

Hydrogeologische Kartierung Westerwaldkreis

Projektleitung

Dr. Bettina Wagner
(LGB)

Bearbeitung:

Dr. Ulrich Dehner, Dr. Jürgen Gad, Dr. Karl-Heinz Hohberger, Dr. Michael Weidenfeller, Thomas Wiesner
(LGB)

Christof Baumeister, Norbert Demuth, Jochen Kampf, Dr. Andreas Meuser, Wolfgang Plaul
(LUWG)

Dr. Ulrich Steinrücken
(Soilution GbR)

Professor Dr. Ulrich Schreiber
(Universität Duisburg-Essen)

IMPRESSUM

- Herausgeber:** Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (LGB)
Emy-Roeder-Str. 5·55129 Mainz

Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz (LUWG)
Kaiser-Friedrich-Str. 7·55116 Mainz
- Redaktion:** Dr. Klaus Steingötter, Dr. Bettina Wagner (LGB)
- Digit. Kartografie:** Andrea Chelmouni, Silvia Kraft, Dr. Bettina Wagner, Thomas Wiesner (LGB)
- Fotos:** Dr. Ulrich Dehner, Dr. Jürgen Gad, Dr. Stephan Sauer, Ansgar Wehinger,
Dr. Michael Weidenfeller (LGB), ARGEBO, CATENA
- Satz:** Tatjana Schollmayer (LUWG)
- Druck:** Lattreuter GmbH, Nierstein
- Auflage:** 250 Exemplare

© April 2015

Nachdruck und Wiedergabe nur mit Genehmigung der Herausgeber

VORWORT

Das Landesamt für Geologie und Bergbau führt zusammen mit dem Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht schwerpunktmäßig geowissenschaftliche Raumanalysen für bedeutende Grundwasservorkommen in Rheinland-Pfalz durch. Ziel ist die Erstellung von Planungsgrundlagen, um eine sichere und umweltverträgliche Grundwasserbewirtschaftung und einen vorsorgenden Grundwasserschutz zu ermöglichen.

Untersucht werden die geologischen und bodenkundlichen Gegebenheiten, die großräumigen Lagerungsverhältnisse der Gesteine, die hydrologischen Beziehungen der verschiedenen Grundwasserleiter zueinander und zu oberirdischen Gewässern, die Grundwasserneubildung sowie die hydrochemischen Verhältnisse. Die Ergebnisse werden in einem Kartenwerk dokumentiert, dessen Themen und Maßstäbe sich nach den jeweiligen Erfordernissen richten.

Besonders bei Planungsaufgaben und Nutzungskonflikten sind derartige geologische, hydrogeologische und bodenkundliche Grundlagen wichtige Bewertungskriterien. So können z. B. für die von der Landesregierung präferierte Nutzung von Erdwärme für Heiz- und Kühlzwecke, die zunehmend an Bedeutung gewinnt, sowohl die Belange des Grundwasserschutzes als auch die optimale Auslegung der Erdwärmesonden in besonderem Maße berücksichtigt werden.

Während die bisher durchgeführten Projekte die verschiedenen Grundwasserleiter des Rheins sowie der mesozoischen Ablagerungen in Rheinland-Pfalz näher beschreiben, wird mit der hier vorliegenden Kartierung des Westerwaldkreises erstmals ein Gebiet erfasst, in dem paläozoische Gesteinsabfolgen des Rheinischen Schiefergebirges sowie tertiäre Vulkanite des Westerwaldes die regional bedeutsamen Grundwasserleiter bilden. Aufgrund der hier besonders komplizierten geologischen Verhältnisse liegt der Schwerpunkt dieser Kartierung auf der Darstellung des geologisch-hydrogeologischen Baus.

Grundlage der Bearbeitung sind die in den beiden Behörden vorhandenen Fachinformationssysteme. Die räumliche Umsetzung erfolgt mit Hilfe von GIS-Systemen (ArcInfo, ArcGIS), sodass eine Zusammenführung mit Informationen anderer Fachthemen digital möglich ist.

Allen, die an diesem Projekt mitgewirkt haben, sei an dieser Stelle herzlich gedankt. Auch in Zukunft ist im Sinne einer nachhaltigen Grundwasserbewirtschaftung und eines vorsorgenden Grundwasserschutzes eine Fortsetzung dieser Zusammenarbeit weiterhin notwendig.



