

- Nephelin-Basanit (Ba)
- Phonolith (Ph) = Phonolith, Tephritischer Phonolith
- Trachyt (T)
- Trachytischer Andesit (Tan) = Trachyandesit, Benmoreit
- Andesit, undifferenziert (An) = Andesit, Latit
- Basaltischer Andesit (Ban) = Basaltischer Trachyandesit, Mugearit
- Basalt, undifferenziert (B)
- Trachybasalt (TB) = Trachybasalt, Hawaiiit



Abb. 2.13:
Magmenmischungsphänomene (Schlieren- und Globulidbildung) im Phonolith-Steinbruch Bittersberg (Foto: M. Weidenfeller).
TK 25 Blatt 5412 Selters, nordwestlich Maxsain;
UTM32-Koordinaten
E: 412950, N: 5600976.

Der Schwerpunkt der magmatischen Aktivität des Westerwaldes fällt in den Zeitraum Oberoligozän/Unteres Miozän (AHRENS & VILLWOCK 1966, LIPPOLT & TODT 1978, TURK et al. 1984). In dieser Zeit entwickelten sich nacheinander zwei eigenständige, benachbart zueinander liegende Vulkanfelder. Unterschiedlich stark differenzierte Vulkanite, z. T. verzahnt mit einer älteren Basaltgeneration, bilden im Südwesten ein separates Gebiet, dessen Zentrum ca. 7 km nördlich von Montabaur liegt (Abb. 2.14) (LGB 2005).

Hieran schließt, z. T. überlappend, im Nordosten ein größeres Feld an, das ausschließlich aus Basalten – überwiegend einer jüngeren Generation – aufgebaut ist. Das Zentrum befindet sich bei Rennerod.

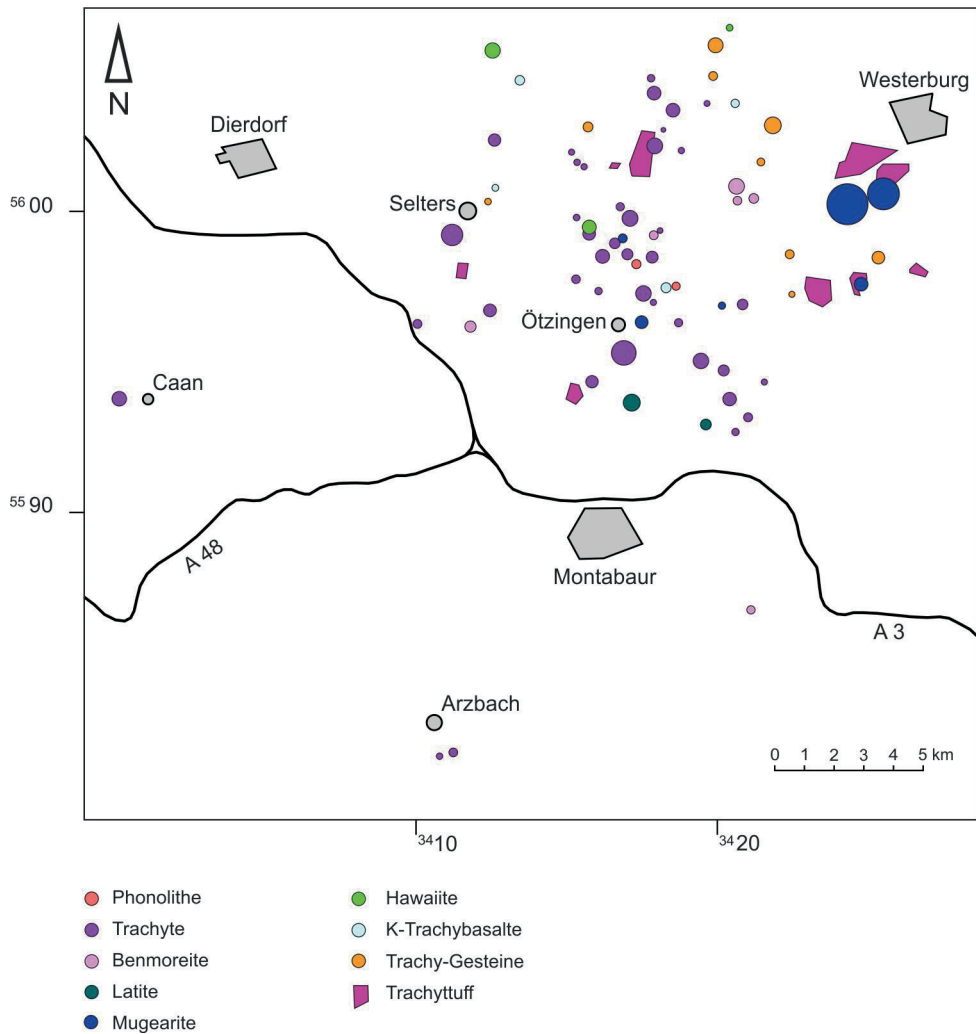


Abb. 2.14: Verbreitung der intermediären Vulkanite im südwestlichen vulkanischen Westerwald (LGB 2005).

Fast die gesamten im Westerwald z. Zt. bekannten intermediären und höher entwickelten Vulkanite befinden sich mit geringer Belegungsdichte auf einer Fläche von ca. 250 km² (Abb. 2.14). Die Trachyte und Phonolithe liegen hier überwiegend als Erosionsreste von Stöcken und Staukuppen vor. Zum Zentrum, das sich bei Ötzingen befindet, steigt der Alkali-Elementgehalt deutlich an, sodass z. T. phonolithische Trachyte vorliegen (z. B. Malberg, TK 25 Blatt 5513 Meudt, südlich Ötzingen). Hier treten auch die beiden einzigen echten Phonolithe auf. Eine weitergehende Zonierung, die durch die Verteilung der geringer entwickelten Trachybasalte bis Trachyandesite zu erwarten wäre, ist nicht zu erkennen. Der Schwerpunkt ihrer Verbreitung liegt in der Nordosthälfte des intermediären Feldes, überleitend zum nordöstlichen Basaltfeld (SCHREIBER 1994). Außerhalb der 250 km² großen Fläche liegen lediglich ein Benmoreit-Vorkommen südöstlich Montabaur sowie zwei Trachytvorkommen bei Arzbach (TK Blatt 5612 Bad Ems) und zwei weitere Trachyte im Westen bei Caan (TK 25 Blatt 5511 Bendorf).



Abb. 2.15:
Trachyt im ehemaligen
Steinbruch am Kaulgarten
(Foto: M. Weidenfeller).
 TK 25 Blatt 5413 Westerburg,
 am südöstlichen Ortsrand
 von Wölferlingen;
 UTM32-Koordinaten
 E: 418865, N: 5601756.

Die basischen Vulkanite bedecken größere zusammenhängende Flächen, die bei Westerburg beginnen und sich weit nach Nordosten in die Dillmulde erstrecken. Das größte Gebiet erreicht mehr als 800 km². Der basaltische Vulkanismus des Hauptfeldes begann mit mächtigen Tephraeruptionen, die die tertiären Tonbecken auf dem eingerumpften Grundgebirge sukzessive auffüllten. Im Übergang vom intermediären zum basaltischen Feld treten gehäuft amphibolreiche basische Vulkanite auf (Basanite, Basalte und Hawaiiite).



