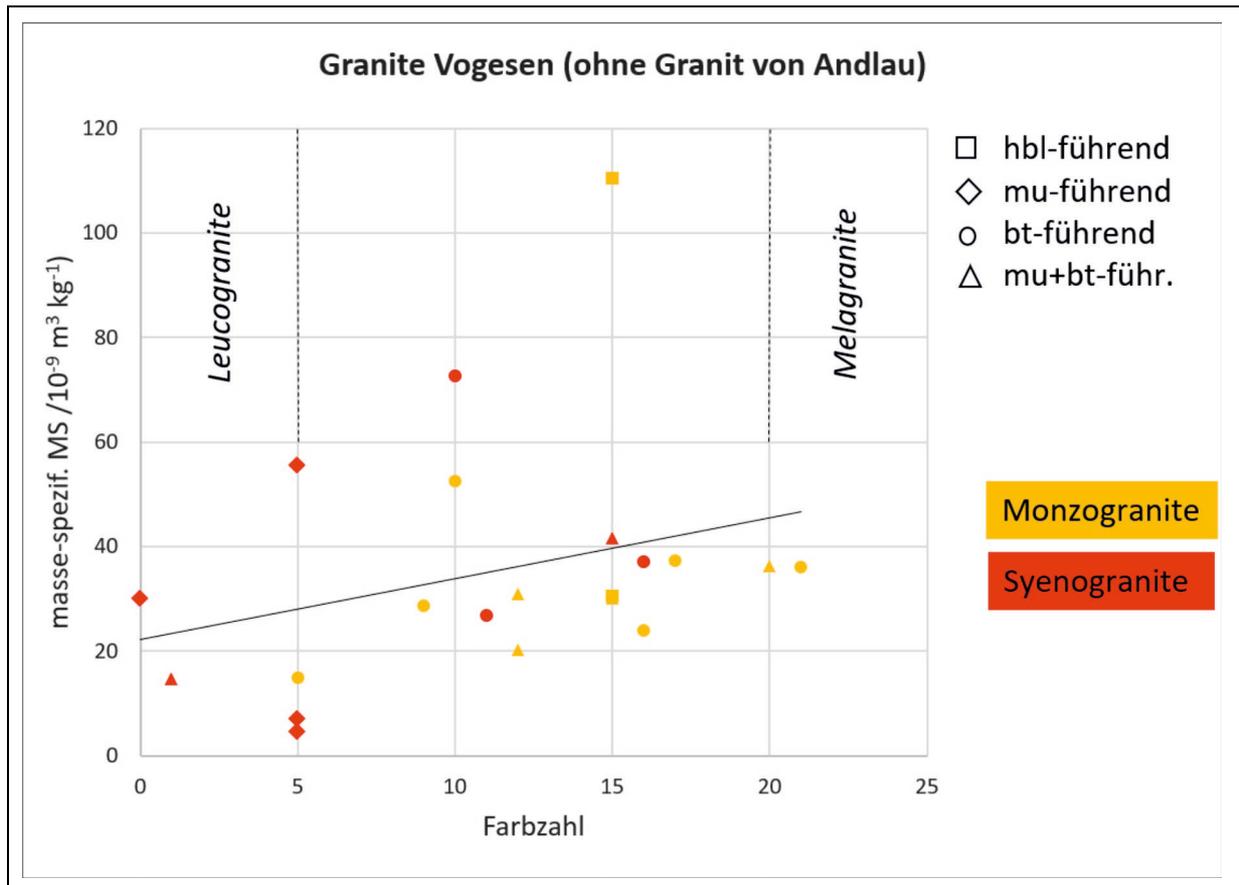
Tab. 5.14-1: Masse-spezifische magnetische Suszeptibilität von untersuchten Liefergesteinen im Bereich Vogesen und Elsass. N = Anzahl der untersuchten Proben, jeweils an mehreren Teilproben bestimmt. Eine weitere Probe vom Granit von Andlau wird separat aufgeführt und bei Mittelwert und Median nicht berücksichtigt, da sie möglicherweise durch eine hydrothermale Vererzung nahe gelegener Störungen im Bereich westlich der Faille Vosgienne beeinflusst und nicht repräsentativ für den Pluton ist.