PROF. DR. GEORG WIEBER
KOMMISSARISCHER LEITER
DES LANDESAMTES FÜR GEOLOGIE
UND BERGBAU RHEINLAND-PFALZ



DR.-ING. STEFAN HILL
PRÄSIDENT DES LANDESAMTES FÜR UMWELT,
WASSERWIRTSCHAFT UND GEWERBEAUSICHT
RHEINLAND-PFALZ

INHALT

Verzeichnis der Anlagen	6
Einführung	7
1 Geographisch-naturräumlicher Überblick	9
2 Geologie	14
2.1 Vorbemerkungen	14
2.1.1 Historie, Methoden und Problemstellungen bei der Bearbeitung des Paläozoikums	14
2.1.2 Historie, Methoden und Problemstellungen bei der Bearbeitung des Känozoikums	15
2.2 Geologischer Aufbau	16
2.2.1 Einführung	16
2.2.2 Schichtenfolge	19
2.2.2.1 Paläozoikum	19
2.2.2.1.1 Paläozoische Vulkanite	19
2.2.2.1.2 Paläozoische Sedimente	19
2.2.2.2 Känozoikum	33
2.2.2.2.1 Tertiäre Vulkanite	33
2.2.2.2.2 Tertiäre Sedimente	37
2.2.2.2.3 Pleistozäne Vulkanite	42
2.2.2.2.4 Pleistozäne Sedimente	44
2.2.2.2.5 Holozäne Sedimente	46
2.2.3 Tektonik	47
2.2.3.1 Paläozoische Tektonik	47
2.2.3.1.1 Struktureller Überblick	47
2.2.3.1.2 Struktureinheiten	48
2.2.3.1.3 Faltenbau und Vergenz	56
2.2.3.1.4 Störungen	57
2.2.3.2 Känozoische Tektonik	59
3 Böden	61
3.1 Die Bodenkarte 1: 50 000 (BK 50)	61
3.2 Ausgangssubstrate der Bodenbildung	62
3.3 Bodenlandschaften	63
4 Bodenhydrologie	68
4.1 Einleitung	68
4.2 Methodik	68
4.3 Bodenhydrologie im Westerwaldkreis	70
5 Hydrogeologie	74
5.1 Beschreibung der hydrogeologischen Einheiten	74
5.1.1 Paläozoikum	74
5.1.1.1 Paläozoische Vulkanite	74
5.1.1.2 Devon: hauptsächlich Ton- und Siltschiefer, untergeordnet quarzitischer Sandstein sowie geschieferter Feinsandstein („Devonische Schiefer“)	74

5.1.1.3	Devon: Wechselfolge von quarzitischen Sandsteinen, Ton- und Siltschiefern („Devonische Wechselfolge“)	76
5.1.1.4	Devon: hauptsächlich quarzitischer Sandstein bzw. Quarzsandstein, untergeordnet Ton- und Siltschiefer („Devonische Quarzite“)	78
5.1.1.5	Devon: Kalkstein („Devonische Kalksteine“)	79
5.1.1.6	Kulm	79
5.1.2	Mesozoikum und Känozoikum	79
5.1.2.1	Mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke	79
5.1.2.2	Tertiäre Vulkanite	80
5.1.2.3	Tertiäre Sedimente	85
5.1.2.3.1	Tertiäre Sedimente, feinklastisch	85
5.1.2.3.2	Tertiäre Sedimente, grobklastisch	86
5.1.2.4	Quartäre Vulkanite	87
5.1.2.5	Quartäre Sedimente	87
5.2	Hydraulische Kennwerte	87
5.2.1	Devon: hauptsächlich Ton- und Siltschiefer, untergeordnet quarzitischer Sandstein sowie geschieferter Feinsandstein („Devonische Schiefer“)	88
5.2.2	Devon: Wechselfolge von quarzitischen Sandsteinen, Ton- und Siltschiefern („Devonische Wechselfolge“)	90
5.2.3	Devon: hauptsächlich quarzitischer Sandstein bzw. Quarzsandstein, untergeordnet Ton- und Siltschiefer („Devonische Quarzite“)	91
5.2.4	Tertiäre Vulkanite	92
5.2.5	Tertiäre Sedimente	94
5.3	Hydrologische Verhältnisse	96
5.3.1	Mittlere jährliche Niederschlagshöhe (1979 bis 2008)	96
5.3.2	Mittlere jährliche aktuelle Verdunstungshöhe (1979 bis 2008)	96
5.3.3	Mittlerer jährlicher Abfluss (1979 bis 2008)	98
5.4	Grundwasserneubildung aus Abflussdaten	100
5.4.1.	Grundwasserneubildung nach BOUGHTON/CHAPMAN	101
5.4.2.	Grundwasserneubildung mittels rechnerischer Methoden	107
5.4.2.1	Regionalisierung des mittleren Niedrigwasserabflusses	107
5.4.2.2	Grundwasserneubildung nach KILLE und WUNDT	107
5.4.3	Vergleich der Methoden BOUGHTON/CHAPMAN und KILLE/WUNDT	110
5.5	Grundwasserbeschaffenheit	111
5.5.1	Allgemeine Charakteristik der Grundwasserbeschaffenheit	111
5.5.1.1	Datengrundlage und Datendarstellung	111
5.5.1.2	Charakterisierung der Grundwässer nach hydrogeologischen Einheiten	113
5.5.1.2.1	Devon: hauptsächlich Ton- und Siltschiefer, untergeordnet quarzitischer Sandstein sowie geschieferter Feinsandstein („Devonische Schiefer“)	114
5.5.1.2.2	Devon: Wechselfolge von quarzitischen Sandsteinen, Ton- und Siltschiefern („Devonische Wechselfolge“)	116
5.5.1.2.3	Devon: hauptsächlich quarzitischer Sandstein bzw. Quarzsandstein, untergeordnet Ton- und Siltschiefer („Devonische Quarzite“)	118
5.5.1.2.4	Tertiäre Vulkanite	120
5.5.1.2.5	Tertiäre Sedimente	122
Schriften		126