Abb. 2.16:
Basalt in Meilerstellung:
Naturdenkmal Kranstein
(Foto: M. Weidenfeller).
 TK 25 Blatt 5413 Westerburg,
 nordöstlich Weltersburg;
 UTM32-Koordinaten
 E: 426816, N: 5597926.

Tuffe (Pt, Tt, Ant)

Die Förderung basaltischer und intermediärer bis saurer Tephra fand überwiegend zu Beginn der magmatischen Aktivität statt. Flache Seen, die im Oligozän Tone und z. T. Sande aufnahmen, wurden mit Tephra verfüllt. Durch die gute Wegsamkeit für zirkulierende Wässer sind die Tuffe des Westerwaldes häufig intensiv vertont.

Wie im Siebengebirge, nur mit einem wesentlich geringeren Volumen, sind auch im Westerwald trachytische Pyroklastite gefördert worden (LGB 2005). Der Trachyttuff ist an mehreren Stellen, wie z. B. südwestlich Westerburg (TK 25 Blatt 5413 Westerburg), reliktsch erhalten. Die auf plinianische Eruptionen zurückgehenden Tuffe sind vermutlich Erosionsreste einer ehemaligen, weitreichenden Decke. In den z. T. bis zu 40 m mächtigen Vorkommen können mehrere Fließeinheiten erkannt werden. Typisch für den Trachyttuff ist die grauweiße bis rötliche Grundmasse, in der bis faustgroße weiße Bimse eingeschlossen sind. Die Bimse, die nach der TAS-Klassifikation an der Grenze zum Rhyolith liegen, führen bis zu 2 mm große Sanidine. Biotit, Amphibol, Pyroxen und Titanit sind Bestandteile der Grundmasse. Nebengesteinsfragmente sind basische und intermediäre Vulkanite, gefrittete Tone und Schieferbruchstücke.

Intermediäre Tuffe treten im Volumen gegenüber den trachytischen und basaltischen Tuffen deutlich zurück. Sie liegen überwiegend in der Nordosthälfte des intermediären Vulkanfeldes als Reste von Schloträumungsbreccien, die durch nachfolgend eruptierte Schmelzen vor der Erosion geschützt wurden. Ein typisches Vorkommen ist der Kramberg nordöstlich Wölferlingen (TK 25 Blatt 5413 Westerburg; UTM32-Koordinaten E: 420156 N: 5604197) (GERHOLD et al. 1994).

Im Raum Stein-Neukirch, Liebenscheid (TK 25 Blatt 5314 Rennerod) sind kleinräumig palagonitartige Tuffe verbreitet (AHRENS 1942), deren Herkunft und Zusammensetzung nicht bekannt sind.

Basaltische Tuffe nehmen im Westerwald große Gebiete ein. Genauer betrachtet handelt es sich um eine lateral und vertikal rasch wechselnde Abfolge von Tuffen, Tuffiten und überwiegend siliziklastischen Sedimenten (Tone, Schluffe, Sande) mit Einschaltungen von Braunkohlen. Sie werden zur Breitscheid-Formation zusammengefasst (SCHÄFER et al. 2011). Diese Formation wird im Kapitel „2.2.2.2 Tertiäre Sedimente“ beschrieben. Oftmals werden die Tuffe von einzelnen Basaltblöcken (Verwitterungsreste der Lavaströme, z. T. Solifluktionmassen) überlagert. Es sind sowohl Schweißschlacken, die überwiegend stark vertont sind, als auch Bomben-, Lapilli- und Aschentuffe ausgebildet. Neben Tuffringen von basaltischen Einzeldurchbrüchen treten besonders im Übergang vom intermediären zum basaltischen Vulkanfeld im Nordosten flächendeckend Lapillituffe auf, die eine Mächtigkeit von über 100 m erreichen können (AHRENS 1957). Die schlechten Aufschlussverhältnisse und die starke Vertonung der Tuffe lassen z. Zt. kein geschlossenes Bild über die Entwicklung der Pyroklastika zu.

2.2.2.2 Tertiäre Sedimente

Im Westerwald ist das Eozän durch eine Abfolge fluviolakustriner (Immendorf-Formation) und limnisch-brackischer Sedimente (Bubenheim-Formation) vertreten. Die im Neuwieder Becken und im westlichen Westerwald verbreitete Maifeld-Formation (Unteroligozän) wie auch die Kärlich-Formation (Oberoligozän) sind im Projektgebiet nicht nachzuweisen. Die Heckholzhausen-Formation bildet SSW Merenberg (Oberwesterwald, Hessen) ein Vorkommen von Süßwasserkalken, Tonmergeln und Mergeln.