Gestein	Stratigraphie	N	Mittelwert [$10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$]	Median [$10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$]
Diorit	Karbon	1	5807	
Granodiorit	Karbon	2	467	
Granite	Karbon, Unterdevon?	22	213	30
Granit von Andlau	Oberkarbon	1	4902	
Aplite	Karbon	1	8	
Granitgrus	Pleistozän	1	42	
Sandstein	Unterer bis Mittlerer Buntsandstein	5	13	4
Ton, grau	Pliozän	1	53	
Ton, rot	Residualton	1	2025	
Kalkstein	Dogger, Mitteleozän	4	0.5	-0.9
Gneis, Migmatit	Paläozoikum	3	85	104
Metabasalt	Paläozoikum	1	7228	
Hornfels	Paläozoikum	2	117	
Ziegel	Rezent	5	3091	2475
Gesamt ohne Ziegel & ohne Gr. von Andlau		49	409	34

Da relativ viele Proben granitischer Gesteine zur Verfügung standen, zeigt [Abb. 5.14-4](#) links die MS dieser Gesteine im Vergleich zu einigen ihrer makroskopisch bestimmbar Merkmale, wie z.B. der Farbzahl = geschätzter Volumenanteil mafischer Minerale wie Biotit oder Hornblende. Eine Abhängigkeit der MS von der Zusammensetzung der Granite ist nur erkennbar in den folgenden Aspekten: Muskovit-führende Granite haben eine niedrige bis mittlere MS und eine niedrige Farbzahl; der Anstieg der MS mit zunehmender Farbzahl ist nur angedeutet, wobei Zweiglimmergranite meist nahe der Regressionsgerade plotten. Monzo- und Syenogranite unterscheiden sich vor allem durch unterschiedliche relative

Anteile von Alkalifeldspat und Plagioklas (LE MAITRE, et al. 1989), was im dargestellten Plot aber nicht zu unterscheidbaren Gruppen führt.

Ergänzt man die Auswahl der Granite in [Abb. 5.14-4](#) rechts noch um die zwei Granodiorite und den Diorit so ist die Regressionsgerade deutlich steiler und der eine Granodiorit, vom Bereich östlich Parkplatz an der Auberge de Rothlach, fiel in die Gruppe der Melagranite. Daraus ergibt sich, dass der Zusammenhang von Farbzahl und MS grundsätzlich besteht, man also zwischen sauren und intermediären Plutoniten gut unterscheiden kann. Daneben existieren aber innerhalb eines Gesteinstyps erhebliche Variationen mit eigenem Zusammenhang Farbzahl zu MS. Hier wären weitere Diorit und Granodiorit Proben wünschenswert.