VERZEICHNIS DER ANLAGEN

- 1 Geologie
- 2 Geologische Schnitte A–A', C–C', D–D', E–E', F–F'
- 3 Geologischer Schnitt B–B'
- 4 Böden
- 5 Bodenhydrologie
- 6 Hydrologische Grundlagen und Trinkwasserschutzgebiete
- 7 Hydrogeologische Schnitte A–A', C–C', D–D', E–E', F–F'
- 8 Hydrogeologischer Schnitt B–B'
- 9 Niederschlag
- 10 Verdunstung
- 11 Mittlere Abflusshöhe
- 12 Mittlerer Abfluss
- 13 Mittlere Niedrigwasserabflusshöhe
- 14 Mittlerer Niedrigwasserabfluss
- 15 Grundwasserneubildung

EINFÜHRUNG

Das ca. 990 km² große Untersuchungsgebiet liegt im Westerwald und erfasst die hydrogeologischen Teilräume „Paläozoikum des nördlichen Rheinischen Schiefergebirges“, „Paläozoikum des südlichen Rheinischen Schiefergebirges“ sowie „Tertiär des Westerwaldes“ und „Lahn-Dill-Gebiet“ (LGB 2005). Es wird aus Gesteinen des paläozoischen Grundgebirges und des känozoischen Deckgebirges aufgebaut. Dabei stellen besonders die devonischen Quarzite der Montabaurer Höhe sowie die tertiären Vulkanite des Hohen Westerwaldes bedeutende Kluffgrundwasserleiter für die Wassergewinnung dar (MUF 1998).

Die durch die variskische Gebirgsbildung verfalteten, z. T. zerbrochenen oder weit übereinander geschobenen devonischen Ablagerungen führen zusammen mit dem z. T. kleinräumigen Wechsel sedimentärer und magmatischer tertiärer Ablagerungen zu einem geologisch sehr kompliziert aufgebautem Gebiet. Der Schwerpunkt dieser Kartierung liegt deshalb auf der Darstellung des geologisch-hydrogeologischen Baus.

Grundlage des Kartenwerks ist die „Geologische Karte des Westerwälder Tertiärs“ im Maßstab 1:50 000, die vom Reichsamt für Bodenforschung (AHRENS 1942) herausgegeben wurde. Die 1939 abgeschlossene geologische Aufnahme erfolgte durch W. AHRENS mit Beiträgen von F. MICHELS. Als Basis wurden geologische Manuskriptkarten von AHRENS (AHRENS o. J.) digitalisiert, georeferenziert und mit der aktuellen topographischen Karte hinterlegt. Besondere Berücksichtigung fanden die Kartierungen von Professor Dr. U. SCHREIBER und seinen Studierenden (z. B. SCHREIBER in Vorb., Universität Duisburg-Essen), die insbesondere die Vulkanite auf der Basis von Geländeaufnahmen und geochemischen Untersuchungen differenziert gliedern.

In den westlichen und südlichen Randbereichen des Untersuchungsgebietes wurden die Blätter 5511 Bendorf (ELKHOLY & FRANKE 2004), 5611 Koblenz (GAD et al. 2007/08), 5613 Schaumburg (REQUADT 1990) und 5612 Bad Ems (KAYSER 1891/92) der Geologischen Karte 1:25 000 berücksichtigt. Dabei mussten die jeweiligen geologischen Einheiten der Gesamtlegende des neuen Kartenblattes neu zusammengestellt und an den Blattgrenzen angepasst werden.

Eine Neubearbeitung erfuhr das Devon in Form einer Übersichtskartierung, da es in den Karten von AHRENS (o. J., 1942) weitgehend ungegliedert geblieben war. Hier führten aktuelle Geländeaufnahmen zu einer Neufassung des geologischen und tektonischen Baus. Auch die Auswertung einer Vielzahl von Bohrungen, die AHRENS in den 30er Jahren des letzten Jahrhunderts noch nicht zur Verfügung standen, trugen zu einer Modifizierung des Kartenbildes und zu einer verbesserten Darstellung der geologischen Schnitte bei. Die ehemals geringe Bohrdichte wurde insbesondere durch Erdwärmesondenbohrungen und im Süden des Untersuchungsgebietes durch zahlreiche Bohrungen im Zuge des Neubaus der ICE-Strecke Köln–Rhein/Main deutlich vergrößert.

Die Wasserversorgung des Westerwaldkreises erfolgt größtenteils aus Versorgungsanlagen der Verbandsgemeinden. Bedeutende Gewinnungsgebiete sind vor allem das Gebiet Montabaurer Höhe mit 63 Gewinnungsanlagen und das Gewinnungsgebiet Stadtwald Hachenburg mit 22 Gewinnungsanlagen (Kreisverwaltung des Westerwaldkreises 2012). Zudem liegt mit dem Stollen Alexandria eine der bedeutendsten Trinkwassergewinnungsanlagen des nördlichen Rheinland-Pfalz im Projektgebiet. Die Entnahmen im gesamten Bearbeitungsgebiet betragen für das Jahr 2013 insgesamt 11,3 Mio m³/a, davon 11,1 Mio m³/a für die öffentliche Trinkwasserversorgung.