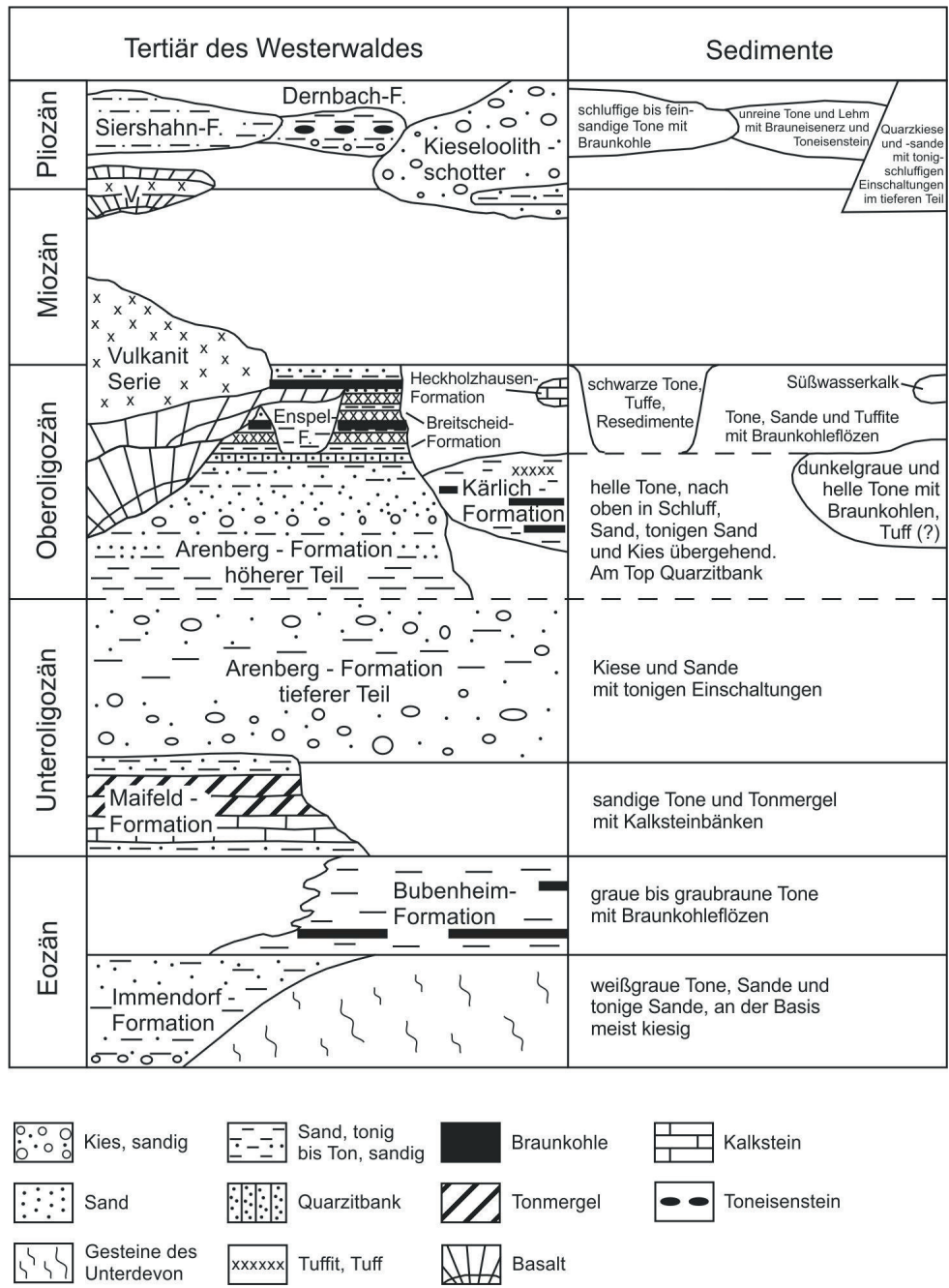


Abb. 2.17: Standardprofil durch die Abfolge tertiärer Sedimente und Vulkanite im Westerwald (SCHÄFER et al. 2011).

Immendorf-Formation (IF)

Die früher als Vallendarer Schichten (MORDZIOL 1909) oder Vallendarer Schotter (SCHMIERER & QUIRING 1933) bezeichneten Ablagerungen werden als Immendorf-Formation (IF) definiert (SCHÄFER et al. 2011). Sie wird nach palynologischen Befunden aus zwischengeschalteten Tonlinsen ins Mitteleozän eingestuft (HOTTEIROTT 2002).

Petrographische Charakterisierung: Die Formation setzt sich aus unsortierten, häufig „klebsandartig“ ausgebildeten grob- bis feinklastischen Sedimenten von weißgrauer Grundfärbung zusammen. Grobklastische Schüttungen treten an der Basis auf und sind auf Rinnenfüllungen beschränkt (SCHÄFER et al. 2011). Im südlichen Westerwald dominieren hell- bis weißgraue Fein- bis Mittelsande, tonige Sande und sandige Tone mit hellbrauner oder rötlicher Fleckung. Abschnittsweise können kohlige Lagen eingeschaltet sein.

Mächtigkeit: Die Immendorf-Formation erreicht maximale Mächtigkeiten von ca. 20 m. Die durchschnittliche Mächtigkeit beträgt 5 bis 10 m.

Bubenheim-Formation (BF)

Die Bubenheim-Formation wurde in früheren Publikationen als „Westerwälder Hauptton“ (PFLUG 1959) oder als „Ältere Westerwälder Tonserie“ (HOTTEIROTT 2002) bezeichnet. Es handelt sich um lakustrine Ablagerungen unter paratropischen warmfeuchten Bedingungen (SCHINDLER 2011). Auf Basis palynologischer Befunde werden sie ins Mittel- bis Obereozän eingestuft (HOTTEIROTT 2002). Größte Verbreitung hat die Bubenheim-Formation im südlichen Westerwald, wo sie lokal unter der Arenberg-Formation auftritt.

Petrographische Charakterisierung: Die Formation setzt sich aus überwiegend braungrau bis graugrün gefärbten, aber auch bunten Tonen und Tonmergeln mit eingelagerten Braunkohlenflözen zusammen. Selten finden sich Einschaltungen von geringmächtigen schluffig-feinsandigen Lagen.

Mächtigkeit: Die durchschnittliche Mächtigkeit der Bubenheim-Formation liegt bei 20 m. Nach AHRENS (1957) kann sie Mächtigkeiten von bis zu 40 m, bei Ruppbach-Goldhausen bis zu 70 m (siehe Anlage 2, Schnitt F–F') erreichen.

Arenberg-Formation (AFs, AFt)

Die Arenberg-Formation wurde im Projektgebiet auf Basis der Auswertung der geologischen Karte von AHRENS (1942) in eine feinklastische (AFt) und eine grobklastische Einheit (AFs) untergliedert. Diese Gliederung deckt sich nicht mit der Unterscheidung in der Tertiärstratigraphie, die einen tieferen Teil der Arenberg-Formation (Unteroligozän) von einem höheren Teil (Oberoligozän) auf der Basis von biostratigraphischen Untersuchungen (Mikrofossilien) unterscheidet. AHRENS hat diese Unterscheidung bei der Kartierung jedoch nicht zugrunde gelegt, sondern er blieb bei der Differenzierung auf Basis der Korngrößenzusammensetzung.

Die kiesig-sandigen und untergeordnet auch tonigen Sedimente der Arenberg-Formation werden als Ablagerungen einer marinen Ingression in den Bereich des Schiefergebirges gedeutet. SONNE (1982) konnte diese Annahme durch Funde brackisch-mariner Mikrofossilien bestätigen. Allerdings ist es wahrscheinlich, dass die mächtigen Abfolgen von Tonen lakustrine Bildungen sowie die grobklastischen Sedimente im höheren Teil der Arenberg-Formation fluviatile Bildungen darstellen. Nach AHRENS (1936) wurden die mächtigen Tonlager des Kannebäckerlandes in einzelnen tektonisch angelegten kleinen Becken abgesetzt.

Petrographische Charakterisierung: Die Arenberg-Formation besteht aus einer vertikal und lateral rasch wechselnden Abfolge grob- bis feinklastischer Sedimente. Die Basis ist transgressiv und fast immer grobklastisch ausgebildet (SCHÄFER et al. 2011). In der grobklastischen Fazies der Arenberg-Formation (AFs) dominieren Kiese und Sande. Die kiesigen Komponenten sind oftmals nur kantengerundet und

bestehen zu über 95 % aus Milchquarz. Im Basisbereich treten devonische Quarzite und quarzitisches Sandsteine sowie vereinzelt Kieselschiefer hinzu. Am Top der Arenberg-Formation ist vor allem in der Umgebung von Herschbach eine charakteristische Bank von Süßwasserquarzit ausgebildet. In der feinklastischen Fazies der Arenberg-Formation (AFt) überwiegen helle, örtlich rein weiße, aber auch rot, gelb oder grünlich grau gefärbte Tone mit Einschaltungen von Sand und Klebsand. Außerdem können hellbläuliche Tonvarietäten auftreten (Siershahner Blauton).



Abb. 2.18:
Tone der Arenberg-Formation (AFt) in der Grube Hohewiese (Foto: M. Weidenfeller).

TK25 Blatt 5512 Montabaur,
südlich Mogendorf;
UTM32-Koordinaten
E: 411851 N: 5593144.