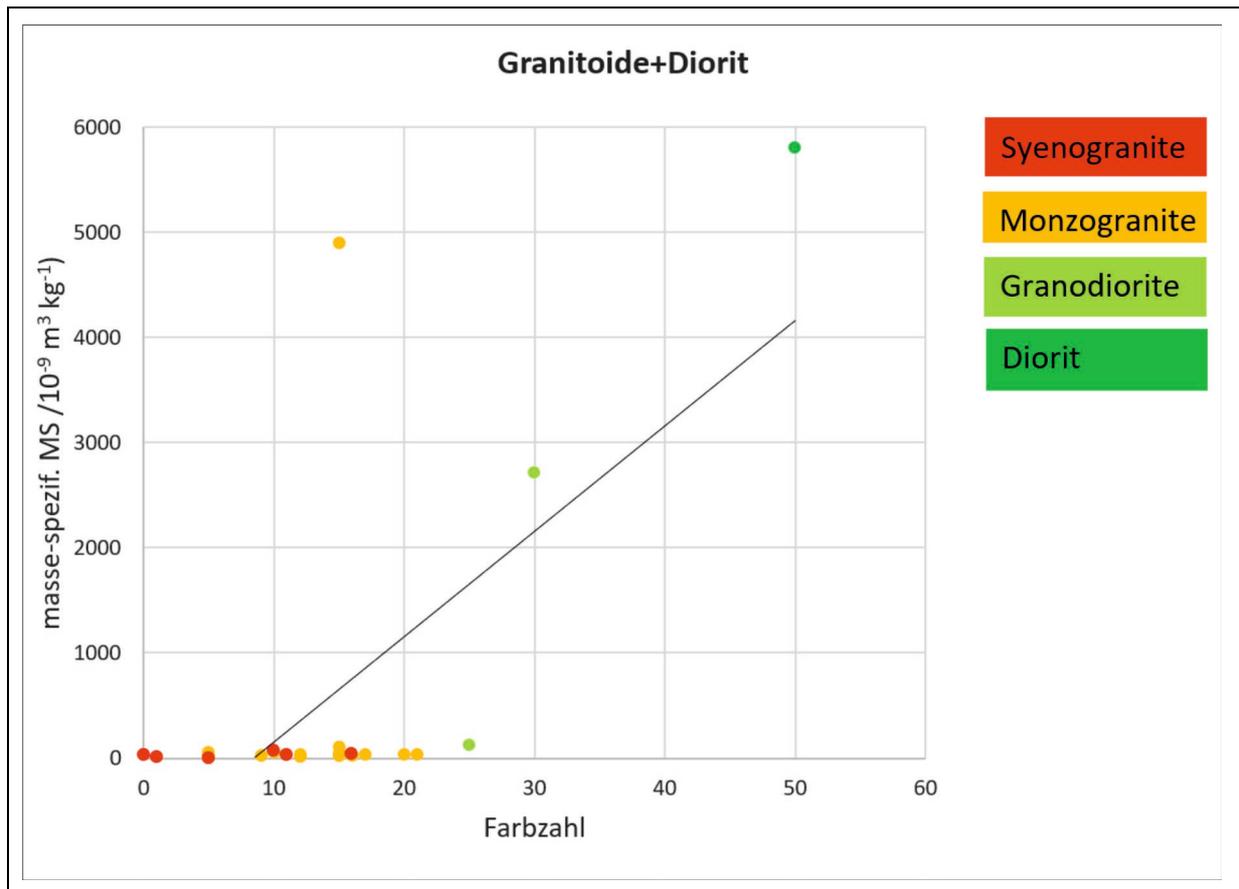


Abb. 5.14-4: MS gegen geschätzte Farbzahl für Granite, links, und Granitoide und Diorit, rechts, beide Werte wurden je Datenpunkt aus mehreren Teilproben gemittelt. Nur im rechten Plot ist die Probe vom Monzogranit von Andlau als „Ausreißer“ der Granitgruppe, links oben liegend, dargestellt.

In Abb. [5.14-5](#) sind die MS Werte der Granite gegen das Abkühlungsalter der Plutone dargestellt. Es deutet sich ein Trend bei jüngeren Graniten zu höheren MS Werten an. Das bedeutet, dass granitische Schmelzen in der Spätphase der variskischen Orogenese mehr oxidisches Eisen enthielten, entweder durch Zufuhr mafischen Materials aus dem Mantel oder durch Aufschmelzung tiefkrustaler granodioritischer oder subduzierter basaltoider Gesteine.