Das Untersuchungsgebiet ist daher von besonderer Bedeutung für die Trinkwassergewinnung der Region. Die Beschreibung des komplexen geologisch-hydrogeologischen Baus sowie die aktuellen hydrogeologischen Interpretationen bieten eine wichtige Grundlage für den vorsorgenden Grundwasserschutz.

Die vorliegende Kartierung liefert Basisinformationen für die Ausweisung von Wasserschutzgebieten und stellt Grundlagendaten zur Verfügung, die eine bessere Bewertung von Grundwasserentnahmen im Hinblick auf Auswirkungen auf oberirdische Gewässer und Landökosysteme ermöglichen. Das Kartenwerk bietet zudem wichtige Informationen für Sanierungsplanungen bei Schadensfällen und für Überwachungsmaßnahmen und dient als Entscheidungshilfe bei der Beurteilung der Eignung des Untergrundes für eine geothermische Nutzung.

Ohne die Unterstützung und Hilfe durch Dritte ist ein solch umfangreiches Kartenwerk nicht möglich. Unser Dank gilt deshalb allen beteiligten staatlichen und kommunalen Stellen, insbesondere der Struktur- und Genehmigungsdirektion Nord sowie den Trägern der öffentlichen Wasserversorgung.

1 GEOGRAPHISCH-NATURRÄUMLICHER ÜBERBLICK

Das Untersuchungsgebiet der hydrogeologischen Kartierung liegt im Nordosten von Rheinland-Pfalz und grenzt an Hessen sowie Nordrhein-Westfalen. Politisch umfasst es fast vollständig den Westerwaldkreis. Zusätzlich umschließt das Projektgebiet den nördlichen Teil der Gemeinde Marienhausen, die dem Landkreis Neuwied angehört (Abb. 1.1).

Somit wird die westliche Begrenzung durch die Ortschaften Höhr-Grenzhausen, Nauort, Breitenau, Marienrachdorf sowie Roßbach, Wahlrod und Kroppach markiert. Die Gemeinden Mörsbach, Neunkhausen und Liebenscheid kennzeichnen die nördliche Ausdehnung. Im Osten und Süden bilden die Orte Rehe, Neunkirchen, Irmtraut, Hundsangen, Nentershausen sowie Hübingen, Welschneudorf und Eitelborn die Begrenzung. Die Projektgrenze umschließt damit eine Fläche von ca. 990 km².

Der Westerwaldkreis umfasst 10 Verbandsgemeinden mit insgesamt 192 Gemeinden. Die Kernzone der Besiedlung liegt mit rund 12.600 Einwohnern in der Kreisstadt Montabaur. Weitere Städte sind Höhr-Grenzhausen mit 9.300, Ransbach-Baumbach mit 7.400 und Hachenburg mit 5.800 Einwohnern. Auch in den Kleinstädten Bad Marienberg, Westerburg und Wirges liegt die Einwohnerzahl über 5.000, während in Rennerod und Selters weniger als 4.200 bzw. 2.800 Menschen leben. Insgesamt überwiegen im Westerwaldkreis kleinere Gemeinden mit 200 bis 2.000 Einwohnern (Statistisches Landesamt Rheinland-Pfalz 2014).

Das Projektgebiet gliedert sich in die naturräumlichen Haupteinheiten Hoher Westerwald, Oberwesterwald und Niederwesterwald. Lediglich an den Rändern des Untersuchungsgebietes werden weitere Einheiten berührt: im Nordwesten das Mittelsiegbergland, im Nordosten das Dilltal, im Südwesten das Mittelrheinische Becken sowie im Südosten das Limburger Becken (Abb. 1.2).

Hoher Westerwald

Der Hohe Westerwald bildet mit einer mittleren Höhe von ca. 510 m NN die am höchsten gelegene naturräumliche Einheit des Projektgebietes. Kernfläche ist die ca. 160 km² große Westerwälder Basalthochfläche, die sich durch ein flachwelliges und nur mäßig zertaltes Relief auszeichnet (FISCHER 1972). Die Einheit liegt im Wesentlichen auf einem Höhenniveau von 460 bis 580 m NN. Im Nordosten können einzelne Erhebungen über 650 m NN ansteigen. Höchster Punkt ist mit 657 m NN die Fuchskaute, die auch die höchste Erhebung des Westerwaldes darstellt. Höhenlagen unter 460 m befinden sich nur in den Tälern, wie z. B. im Tal der Kleinen Nister sowie in den Einschnitten der Quellbäche des Elbbachs. Noch tiefer eingeschnitten hat sich einzig die Nister, in deren Tal mit 321 m NN der tiefste Punkt der Westerwälder Basalthochfläche liegt. Das Gebiet ist durch feuchtkühles Klima gekennzeichnet, das kaum ackerbauliche Nutzung zulässt (FISCHER 1972). Folglich dominieren die Grünlandwirtschaft sowie in Folge einer umfangreichen Aufforstung die Forstwirtschaft.