Mächtigkeit: Große Mächtigkeiten werden bei Hör-Grenzhausen, Ransbach, Siershahn, Mogendorf und Wirges erreicht, wo über 40 m nachgewiesen sind (AHRENS 1936). Sedimente der Arenberg-Formation mit Mächtigkeiten bis zu 100 m sind im Raum Girkenroth, Salz und Guckheim verbreitet. Nach AHRENS & VILLWOCK (1966) fehlen die oberoligozänen Ablagerungen der Arenberg-Formation größtenteils im Hohen Westerwald, der damals Abtragungsgebiet war.

Breitscheid-Formation (BrF)

Die Breitscheid-Formation definiert sich als eine Abfolge von Tuffen, Tuffiten und überwiegend siliziklastischen Sedimenten mit Einschaltungen von Braunkohlen (SCHÄFER et al. 2011). Funde von Säugetierresten (STEHLIN 1932, TEIKE & TOBIEN 1950) und palynologische Untersuchungen (HOTTENROTT 1988) belegen ein oberoligozänes Alter der Sedimente. Bisher nicht genau geklärt ist das Alter der in die Sediment-Tuffit-Tuff-Abfolge eingedrungenen Basalte. Radiometrische Altersdatierungen von LIPPOLT & TODT (1978) deuten eine ältere (Oberoligozän bis Untermiozän) und eine jüngere Phase (Plio- bis Pleistozän) des vulkanischen Geschehens im Westerwald an. Es ist daher nicht auszuschließen, dass die basaltischen Magmen innerhalb der Sediment-Tuffit-Tuff-Abfolge erst lange nach Ablagerung der Breitscheid-Formation in dieselbe eingedrungen sind und somit ein wesentlich geringeres Alter besitzen (AHRENS 1957). Das Hauptverbreitungsgebiet der Breitscheid-Formation liegt im Hohen Westerwald und im nördlichen Oberwesterwald.

Innerhalb der Breitscheid-Formation sind vulkanische Kraterfüllungen bekannt. In Enspel bildete sich in einem Kratersee eine Sonderfazies des Oberoligozäns, die Enspel-Formation (FELDER et al. 1998, GAUPP

& WILKE 1998). Die Ergebnisse der bisherigen Untersuchungen wurden von WUTTKE et al. (2010) zusammenfassend dargestellt.

Petrographische Charakterisierung: Die Breitscheid-Formation setzt sich zusammen aus einer lateral und vertikal rasch wechselnden Abfolge von basaltischen Tuffen, Tuffiten und überwiegend siliziklastischen Sedimenten (Tone, Schluffe, Sande) mit Einschaltungen von Braunkohlen (SCHÄFER et al. 2011). Die Sande können zu Sandstein verfestigt sein. Die Tone weisen bisweilen einen gewissen Kalkgehalt auf. In der Breitscheid-Formation treten oftmals drei Braunkohlenflöze auf (STECKHAN 1973). Die Flöze wurden bis in die 30er Jahre des letzten Jahrhunderts unter Tage abgebaut. Die rein sedimentären Zwischenlagen nehmen gegenüber den Tuffen und Tuffiten nur einen geringen Teil der Gesamtmächtigkeit ein. Die basaltischen Schmelzen drangen häufig in die Braunkohlen ein. Es ließen sich durch die Abbaue zahlreiche Intrusionsphänomene nachweisen. KLÜPFEL (1929) beschreibt Kontakterscheinungen im Hangenden und Liegenden von basaltischen Lagergängen. Weiter treten Wickelstrukturen, Pillows im Kontakt zum wassergetränkten Torf und Übertritte an Störungen in höhere Niveaus auf.

Mächtigkeit: Die größten Mächtigkeiten mit bis zu 50 m sind aus Bohrungen in der weiteren Umgebung von Driedorf (STECKHAN 1973) und bei Höhn (siehe Anlage 2, Schnitt E–E') bekannt.

Kieseloolithschotter (pK)

Die Kieseloolithschotter werden als fluviatile Ablagerungen gedeutet. Das Herkunftsgebiet des Flusses lässt sich entsprechend den enthaltenen verkieselten oolithischen Kalksteinen aus dem Mesozoikum Süddeutschlands ableiten. Kieseloolithschotter sind überwiegend im Südwesten des Kartiergebietes verbreitet. Da im Westerwald Fossilfunde fehlen, ist eine genaue altersmäßige Datierung bisher nicht möglich. Palynologische Untersuchungen aus Tonlagen in Kieseloolithschottern der Niederrheinischen Bucht lassen ein obermiozänes Alter vermuten.

Petrographische Charakterisierung: Die Schotter setzen sich aus gut gerundeten bis eckigen Quarzkiesen und -sanden mit tonig-schluffigen Einschaltungen zusammen. Untergeordnet können devonische Quarzite und Sandsteine sowie Hornsteine, Kieselschiefer und Kieseloolithe auftreten (SCHÄFER et al. 2011). Von lithologisch ähnlichen Quarzkiesen der Arenberg-Formation unterscheiden sich die Kieseloolithschotter durch das Vorkommen von Kieselschiefern, Hornsteinen und „Roten Eisenkieseln“. Während der tiefere Teil insgesamt stärker sandig ausgebildet ist, überwiegen im höheren Teil grobe Quarzkiese in sandig-lehmiger, meist hellrötlich brauner Matrix. An der Basis der Kieseloolithschotter ist häufig eine Eisen-Mangan-Kruste ausgebildet.

Mächtigkeit: Die Kieseloolithschotter erreichen im Bereich der Horchheimer Höhe (Tongrube Schmitenhöhe, GK25 Blatt 5611 Koblenz) (GAD et al. 2007/08) bis 8 m Mächtigkeit. Im Westerwaldkreis selbst liegen keine genauen Erkenntnisse über tatsächliche Mächtigkeiten vor.

Dernbach-Formation (DF)

Die Sedimente der Dernbach-Formation können als Ablagerungen im lakustrinen bis palustrinen Milieu gedeutet werden. Geröllhorizonte und Sande im tieferen Teil der Abfolge lassen gelegentliche fluviatile Einträge in den Ablagerungsraum von Seen und Sümpfen erkennen. Die Dernbach-Formation ist in der Umgebung von Dernbach, Staudt, Wirges, Elgendorf sowie nördlich von Ebernhahn unter quartären Deckschichten verbreitet (SCHÄFER et al. 2011). Oberflächennah wurden sie von Ahrens (1942) im Raum Sessenhausen/Krümmler kartiert. Nach Funden von Makroflora (MÜLLER-STOLL 1938) werden sie ins obere Pliozän gestellt, während Pollen- und Sporenspektren nach THIERGART (1940) dem unteren Pliozän zuzuordnen sind.

Petrographische Charakterisierung: Die Dernbach-Formation besteht aus braunen bis rotbraunen Lehmen mit Brauneisenerz und Einschaltungen von unreinen Tonen, Geröllhorizonten, Braunkohlen sowie Toneisensteinen (AHRENS 1957, SCHÄFER et al. 2011).

Mächtigkeit: Nach AHRENS (1941) liegt eine durchschnittliche Mächtigkeit von 10 bis 20 m vor.