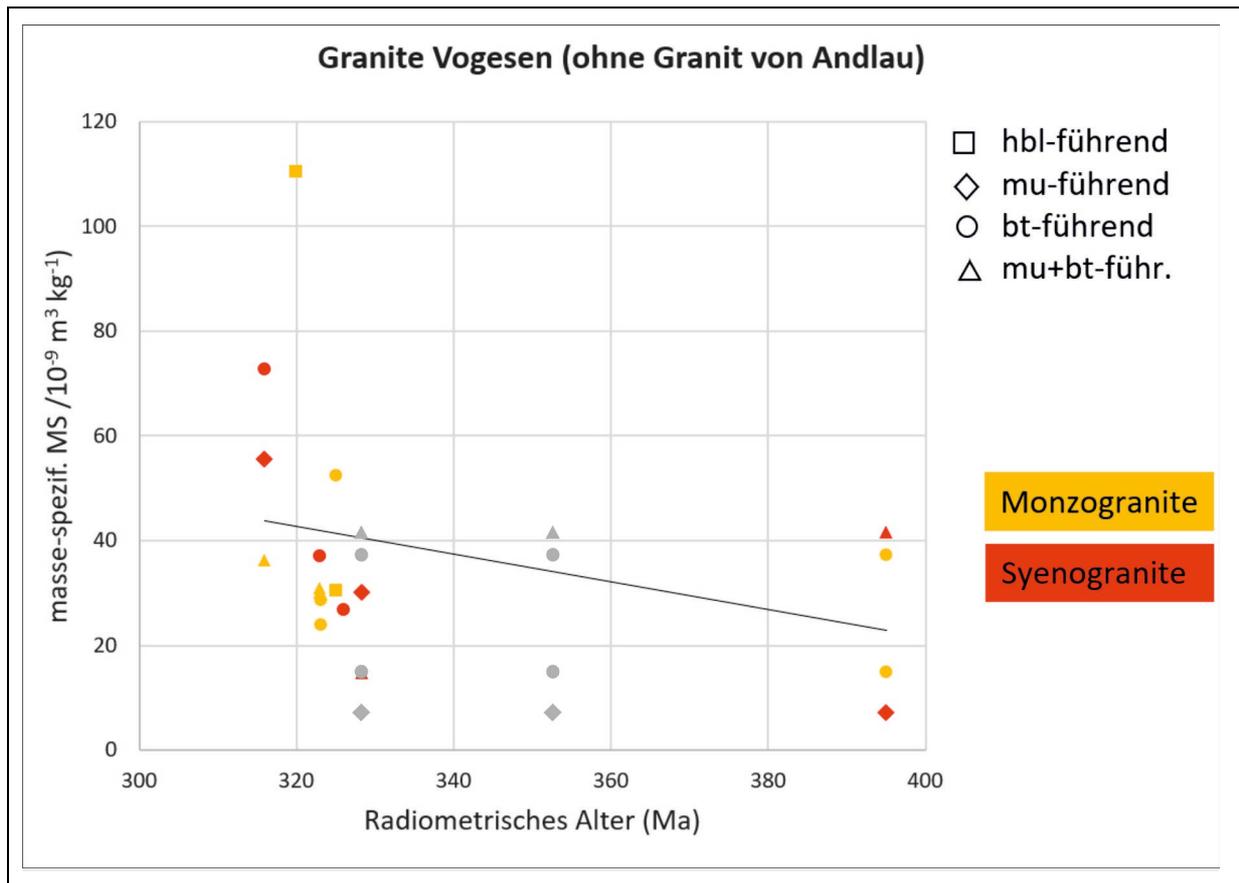


Abb. 5.14-5: MS gegen Alter der Granite, Alter nach: (DELANGLE, et al. 2020), (MÉNILLET, et al. 1976), (SKRZYPEK, et al. 2014), (TABAUD 2012). Das Alter von 395 Ma wird von (MÉNILLET, et al. 1976) zumindest in einem Fall, Rb-Sr-Methode an „γ1-2A = Granite à biotite « cloisonnante » et Granite fondamental caractérisé“, als unsicher bezeichnet. Da von (SKRZYPEK, et al. 2014) für Granite in den zentralen Vogesen maximale Alter von 353 Ma und für den „Granite fondamental“ ein Maximalalter von 324 Ma genannt werden liegen die Alter der vier Proben ganz rechts, vom Col de la Schlucht und südlich Gérardmer, vermutlich zu hoch. Deshalb wurde diese Proben zusätzlich in grau bei 324 und 353 Ma dargestellt.

[Zurück zur Übersicht](#)

5.14.3. Magnetische Suszeptibilität fluviatiler Sedimente

Aus Vorflutern wurden bisher 17 Proben im Bereich Vogesen und aus dem Elsass 11 Proben entnommen. Von letzteren sind zwei Proben aus dem nördlichsten Elsass um Wissenbourg nicht mehr den Vogesen sondern dem französischen Hochwald benachbart, der zum Pfälzer Wald überleitet. In beiden Bereichen ist übertägig unter triassischen Sedimentiten kein Kristallin mehr aufgeschlossen. Zusätzlich stand eine Probe von Lac Longemer durch Auktions-Kauf zur Verfügung. Aufgrund des oben beschriebenen hohen Reliefgradienten konnten nur eine pelitische Probe, aus dem Staubecken der Huhnalmühle bei der Ortenbourg, in den Vogesen und zwei in der Oberrhein Ebene entnommen werden. Pelitisches Material liesse sich im Untersuchungsgebiet in der Regel nur bei größeren Proben durch Siebabtrennung in ausreichendem Umfang gewinnen.

Die masse-spezifische MS dieser Proben sowie der oben diskutierten Liefergesteine ist in [Abb. 5.14-3](#) zu sehen. Dabei zeigt sich, dass die MS von Liefergesteinen und fluviatilen

Sedimenten in etwa der Hälfte der fluviatilen Proben in einer ähnlichen Größenordnung liegt. Das bedeutet, dass geogene Faktoren in diesen Proben die Magnetomineralogie bestimmen. Bei den übrigen handelt es sich um fluviatile Proben, die meist in Städten oder stromab davon liegen und bei denen die MS Werte höher sind als die der nächstgelegenen Ausgangsgesteine. Für zweitgenannte Proben ist ein anthropogener Einfluß auf die Magnetomineralogie durch Eintrag von Bauschutt o.ä. sehr wahrscheinlich. Für gesicherte Aussagen sind allerdings weitere Proben nötig.