Das im Nordwesten anschließende Neunkhausen-Weitefelder Plateau nimmt im Arbeitsgebiet lediglich eine Fläche von 11 km² ein. Die überwiegend als Grünland genutzte Hochfläche erreicht mit 550 m NN östlich von Langenbach bei Kirburg ihre höchste Erhebung, die damit etwa 100 m niedriger als die der Westerwälder Basalthochfläche liegt.

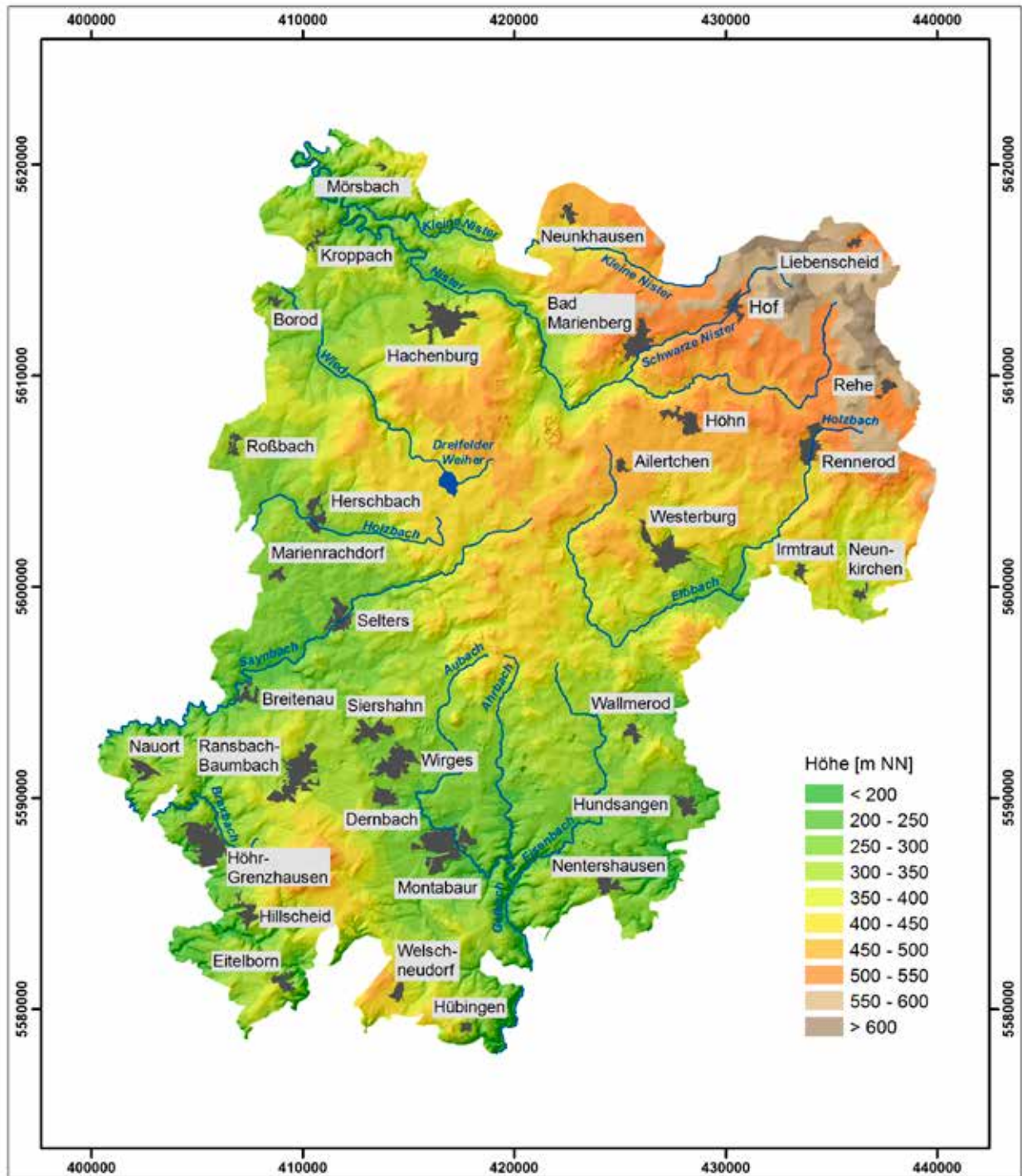


Abb. 1.1: Geographische Übersichtskarte des Westerwaldkreises.