Siershahn-Formation (SF)

Bei der Siershahn-Formation handelt es sich um überwiegend lakustrine Ablagerungen mit lokalen Einschwemmungen von gröber klastischen Sedimenten. Nach AHRENS (1957) könnten die grobklastischen Sedimente auch als Aufarbeitungsprodukte aus den Sedimenten der Arenberg-Formation gedeutet werden. Dünne Braunkohleflözchen weisen auf eine vorübergehende Vermoorung des Ablagerungsraumes hin. Von der Dernbach-Formation unterscheiden sie sich durch das Fehlen von Brauneisenerzen. Nach palynologischen Untersuchungen von PFLUG (1959) werden sie ins Mittel- bis Oberpliozän gestellt. Die Sedimente der Siershahn-Formation sind in der Umgebung von Mogendorf, Sessenhausen, Siershahn, Wirges, Ebernhahn und bei Ruppach nachgewiesen (SCHÄFER et al. 2011). Im Kartiergebiet treten sie oberflächennah bei Ebernhahn und Sessenhausen auf.

Petrographische Charakterisierung: Die blassblauen bis bläulich grünen Tone und tonigen Feinsande der Siershahn-Formation enthalten lokal Einschaltungen von gröber klastischem Material sowie dünne Braunkohlenflözchen und selten auch Toneisenstein.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten schwanken stark. Nach AHRENS (1941) sind sie oft nur 1 bis 3 m mächtig, maximal können bis über 40 m erreicht werden.

2.2.2.2.3 Pleistozäne Vulkanite

Im Westerwald sind nach LIPPOLT & TODT (1978) drei quartäre Basaltvorkommen bekannt, die ein Alter von weniger als 1 Million Jahre aufweisen.

Basalt (qB)

Für den Basalt des Pfahlbergs nordöstlich von Caan liegt ein Datierungsalter von 810 000 +/- 260 000 Jahren vor (LIPPOLT & TODT 1978). Der Nordwest exponierte Hang ist mit großen Basaltblöcken bedeckt, während der Basalt im Bereich des ehemaligen Steinbruchs anstehend aufgeschlossen ist.

Petrographische Charakterisierung: Der Basalt ist schwarzgrau gefärbt. Die fein- bis mittelkörnige Grundmasse enthält Olivin- und Biotit-Einsprenglinge.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit des Basaltes des Pfahlbergs ist nicht bekannt. In der Bohrung Nauort (Archivnummer 5511-193) tritt in einer Teufe von 5 bis 17 m ebenfalls Basalt auf. Möglicherweise wurde der Lavastrom des Pfahlbergs, der von Lösslehm und Bims überlagert wird (vgl. Profilschnitt A-A', Anlage 2), in einem Paläotälchen erbohrt.

Tephra des Laacher See Vulkanismus (Bi)

Der Laacher See Vulkan gehört zum Osteifel-Vulkanfeld und steht tektonisch in Bezug zum Neuwieder Becken, das in der Europäischen Riftzone die Verbindung zwischen dem Oberrheingraben und dem Graben der Niederrheinischen Bucht darstellt. Die bislang letzte Aktivitätsphase des Osteifel-Vulkanfeldes

begann, nach einer Pause von ca. 100 000 Jahren, mit der Eruption des Laacher See Vulkans vor 12 900 Jahren (BAALES et al. 2002, SCHMINCKE 2004, 2009). Intermediäres, phonolithisches Magma wurde in großem Volumen gefördert und als Bimse und Aschen in ENE, östliche und SSE Richtung transportiert.

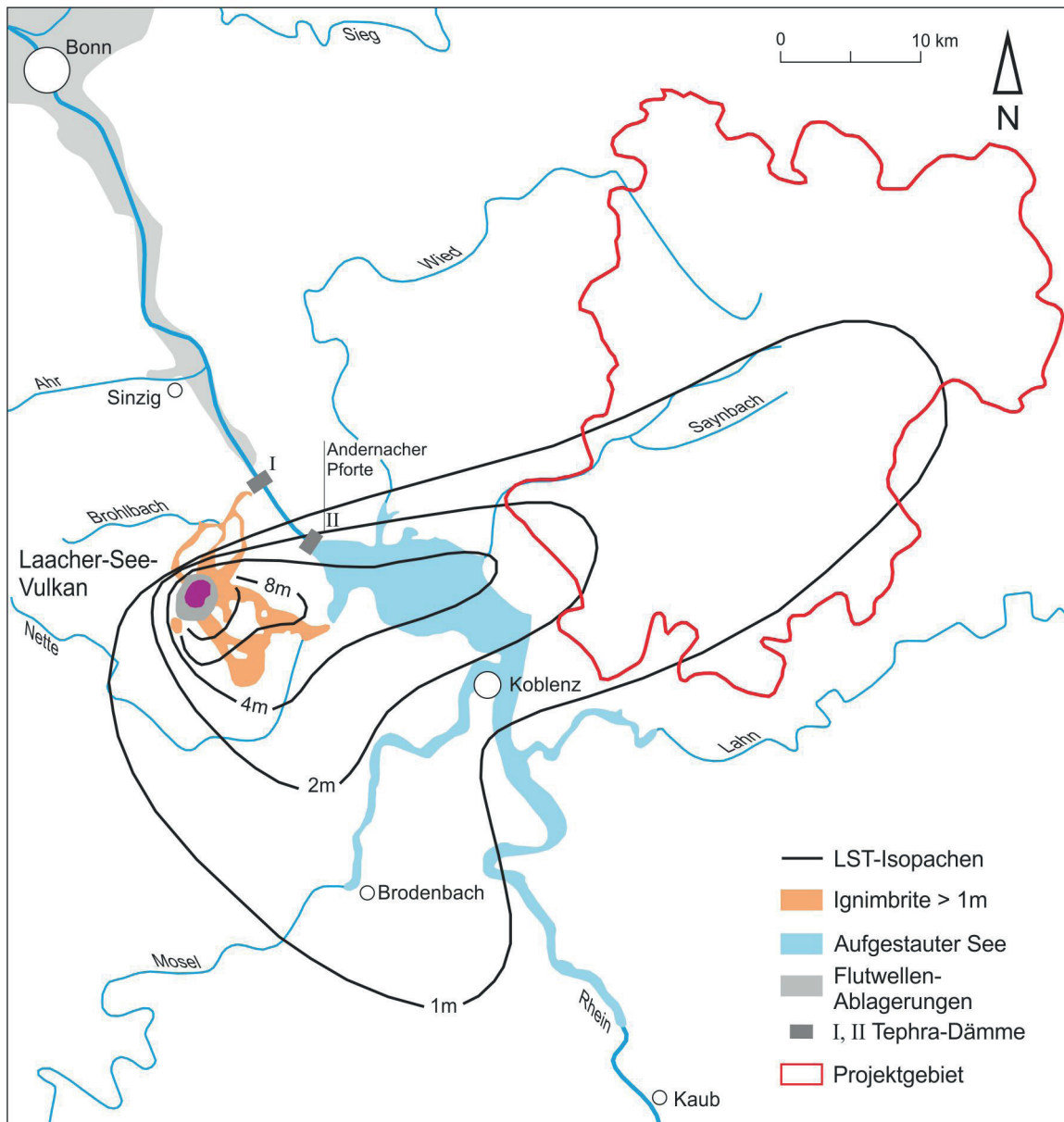


Abb. 2.19: Verbreitung und Mächtigkeiten (1 bis 8 m Isopachen) der Laacher See Tephra (nach SCHMINCKE 2000, LGB 2005).