In [Tab. 5.14-2](#) ist die masse-spezif. MS von rezenten fluviatilen Sedimenten in Vogesen und Elsass gemittelt aufgeführt. Die höchste masse-spezif. MS in einem fluviatilen Sediment tritt im Tal der Kirneck westlich Barr auf mit $591 [10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}]$. Da die Kirneck stromauf zu einem bedeutenden Anteil im Andlau Granit verläuft, der einen der höchsten masse-spezif. MS Werte aufweist, und darüber hinaus mit Hornfelsen, die stärker magnetisierbar sind als die meisten Granite, ist die Magnetomineralogie in diesem Fall vermutlich überwiegend geogen bestimmt, hier fehlen zur Absicherung aber weitere Proben aus dem Andlau Granit. Die gemittelte masse-spezif. MS von Proben aus Gewässern, in deren Einzugsgebiet Kristallin dominiert, liegt annähernd gleich hoch wie diejenige für Gewässer, die im Oberlauf Kristallin und im Unterlauf meso-känozoische Sedimentgesteine durchfließen. Das bedeutet, dass die Sedimente der letztgenannten Vorfluter magnetisch vor allem durch das Kristallin im Oberlauf geprägt sind. Fluviatile Sedimente, in deren Einzugsbereich mafische Magmatite verbreitet sind, könnten nach [Tab. 5.14-1](#) hohe geogene Gehalte an Magnetomineralen aufweisen. Dies ist zu erwarten vor allem im südlichen Bereich des Champ du Feu in den Nordvogesen, siehe u.a. (ELLER, J.-P. VON, et al. 1970a), hier liegen aber bisher keine Proben aus Gewässerablagerungen vor. Weitere fluviatile Proben mit einer überdurchschnittlich hohen masse-spezif. MS stammen von der Fecht in Munster und dem Bergenbach stromab der Stadt Bergheim. In fluviatilen Ablagerungen, in deren Einzugsgebieten keine Gesteine mit hoher MS auftreten, stellt u.a. nach [Tab. 5.14-1](#) Ziegelbruch zumindest eine wichtige Quelle für magnetisches Material dar. In der Mittelung der MS Werte für Vogesen und Elsass zeigt sich jedoch mit dem bisherigen Probenumfang kein eindeutiger anthropogener Einfluß.

Tab. 5.14-2: Masse-spezifische magnetische Suszeptibilität rezenter Sedimente einiger Fließgewässer in Vogesen und Elsass. N = Anzahl der untersuchten Proben. Die meisten Fließgewässer münden in die in der Oberrheinebene vorwiegend nordwärts fließende Ill mit Ausnahme von Jamagne, ein Mosel Zufluß, und Birlenbach und Lauter, beides Rhein Zuflüsse. Die für die Ill aufgeführte Probe stammt aus Mulhouse, dort noch weitgehend ohne Einfluß aus den kristallinen Vogesen.

Gewässer	Einzugsgebietsgesteine	Mittelwert MS [$10^{-9} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$]				Mittelwert Frequenzabh. MS [%]
		Sande	N	Pelite	N	
Vogesen: Aubach, Fecht, Ibach, Jamagne, Kirneck, Petite Fecht, Sambach, Strenbach, Weiss	Kristallin: Paläozoische Gneise, Paläozoische Granitoide, Oberkarbonische Rhyolithe	132	16	108	1	0.8
Elsass: Ausserfeldbach, Bergenbach, Birlenbach, Ill, Lauter, Quatelbach, Strenbach, Weiss	Im Oberlauf: Kristallin, im Unterlauf: triassische Sandsteine, jurassische Kalksteine, känozoische Konglomerate, Sande, Tone	164	9	207	2	0.8

Bei der Frequenz-Abhängigkeit der MS, die mit zunehmendem Anteil feinstkörniger Magnetminerale zunimmt, liegen die Werte der insgesamt doch recht Liefergebiets-nah beprobten Sedimente mit <2.3 % erwartungsgemäß niedrig, d.h. es handelt sich in der Regel um Multidomain Partikel (DEARING, et al. 1996).

[Zurück zur Übersicht](#)