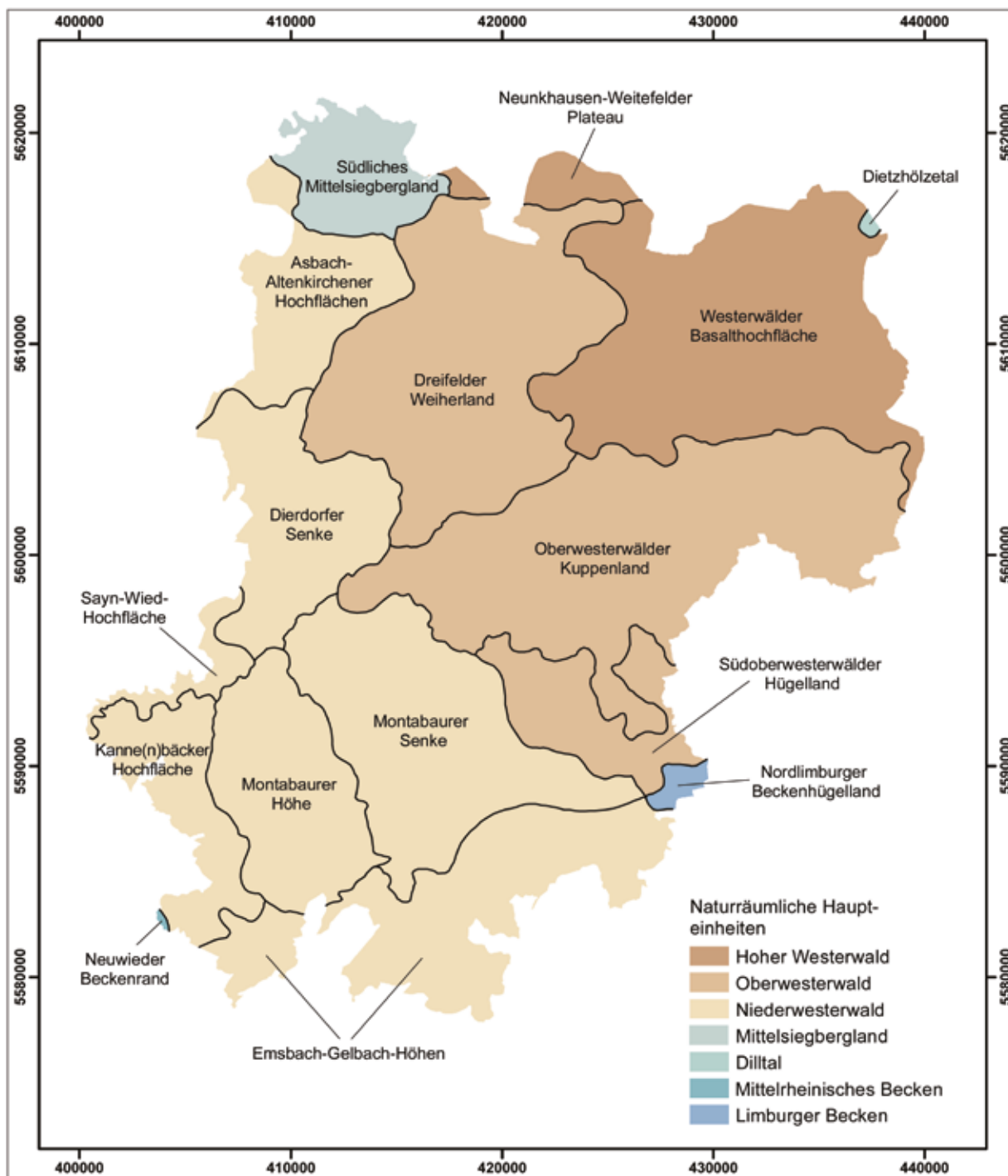


Abb. 1.2: Naturräumliche Gliederung des Westerwaldkreises (Haupt- und Untereinheiten) (FISCHER 1972, MÜLLER-MINY & BÜRGENER 1971).

Oberwesterwald

Der Übergang vom Hohen Westerwald zum Oberwesterwälder Kuppenland, das bereits dem Oberwesterwald zugeordnet wird, ist nördlich von Westerburg, südlich von Rennerod sowie in der Umgebung von Oberrod durch einen stufenartigen Abfall von mindestens 30 m gekennzeichnet (FISCHER 1972). Im Mittel liegt das hügelige und zerriedelte Hochland 110 m tiefer als der Hohe Westerwald, wobei die Einheit von etwa 480 m NN im Norden auf ca. 380 m NN im Süden abfällt (FISCHER 1972). Die Kuppen, Hügel und Rücken sind im Westen der Einheit sowie nördlich Westerburg stark bewaldet, ansonsten überwiegt die Grünlandwirtschaft.

Im Südosten schließt das überwiegend auf 270 bis 330 m NN liegende Südoberwesterwälder Hügelland an. Das zumeist agrarisch genutzte Hügelland ist ein Vorlandsbereich des Oberwesterwaldes, ist aber auch ein Übergangsbereich zum südöstlich anschließenden Limburger Becken, das noch mit einer Fläche von rund 4 km² zum Untersuchungsgebiet gehört (FISCHER 1972).