Der Westerwald wurde mit Aschen und Bimsen der Laacher See Eruptionen vermutlich flächendeckend überzogen. Die heute noch nachweisbaren Bimsvorkommen größerer Mächtigkeit blieben durch ihre erosionsgeschützte Lage besonders an ostexponierten Hängen erhalten. Größere Verbreitungsgebiete von Bims mit Mächtigkeiten über einem Meter treten an den Osthängen der Montabaurer Höhe und im Raum Höhr-Grenzhausen auf. Im nördlichen Teil des Westerwaldkreises sind größere zusammenhängende Bimsflächen nur westlich von Hartenfels belegt. Östlich von Mähren ist ein Profil in einer

Bimssandgrube aufgeschlossen. Die Abfolge lässt sich in einen liegenden durch Air-Fall charakterisierten Teil und einen darüber folgenden durch Umlagerung bestimmten Abschnitt gliedern.



Abb. 2.20:
Bims. Im oberen Abschnitt des Profils deuten die schräg- und kreuzgeschichteten Lagen auf Umlagerung des Bimses hin (Foto: M. Weidenfeller).
 TK 25 Blatt 5413 Westerburg, östlich Mähren;
 UTM32-Koordinaten
 E: 424432, N: 5597572.

Petrographische Charakterisierung: Die Bimssteintephra setzt sich überwiegend aus plagioklas-phonolithischen bis phonolithischen Pyroklastika mit geringen Anteilen an siliziklastischen Komponenten zusammen. Durch Umlagerung sind die Bimse häufig mit Löss- oder Auenlehm vermischt und kreuz- oder schräggeschichtet.

Mächtigkeit: Während die Tephra in der Nähe des Vulkans eine Gesamtmächtigkeit von mehr als 50 m erreicht, nimmt die Mächtigkeit nach Norden und Westen sehr schnell ab. In Richtung SSE, besonders aber in östliche und ENE Richtung sind auch in größerer Entfernung vom Eruptionszentrum Mächtigkeiten von 1 bis 2 m nachweisbar, die die Hauptrichtungen der Verbreitung der Asche- und Lapilli-Wolken nachzeichnen (Abb. 2.19).

2.2.2.2.4 Pleistozäne Sedimente

Haupt-, Mittel- und Niederterrassen (HT, HMT, MT, NT)

Mit dem Quartär beginnt in den Mittelgebirgen eine Phase verstärkter Tiefenerosion. Insbesondere die Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges ab dem Mittelpleistozän führte zu einem tiefen Einschneiden des Rheins und seiner Nebenflüsse. Durch rückschreitende Erosion wurden die im Tertiär gebildeten Flächen im südlichen Westerwald und im Nordwesten des Projektgebietes zertalt. Auf den Hochflächen des basaltischen Westerwaldes blieb der Flächencharakter bis heute erhalten. Die Hebung des Rheinischen Schildes und der Wechsel von Kalt- und Warmzeiten steuerten die Bildung von Terrassen, die lokal auch an kleineren Flüssen wie der Wied und der Nister erhalten blieben. Während im Neuwieder Becken eine weitgehend vollständige Terrassenfolge dokumentiert ist, lassen sich die Terrassen im Westerwald oftmals nur in drei nicht weiter zu differenzierende Gruppen der Haupt-, Mittel- und Niederterrassen gliedern. In der Einheit „Haupt- und Mittelterrasse, ungegliedert“ wurden Terrassen zusammengefasst, die nicht eindeutig den Haupt- oder Mittelterrassen zuzuordnen sind.

Die Hauptterrassen nehmen die größten Flächen im Terrassensystem ein. Sie wurden vor der Haupteintiefungsphase der Flüsse gebildet, die gegen Ende des Cromer-Komplexes mit dem Beginn der Heraushebung des Rheinischen Schildes einsetzt. Die im mittleren Pleistozän gebildeten Mittelterrassen blieben an Gleithängen der Engtäler erhalten. Sie sind häufig von Fließerden und Löss überlagert. Die Niederterrassen sind Bildungen der letzten Kaltzeit (Weichsel-Glazial). Gegen holozäne Terrassen- und Auensedimente sind sie morphologisch deutlich abgesetzt.

Petrographische Charakterisierung: Die Sedimente der Hauptterrassen setzten sich aus Kiesen und Sanden zusammen, die im Vergleich zu den Niederterrassen einen höheren Feinkornanteil zeigen. Auch die etwas intensivere rötlich braune Färbung und der höhere Anteil an Quarzgeröllen weisen auf eine stärkere Verwitterung hin. Im Geröllspektrum dominieren Quarzit, quarzitischer Sandstein und Quarz, untergeordnet sind Sandsteine und Tonschiefer vertreten. Im Einzugsgebiet der Vulkanite sind auch basaltische und andesitische Gerölle nachweisbar. Das Geröllspektrum der Mittelterrassen bleibt gegenüber den Hauptterrassen unverändert. Der Quarzanteil nimmt zu Gunsten eines höheren Schieferanteils ab. Die Niederterrassen sind durch einen geringeren Verwitterungsgrad charakterisiert. Der Quarzanteil nimmt im Vergleich zu den Haupt- und Mittelterrassen ab, graue Sedimentfarben dominieren.

Mächtigkeit: Die Terrassen der kleinen Flüsse erreichen Maximalmächtigkeiten von 2 bis 3 m. Durchschnittlich sind 0,5 bis 1,5 m zu verzeichnen.

Löss, Lösslehm, Schwemmlöss (lo)

Die Hauptverbreitungsgebiete von Löss, Lösslehm und Schwemmlöss finden sich im südlichen Westerwald. Löss und Lösslehm sind im Bereich der Terrassen, auf den ebenen Hochflächen und an ost-exponierten Hängen verbreitet, wo sie von der Erosion weitgehend verschont blieben. Die Nähe zum Neuwieder Becken und den Terrassen des Rheins als Liefergebiete für den Löss, wie auch die geringere Reliefenergie bedingen hier größere Mächtigkeiten im Vergleich zum übrigen Projektgebiet. Schwemmlöss als Ergebnis von Abspülungsprozessen ist nur kleinräumig verbreitet.

Petrographische Charakterisierung: Der Löss im Westerwald besteht aus schwach bis mittel karbonathaltigem Schluff. Aufgrund der höheren Niederschläge und der geringeren Sedimentationsmächtigkeit im Vergleich zum Neuwieder Becken ist Lösslehm weit verbreitet, der sich nach Karbonatauswaschung und Tonmineralneubildung aus dem ursprünglichen Löss gebildet hat. Im Korngrößenspektrum dominieren schluffige bis schluffig-tonige Lehme. Im Schwemmlöss sind vereinzelt Sandbändchen oder Geröllschnüre eingeschaltet, die auf Umlagerung hinweisen.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten der Löss- und Schwemmlöss- schwanken zwischen 0,5 und 3 m.