5.14.4. Zitierte Literatur

- BLANALT, J.G., ELLER, J.P.V., FLUCK, P., GEFFROY, J., HIRLEMANN, G., JEHL, M., BONNET, C., SCHREINER, J., ECKERLE, A., SITTNER, C., SCHWOERER, P., TRICART, J., HIRTH, C., VOGT, H., WEIL, R. & SIAT, A. (1972a): Carte géologique de la France à 1/50 000 feuille 0342 Colmar-Artolsheim. – Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM); Orléans. <http://ficheinfoterre.brgm.fr/Notices/0342N.pdf>
- BLANALT, J.G., ELLER, J.P.V., FLUCK, P., GEFFROY, J., JEANNETTE, D., RUHLAND, M., SCHWOERER, P., THÉVENIN, A., STIEBER, A. & VOGT, H. (1972b): Carte géologique de la France à 1/50 000 feuille 0307 Sélestat. – Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM); Orléans. <http://ficheinfoterre.brgm.fr/Notices/0307N.pdf>
- BUCHNER, F., STUCKE, W. & WIESSNER, W. (1979): Ausgewählte Kapitel zur Oberrheingraben-Tektogenese. – Beitr. naturk. Forsch. SüdWtl., **38**: 17-51; Karlsruhe.
- CHÈVREMONT, P., CRUZ-MERMY, D., SKRZYPEK, E. & MÉNILLET, F. (2008): Carte géologique harmonisée du département des Vosges (88)- Notice géologique Rapport final BRGM/RP-56439-FR. – 232 S.; Orléans (Bureau des Recherches Géologiques et Minières). <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-56439-FR.pdf>
- CHÈVREMONT, P., CRUZ-MERMY, D., SKRZYPEK, E. & MÉNILLET, F. (2007): Carte géologique harmonisée du département du Bas-Rhin (67)- Notice géologique Rapport final BRGM/RP-56028-FR. – 319 S.; Orléans (Bureau des Recherches Géologiques et Minières). <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-56028-FR.pdf>
- CLAUER, N. & BONHOMME, M. (1970): Datations rubidium-strontium dans les schistes de Steige et la série de Villé (Vosges). – Bull. Serv. carte géol. Alsace Lorraine, **23**: 191-208; Strasbourg. <https://doi.org/10.3406/sgeol.1970.1377>
- DEARING, J.A., DANN, R.J.L., HAY, K., LEES, J.A., LOVELAND, P.J., MAHER, B.A. & O'GRADY, K. (1996): Frequency-dependant susceptibility measurements of environmental materials. – Geophys. J. Int., **124**: 228-240; Oxford. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb06366.x>
- DELANGLE, C., DECOBECQ, D. & DESCHAMPS, M. (2020): Vosges - 10 itinéraires de randonnée détaillés, 10 fiches découverte. – 256 S.; Mouans-Sartoux (Omniscience & Centre de géologie Terrae Genesis).
- DUPHORN, K., GAERTNER, H.-R.V., GANNS, O., GRAHLE, H.O., REUM, H., ROHDE, P., BAUTZ, F., MUSOLD, W. & UNGER, H. (1971): Geologische Karte von Mitteleuropa 1 : 2 000 000. – Geologische Landesämter der Bundesrepublik Deutschland, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung; Hannover.
- ELLER, J.-P.V. (1961): Carte géologique des terrains cristallophylliens des Vosges moyennes et de leur couverture permo-triasique. – Bulletin du Service Carte Géologique Alsace Lorraine, **14**: 1-22; Strasbourg.
- ELLER, J.-P.V., BLANALT, J.G., HAMEURT, J., HOLLINGER, J. & HOEPFFNER, C. (1970a): Carte géologique de la partie septentrionale du socle Vosgien 1 : 50 000. – Strasbourg.
- ELLER, J.-P.V., HAMEURT, J., HOLLINGER, J. & FLUCK, P. (1970b): Carte géologique des Vosges moyennes, partie centrale et partie orientale 1 : 50 000. – Strasbourg.

- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge - Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. – Relief, Boden, Paläoklima, **6**: 1-192
- FLUCK, P. (1987): Géologie profonde de la France. Projet des Vosges - le socle Vosgien, segment de la chaîne varisque d'Europe. – 97 S.; Orléans (BRGM).
- FLUCK, P. (1980): Métamorphisme et magmatisme dans les Vosges moyennes d'Alsace. Contribution à l'histoire de la chaîne varisque. – Sciences Géologiques. Mémoire, 3-248; Strasbourg. https://www.persee.fr/doc/sgeol_0302-2684_1980_mon_62_1
- FUHRMANN, T., ZIPPELT, K. & HECK, B. (2014): Historische Nivellements aus Preußen und Baden und ihre Bedeutung für die Bestimmung von Vertikalbewegungen im Oberrheingrabengebiet. – Zeitschr. Geodäsie, Geoinform. Landmanagem., **139**: 27-34; Bühl. <https://www.doi.org/10.12902/zfv-0038-2014>
- GEISSERT, F., MÉNILLET, F., BOUDOT, J.P., THÉVENIN, A. & SCHWOERER, P. (1977): Carte géologique de la France à 1/50 000 feuille 0199 Seltz-Wissembourg. – Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM); Orléans. <http://ficheinfoterre.brgm.fr/Notices/0199N.pdf>
- GEORG-PROJEKTTEAM (2013): Geopotenziale des tieferen Untergrundes im Oberrheingraben. – 104 S.; https://www.geopotenziale.org/products/atlas/pdf/atlas_web.pdf
- GEYER, M. (1995): Historische Bergbaureviere in den Vogesen. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **77**: 247-264; Stuttgart.
- GEYER, O.F. & GWINNER, M.P. (1991): Geologie von Baden-Württemberg. – 482 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GROSCOPF, R., KEBLER, G., LEIBER, J., MAUS, H., OHMERT, W., SCHREINER, A., WIMMENAUER, W., ALBIEZ, G., HÜTTNER, R. & WENDT, O. (1996): Freiburg i.Br. und Umgebung 1 : 50 000. – Geol. LA Baden-Württemberg; Stuttgart.
- HORN, P.V., LIPPOLT, H.-J. & TODT, W. (1972): Kalium Argon Altersbestimmungen an tertiären Vulkaniten des Oberrheingraben-Gebietes: I Gesamtgesteinsalter. – Eclogae geologicae Helvetiae, **65**: 131-156; Basel. <http://doi.org/10.5169/seals-164081>
- HÜTTNER, R., GROSCOPF, R., KESSLER, G., ZITZMANN, A. & OTT, G. (1994): Blatt CC 7910 Freiburg-Nord. – Bundesanst. Geowiss. Rohstoffe; Hannover.
- HÜTTNER, R., SAWATZKI, G., ZITZMANN, A. & SCHÖNHOFEN, K. (2002): Blatt CC 8710 Freiburg-Süd. – Bundesanst. Geowiss. Rohstoffe; Hannover.
- ILLIES, H. & GREINER, G. (1976): Regionales stress-Feld und Neotektonik in Mitteleuropa. – Oberrhein. geol. Abh., **25**: 1-40; Karlsruhe.
- KIRCHHEIMER, F., HASEMANN, W., TOBIEN, H., WIMMENAUER, W., SCHMID, E., SCHREINER, A., SAUER, K. & SCHROTH, J. (1959): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Kaiserstuhls 1 : 25 000. – 139 S.; Freiburg i. Br. (Geol. LA Baden-Württemberg).
- KLEIN, W., KRICKEL, B., RIECKEN, J. & SALAMON, M. (2016): Eine interdisziplinäre Betrachtung der vertikalen Bodenbewegungen in der Eifel. – Zeitschr. Geodäsie, Geoinform. Landmanagem., **141**: 27-34; Bühl. <https://www.doi.org/10.12902/zfv-0103-2015>
- LAHNER, L. & TOLOCZYKI, M. (2004): Geowissenschaftliche Karte der Bundesrepublik Deutschland 1 : 2 000 000 - Geologie. – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe; Hannover.
- LE MAITRE, R.W., BATEMAN, P., DUDEK, A., KELLER, J., LAMEYRE, J., LE BAS, M.J., SABINE, P.A., SCHMID, R., SORENSEN, H., STRECKEISEN, A., WOOLLEY, A.R. & ZANETTIN, R. (1989): A Classification of Igneous Rocks and Glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. – 193 S.; Oxford, U.K. (Blackwell Scientific Publications).
- LUTZ, H., LORENZ, V., ENGEL, T., HÄFNER, F. & HANEKE, J. (2013): Paleogene phreatomagmatic volcanism on the western main fault of the northern Upper Rhine