Kerngebiet des Oberwesterwaldes ist auch das Dreifelder Weiherland, dessen randliche Höhenzüge sich im Nordosten sowie im Südosten auf über 470 m NN erheben. Weitere in ihren höheren Teilen bisweilen stark bewaldete Erhebungen sind der Große Weißenstein mit 510 m NN, der Gräbersberg mit 513 m NN und der westlich davon gelegene Gietzebeul (494 m NN) im Hachenburger Wald. Dieser wird durch die tief eingeschnittene Wied vom Höchstebacher Wald getrennt, dessen höchster Punkt, der Hartenfelser Kopf, etwa 478 m NN hoch ist. Zwischen diesen Höhenzonen liegt ein flachwelliges, eben erscheinendes Plateau (FISCHER 1972). Diese Ebene ist leicht zu den Dreifelder Weihern hin geneigt, die auch namensgebend für diesen Naturraum sind. Von den insgesamt sieben Weihern ist der Dreifelder Weiher mit rund 125 ha der größte, der Hausweiher mit 10 ha der kleinste (FISCHER 1972). Es handelt sich um künstlich aufgestaute Seen um den Ort Dreifelden, die ursprünglich der Fischzucht dienten. Heute überwiegt die touristische Nutzung, zudem sind Teile der Dreifelder Weiher als Naturschutzgebiet ausgewiesen.

Niederwesterwald

Im Nordwesten heben sich die auf einer Höhe von durchschnittlich 290 bis 340 m NN liegenden Asbach-Altenkirchener Hochflächen durch den deutlichen Anstieg zum Dreifelder Weiherland von dem angrenzenden Oberwesterwald markant ab (FISCHER 1972). Die teils bewaldete, überwiegend aber landwirtschaftlich genutzte flachhügelige bis wellige Hochfläche, wird vom Wiedtal in zwei Teile zerschnitten und gehört naturräumlich zum Niederwesterwald.

Der Niederwesterwald wird besonders durch die zwischen dem Oberwesterwald und der Montabaurer Höhe liegende Montabaurer Senke geprägt. Sie zeichnet sich durch einen Wechsel aus weiträumigen Dellen und Mulden, 50 bis 75 m höheren breiten Rücken und einzelnen kleineren vulkanischen Kuppen aus (MÜLLER-MINY & BÜRGENER 1971). Hierbei bildet der 422 m NN hohe Phonolithkegel des Malbergs die höchste und markanteste Erhebung. Im Gegensatz zur Montabaurer Senke mit ihrem vielfältigen Wechsel von Wiesen, Weiden, größeren Dörfern, Ackerland und Waldparzellen ist die südwestlich anschließende Montabaurer Höhe fast vollständig bewaldet.

Dieser Naturraum erhebt sich deutlich über die Montabaurer Senke, wobei sich die höchsten Erhebungen mit 545 m NN (Alarmstange) bzw. 540 m NN (Köppel) auf der eigentlichen Montabaurer Höhe befinden. Im Norden erreicht der Hölzberg eine Höhe von 391 m NN. Dazwischen erstreckt sich die auf etwa 280 m NN liegende Ransbacher Mulde, die zum Teil von miozänen Tonen erfüllt ist (MÜLLER-MINY & BÜRGENER 1971). Da diese von großer wirtschaftlicher Bedeutung sind, prägen teils großflächige Tontagebaue das Landschaftsbild. Westwärts, auf der Kannenbäcker Hochfläche, ist Ton vor allem um Höhr-Grenzhausen abgebaut worden. Er ist zur Grundlage einer keramischen Industrie für

„Westerwälder Kannen und Töpfe“ geworden, wovon sich die mundartliche Bezeichnung „Kannebäcker Land“ ableitet (MÜLLER-MINY & BÜRGENER 1971). Heute werden die Tone darüber hinaus zu Feuerfestwerkstoffen, Elektro- und Sanitärkeramik, Füllstoffen, Bindetonen sowie Dichtungstonen verarbeitet.

Der südlichste Teil des Untersuchungsgebietes erfasst die Emsbach-Gelbach-Höhen, die sich in die Landschaftsräume Horchheimer Höhe, Hochfläche von Welschneudorf und Eppenroder Hochfläche gliedern. Begrenzt werden die Hochflächen durch den Landschaftsraum Emsbachtal, der jedoch nur mit einer Fläche von rund 3 km² in das Arbeitsgebiet östlich Eitelborn reicht und durch das breitsohlige Kastental des Gelbaches, das ab Ettersdorf die südöstliche Grenze des Untersuchungsgebietes markiert.

Eine weitere Hochfläche ist die Sayn-Wied-Hochfläche, deren östlicher Ausläufer noch zum Projektgebiet gehört. In diesem Bereich ist die Einheit überwiegend durch den nach Südwesten entwässernden Saynbach und seine Zuflüsse geprägt, sodass Höhen unter 250 m NN überwiegen.

Im Sayntal liegt auch der niedrigste Punkt der Dierdorfer Senke, die nach Nordosten allmählich auf rund 325 m NN ansteigt. Ihre Oberfläche wird von flachhängigen, niedrigen Hügeln gebildet, die von zahlreichen Bachtälern, wie z. B. den Tälchen des Holzbachsystems, durchzogen werden (FISCHER 1972).

Mittelsiegbergland

Der nördlichste Teil des Projektgebietes liegt bereits im Südlichen Mittelsiegbergland. Die nur mit einer kleinen Fläche vertretene Einheit wird durch die Nister sowie durch die Kleine Nister stark zertalt. Die Höhe nimmt von über 400 m NN im Nordosten auf unter 175 m NN im Nistertal ab.