Fließerden (fl, flSQ, flB, flsVu)

Weiträumig sind der ursprünglich eingewehte Löss und der durch Karbonatauswaschung entstandene Lösslehm durch solifluidalen Transport und Kryoturbation in periglaziale Schuttdecken eingearbeitet. Deutlich löss- bzw. lösslehmgeprägt sind die Haupt- und Mittellagen der Fließerden. Die pleistozänen Lagen sind das Ergebnis von geli-solifluidalen und -mixtiven sowie untergeordnet aquatisch-denudativen Prozessen des periglazialen Milieus. Dabei entstand ein schwach oder nicht geschichtetes, z. T. verfestigtes Lockergestein. An den Hängen der Vulkankuppen sind kleinräumig große Blöcke der entsprechenden Vulkanite verbreitet. Sie sind durch Verwitterung aus dem Gesteinsverband herausgelöst. Zum Teil befinden sie sich noch am Ort ihrer Entstehung, oder sie sind auf kurze Entfernung hangabwärts verlagert. Sie sind, ebenso wie kleinräumig auftretende Rutschmassen im Verbreitungsgebiet tertiärer Tone, aus Maßstabsgründen nicht in der geologischen Karte dargestellt.

Petrographische Charakterisierung: Im Westerwald lassen sich insbesondere Fließerden aus Lehm mit Gesteinskomponenten intermediärer bis saurer Vulkanite (flsVu) von Fließerden aus Lehm mit Basaltbruchstücken (flB) und von Fließerden mit wechselnden Anteilen an Schiefer-, Sandstein- und Quarzitbruchstücken (flSQ) in Abhängigkeit vom Liefergebiet unterscheiden. Fließerden, die nicht eindeutig mit einer Liefergesteinsgruppe in Beziehung stehen oder die sich aus unterschiedlichen petrographischen Gesteinen aufbauen, wurden in der geologischen Karte zu „Fließerde und ähnliche Umlagerungsbildungen“ (fl) zusammengefasst.

Mächtigkeit: An den Unterhängen der Vulkanitkuppen und an den Übergängen zu den Talauen erreichen die pleistozänen Umlagerungssedimente bis 20 m Mächtigkeit. Dabei nimmt der Anteil an Gesteinsbruchstücken in den Fließerden mit der Entfernung von den Kuppen ab, während die Tuff-Anteile zunehmen.

2.2.2.2.5 Holozäne Sedimente

Moorbildungen (hm)

Moore treten unter anderem im Gebiet der Westerwälder Seenplatte auf. Kleinräumig sind Moorbildungen auch im basaltisch geprägten Westerwald (z. B. bei Alpenrod) verbreitet.

Petrographische Charakterisierung und Mächtigkeit: Am Brinkenweiher wurde ein ca. 80 cm mächtiger Niedermoortorf mit eingeschalteten Sedimentlagen und Vererdungshorizonten erbohrt (SABEL & FISCHER 1987). Ein weiteres Vorkommen ist in der Talau des Elbbachs südwestlich von Ailertchen belegt, das aus Maßstabsgründen nicht dargestellt ist.

Auensedimente und Abschwemmassen (ha)

Die üblicherweise bei der geologischen Kartierung eigenständig dokumentierten Einheiten „Auensedimente“ und „Abschwemmassen“ wurden in der vorliegenden Geologischen Karte Westerwaldkreis zu einer Einheit zusammengefasst. Da AHRENS (1942) in seiner Kartierung eine entsprechende Differenzierung nicht vorgenommen hat und eine Neuaufnahme des Quartärs nicht erfolgt ist, musste auf eine Differenzierung verzichtet werden. Abschwemmassen, die an den Unterhängen und Talanfangsmulden weit verbreitet sind, verzahnen sich häufig mit Auensedimenten, ohne dass im Relief eine Stufe oder Kante ausgebildet wäre. Die Mehrphasigkeit der Auenlehmbildung in Abhängigkeit menschlicher Rodungsaktivitäten seit der Römerzeit ist auch im Westerwald nachweisbar, aber nur lokal dokumentiert (STOLZ 2011, STOLZ & GRUNERT 2008a).

Petrographische Charakterisierung: Die Auensedimente setzen sich aus Sanden und Lehmen mit geringem Kiesanteil zusammen. Im Überflutungsbereich dominieren feinkörnige Sande und Lehme, die während Hochwasserphasen akkumuliert wurden. Die Abschwemmassen als Ergebnis des flächenhaften Abtrags sind im Gegensatz zu den pleistozänen Fließerden durch eine geringere Lagerungsdichte und einen geringeren Steingehalt charakterisiert. Die höheren Humusgehalte resultieren aus der Umlagerung von humosen Oberböden. Ihnen fehlt die charakteristische Schichtung von Auensedimenten.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeiten der Auensedimente und Abschwemmassen schwanken zwischen wenigen Dezimetern und bis zu 5 m.

Künstlich verändertes Gelände (y)

Die in der geologischen Karte als „künstlich verändertes Gelände“ bezeichneten Flächen erheben nicht den Anspruch auf Vollständigkeit. Neuere Abgrabungen, aber auch alte anthropogene Aufschüttungen sind in den ausgewerteten geologischen Karten nicht oder nur unvollständig dokumentiert. Durch die seit römischer Zeit erfolgte intensive Rohstoffgewinnung im Westerwald sind eine Vielzahl von Gruben und Steinbrüchen entstanden, die später mit Material unterschiedlichster Zusammensetzung verfüllt oder teilverfüllt wurden.

Petrographische Charakterisierung und Mächtigkeit: Zusammensetzung und Mächtigkeiten der künstlichen Aufschüttungen wechseln sehr stark. Während auf ausgeblimsten Flächen nur geringmächtig Bodensedimente mit geringem Fremdmassenanteilen aufgebracht wurden, wurden in ehemaligen Tongruben und Steinbrüchen bis zu mehreren Zehnermetern mächtige Abraummassen oder Müll deponiert.

2.2.3 Tektonik

2.2.3.1 Paläozoische Tektonik

2.2.3.1.1 Struktureller Überblick

Im Nordwesten des Projektgebietes trennt die Siegener Hauptaufschiebung (siehe z. B. FENCHEL & LUSZNAT 1985) das sogenannte Siegener Antiklinorium in zwei Teile. Im Südosten dieser Großstörung, die nördlich Leutesdorf den Rhein überquert, ist der Siegener Schuppensattel zu finden.

Die Siegener Hauptaufschiebung wie auch der Siegener Schuppensattel lassen sich vom Rhein bis in das Siegerland im Nordosten verfolgen. Im Projektgebiet ist diese Großstörung nordöstlich von Altenkirchen nachzuweisen. Nordwestlich dieser Störung verläuft im Süden der Sattel von Hönningen-Seifen, der vom Rhein kommend bis in die Gegend von Altenkirchen zu beobachten ist, wo er dann abtaucht. Weiter nordöstlich, im Bereich der Nister, im äußersten Nordwesten des Projektgebietes, sind Gesteine der Mittelsiegen-Schichten des Wehbacher Sattels aufgeschlossen.