- Graben (Kisselwörth diatreme and Nierstein–Astheim Volcanic System, Germany). – *Bulletin of Volcanology*, **75**: 1-11; Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/s00445-013-0741-2>
- MATTHES, G. (1966): Zur Geologie des Ölschiefervorkommens von Messel bei Darmstadt. – *Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung*, **51**: 1-87; Wiesbaden.
- MÉNILLET, F., FLUCK, P., FLAGEOLLET, J.L., MAÏAUX, C. & LOUGNON, J. (1978): Carte géologique de la France à 1/50 000 feuille 0341 Gérardmer. – Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM); Orléans. <http://ficheinfoterre.brgm.fr/Notices/0342N.pdf>
- MÉNILLET, F., FLUCK, P., GAGNY, C., FOURQUIN, C., STUSSI, J.M., SCHUMACHER, F., RUHLAND, M., LILLIÉ, F., HOLLINGER, J., HIRLEMANN, G., FLAGEOLLET, J.L., VOGT, H., BOUDOT, J.P. & BABOT, Y. (1976): Carte géologique de la France à 1/50 000 feuille 0377 Munster. – Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM); Orléans. <http://ficheinfoterre.brgm.fr/Notices/0377N.pdf>
- MENNING, M. & HENDRICH, A. (2016): STD 2016 - Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2016. – Deutsche Stratigraphische Kommission; GeoForschungsZentrum Potsdam; Potsdam. http://www.stratigraphie.de/std/Bilder/5_2.pdf
- NEHLIG, P., THIÉBLEMONT, D. & BAUDIN, T. (2005): Carte géologique simplifiée de la France d'après la carte géologique à 1 : 1 000 000 (édition 6 révisée, BRGM 2003). – Institut Géographique National, Bureau de Recherches Géologiques et Minières; Paris, Orléans. https://www.researchgate.net/profile/Pierre_Nehlig/publication/268221430_Carte_geologique_simplifiee_de_la_France_Echelle_1_1_000_000_Editeur_BRGM-IGN/links/54fb38810cf2c3f524204676?origin=publication_list&ev=prf_pub_xdl; <https://infoterre.brgm.fr/formulaire/telechargement-carte-geologique-metropolitaine-11-000-000>
- PIRRUNG, M. (1990): Kartierbericht zur Fortgeschrittenen Kartierung in den kristallinen Nordvogesen. – 59+5 S.; Johannes-Gutenberg Universität Mainz; Mainz.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1941): Eine Gesteins-, Struktur- und Lagerstättenkarte des mittleren Schwarzwalds –*Geologische Rundschau*, **32**: 67-70, 1 Taf.; Stuttgart.
- SCHWAB, M. (2008): 5.6 Harz. – In: BACHMANN, G.H., EHLING, B.-C., EICHNER, R. AND SCHWAB, M. (Hrsg.): *Geologie von Sachsen-Anhalt*. 408-457; Stuttgart (Schweizerbart).
- SKRZYPEK, E., CRUZ-MERMY, D., CHÈVREMONT, P. & MÉNILLET, F. (2008): Carte géologique harmonisée du département du Haut-Rhin (68)- Notice géologique Rapport final BRGM/RP-56029-FR. – 322 S.; Orléans (Bureau des Recherches Géologiques et Minières). <http://infoterre.brgm.fr/rapports/RP-56029-FR.pdf>
- SKRZYPEK, E., SCHULMANN, K., TABAUD, A.-S. & EDEL, J.-B. (2014): Palaeozoic evolution of the Variscan Vosges Mountains. – In: SCHULMANN, K., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., LARDEAUX, J.M., JANOUSEK, V. AND OGGIANO, G. (Hrsg.): *The Variscan Orogeny: Extent, timescale and the formation of the European crust*. 1-31; London (The Geological Society London). <http://dx.doi.org/10.1144/SP405.8>
- STAPF, K.R.G. (1988): Zur Tektonik des westlichen Rheingrabenrandes zwischen Nierstein am Rhein und Wissembourg (Elsaß). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.*, **70**: 399-410; Stuttgart.
- TABAUD, A.-S. (2012): Le magmatisme des Vosges: conséquence des subductions paléozoïques (datation, pétrologie, géochimie, ASM). – 232 S.; Université de Strasbourg; Strasbourg. https://theses.hal.science/file/index/docid/755354/filename/TABAUD_Anne-Sophie_2012_ED413.pdf

- THÉOBALD, N., MÉNILLET, F., VOGT, H., THÉVENIN, A.-G., SCHWOERER, P. & LOUGNON, J. (1975): Carte géologique de la France à 1/50 000 feuille 0271 Molsheim. – Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM); Orléans. <http://ficheinfoterre.brgm.fr/Notices/0170N.pdf>
- THÉOBALD, N. & SCHWEITZER, M. (1950): Carte géologique de la France à 1/50 000 feuille 0413 Mulhouse - Mullheim. – Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM); Orléans. <http://ficheinfoterre.brgm.fr/Notices/0377N.pdf>
- VINX, R. (2005): Gesteinsbestimmung im Gelände. – 439 S.; Heidelberg (Spektrum Akademischer Verlag).
- VOGES, A. & VINNEMANN, C. (1993): Geologische Karte der Bundesrepublik Deutschland 1 : 1 000 000, Blatt 1: Grundkarte, Blatt 2: Legende und Kartengrundlagen. – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe; Hannover. <https://opendata-esri-de.opendata.arcgis.com/maps/3f7ea0015ea143c280e1273ea7a88342/about>
- WALTER, B.F. (2016): Erzbildende Prozesse in hydrothermalen Ganglagerstätten, Schwarzwald, SW-Deutschland. – 221 S.; (Dissertation Eberhard Karls Universität Tübingen).
- ZIEGLER, P.A. (1990b): Geological atlas of western and central Europe, Enclosures. – 56 S.; Den Haag (Shell Koninklijke Nederlandsche Petroleum Maatschappij).