Von Nordwesten bis nach Südosten stehen im Projektgebiet zunehmend jüngere Gesteine an. Folgen die Siegen-Schichten, die sich auf den Nordwestteil des Projektgebietes beschränken, noch relativ ungestört aufeinander, so lässt sich im Süden ein deutlicher Schuppenbau beobachten, wie durch die mehrfache Wiederholung des Ems-Quarzits s. l. leicht zu erkennen ist.

Der äußerste Südosten des Projektgebietes wird durch eine weitere Großstörung, die Boppard-Dausenauer-Görgeshausener Störung, begrenzt. Diese Störung, vom Rhein kommend, quert bei Dausenau die Lahn und ist im Projektgebiet bis nach Görgeshausen zu verfolgen. Während sie am Rhein sehr flach einfällt und eine Überschiebung darstellt, ist sie im Projektgebiet eine sehr steil einfallende Aufschiebung. Deshalb wird im Folgenden nicht wie sonst üblich von Bopparder Überschiebung gesprochen, sondern der übergeordnete Begriff Störung verwendet. Unmittelbar südöstlich dieser Störung wird die Oberems-Abfolge durch Gesteine des Unterems der Lahnmulde abgelöst. Diese beiden Großstörungen, Boppard-Dausenauer-Görgeshausener Störung und Siegener Hauptaufschiebung, bilden strukturell gesehen die Begrenzung der Moselmulde bzw. des Moselsynklinoriums, d. h., dass im Projektgebiet von Nordwesten bis nach Südosten die gesamte Moselmulde aufgeschlossen ist. Bei Görgeshausen wird die Boppard-Dausenauer-Görgeshausener Störung wiederum durch eine Querstörung abgeschnitten. Nordöstlich dieser Querstörung lassen sich die jüngsten Gesteine des Projektgebietes in der sogenannten Niedererbacher Mulde beobachten. Hier sind im Gegensatz zum restlichen Gebiet nicht nur Gesteine des Unterdevons, sondern auch Mittel- und Oberdevon aufgeschlossen. Nach der GK 25 Blatt 5514 Hadamar ist bei der Ortschaft Hundsanzen als jüngste stratigraphische Einheit noch Unterkarbon (Kulm) nachweisbar.

Weitere bedeutende Störungen, wie z. B. die Ehrenbreitsteiner Störung östlich Vallendar (Abb. 2.21, Kap. 2.2.3.1.2), sind im Süden des Kartiergebietes zu finden. Dabei handelt es sich um streichende Störungen, die zu Schichtausfällen bzw. Schichtwiederholungen, hier besonders des Ems-Quarzits s. l., führen.

2.2.3.1.2 Struktureinheiten

Die Struktureinheiten sind durch die variskische Tektonik bestimmt. Das Kartiergebiet kann schematisch in drei strukturelle Großgebiete unterteilt werden (Abb. 2.21). Sie werden im Folgenden von Nordwesten nach Südosten einzeln beschrieben.

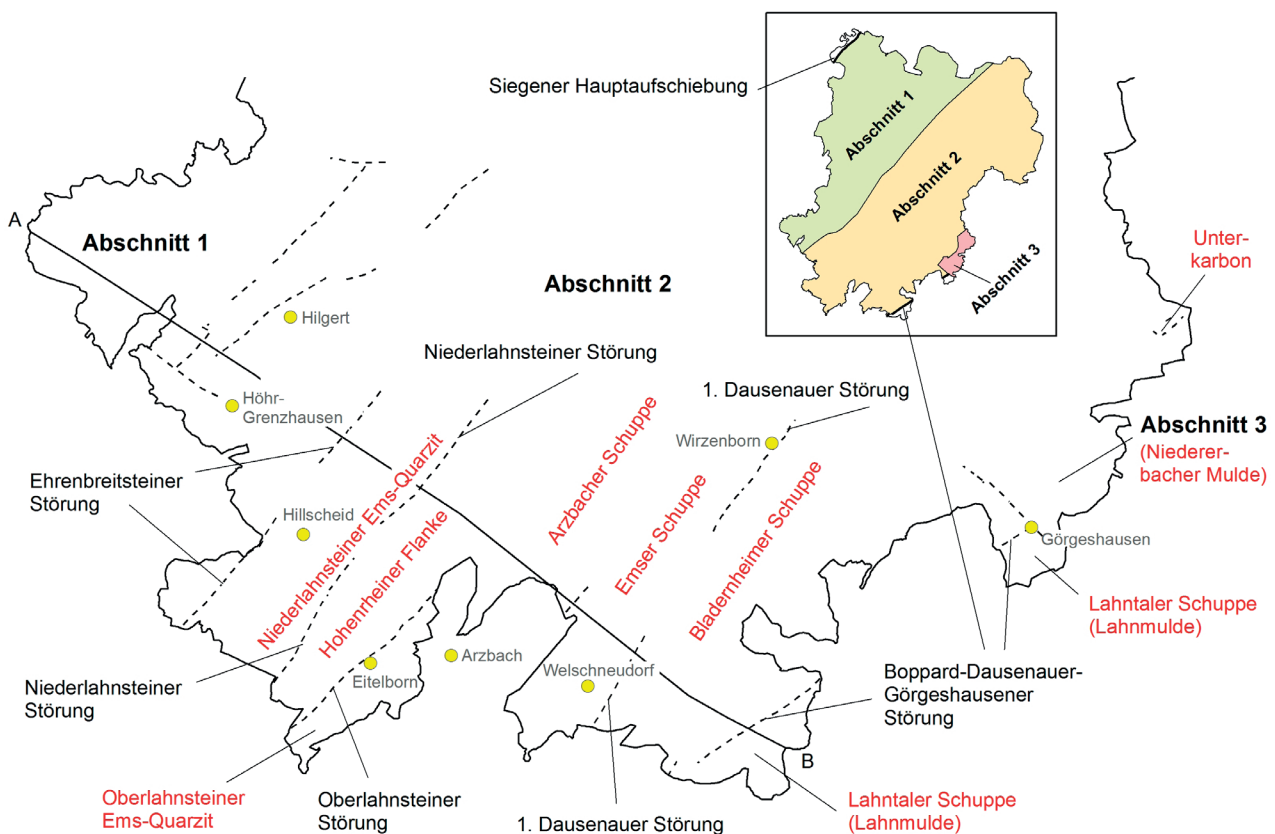


Abb. 2.21: Die Struktureinheiten des Kartiergebietes (Geologischer Schnitt A–B siehe Abb. 2.24).

Abschnitt 1 erstreckt sich von der Siegener Hauptaufschiebung im Nordwesten bis zum Ausstrich des ersten Ems-Quarzit-Zugs, der von Bad Marienberg bis nach Höhr-Grenzhausen reicht. Dieser Abschnitt ist, sieht man von der Siegener Hauptaufschiebung und der Störung nordwestlich Hilgert ab, durch bloßen Faltenbau, ohne nennenswerte Störungen, gekennzeichnet.

Abschnitt 2 beginnt mit dem oben erwähnten Ems-Quarzit-Zug und reicht bis zur Boppard-Dausenauer-Görgeshausener Störung im äußersten Südosten des Kartiergebietes. Dieser Teil ist durch eine intensive Schuppentektonik charakterisiert.

Abschnitt 3 erfasst die Niedererbacher Mitteldevon-Mulde.