Limburger Becken

Im Südosten reicht mit einem Ausläufer des Nordlimburger Beckenhügellandes noch ein kleiner Teil des Limburger Beckens in das Projektgebiet. Da die Einheit nur eine Fläche kleiner 4 km² aufweist, spielt sie für das Landschaftsbild des Untersuchungsgebietes nur eine untergeordnete Rolle.

Dilltal und Mittelrheinisches Becken

Im Nordosten des Projektgebietes befindet sich das Dietzhölzetal, das dem Dilltal zuzuordnen ist. Seine Ausdehnung nimmt hier jedoch nur 0,7 km² ein. Einen kleineren Flächeninhalt besitzt nur noch der im äußersten Südwesten erfasste Neuwieder Beckenrand (Mittelrheinisches Becken).

Die Entwässerung des Untersuchungsgebietes erfolgt letztlich über den Rhein und seine rechtsrheinischen Nebenflüsse. Hierzu zählt die Wied, die nördlich Linden entspringt, den Dreihfelder Weiher durchfließt und in nordwestlicher Richtung bei Borod die Projektgrenze passiert. Nach Westen zum Rhein entwässern auch der Holzbach, ein Zufluss der Wied sowie der Saynbach und dessen Nebenfluss Brexbach. Die Nister mit der Kleinen Nister und der Schwarzen Nister strömt dagegen nach Norden zur Sieg. Im Süden fließt der Gelbach, der in seinem Oberlauf Aubach genannt wird, der Lahn zu. In den Gelbach münden bei Wirzenborn auch der Ahrbach sowie bei Reckenthal der Eisenbach. Zudem wird die Lahn vom Elbbach, dessen Quellgebiet bei Ailertchen liegt, und seinen Zuflüssen gespeist.

2 GEOLOGIE

2.1 Vorbemerkungen

2.1.1 Historie, Methoden und Problemstellungen bei der Bearbeitung des Paläozoikums

Grundlage der vorliegenden Geologischen Karte 1:50 000 (GK 50) Westerwaldkreis ist die GK 50 des Westerwälder Tertiärs 1:50 000 von AHRENS (1942). In dieser Übersichtskarte unterscheidet AHRENS im betreffenden Zeitraum lediglich drei stratigraphische Einheiten: „Unterdevon“, „Mittel- und Oberdevon“ sowie „Unterkarbon“. Die von ihm dargestellten Ausbisse der oben genannten stratigraphischen Einheiten wurden im Wesentlichen übernommen, aber einer genaueren Untergliederung unterworfen (siehe Tab. 2.1). Dazu war eine teilweise Neubearbeitung in Form einer Übersichtskartierung notwendig. Die ausgehaltenen Einheiten wurden so gewählt, dass sie im Gelände leicht voneinander zu unterscheiden sind. Sie beruhen auf einem unterschiedlichen Anteil von Sandsteinen und/oder Ton-Siltsteinen. Die so gewählten Einheiten sind rein stratigraphisch gesehen uncharakteristisch, so besteht z. B. sowohl das Untersiegen als auch das Obersiegen vorwiegend aus Schiefern mit gelegentlichen Einschaltungen von Sandsteinen. Für sich betrachtet ist die petrographische Ausbildung weitgehend ähnlich und daher wenig aussagekräftig. Diese schieferbetonten Einheiten werden jedoch von einer sandsteinbetonten Einheit, dem Mittelsiegen, unterbrochen. Dies erlaubt im Zusammenhang mit Gefügedaten die Kartierung der weitgehend monotonen Unterdevon-Abfolgen. Im Hangenden des Siegens ist es der Gilsbach- und der Ems-Quarzit, der eine Abtrennung des schieferbetonten Unter- und Oberems erlaubt. Für die Darstellung der betreffenden Einheiten wurde zusätzlich auf Blätter der GK 25 sowie auf veröffentlichte Spezialkartierungen zurückgegriffen. Bei den GK 25-Blättern handelt es sich im Wesentlichen um die Arbeiten aus der Preußischen Geologischen Landesanstalt, die aus dem 19. Jahrhundert und dem frühen 20. Jahrhundert stammen. Einen neueren Bearbeitungsstand zeigen lediglich die drei GK 25-Blätter 5611 Koblenz (GAD et al. 2007/08), 5613 Schaumburg (REQUADT 1990) und 5511 Bendorf (ELKHOLY & FRANKE 2004). Eine wesentliche Erweiterung des Kenntnisstands über das Grundgebirge im Vergleich zur Preußischen Geologischen Landesaufnahme ergab sich durch die zahlreichen im LGB archivierten Bohrungen, die im Projektgebiet in den letzten Jahrzehnten niedergebracht wurden.

Für die Kompilation der einzelnen Ergebnisse zu einer stringenten Darstellung mussten zahlreiche Widersprüche, die sich aufgrund der unterschiedlichen Methoden der Bearbeiter und den abweichenden Aufschlussverhältnissen zwangsläufig ergaben, überwunden werden.

So weit wie möglich wurde auf eigene Geländedaten zurückgegriffen. Leider stellte sich das Projektgebiet als relativ arm an Aufschlüssen heraus. Hinzu kam, dass zahlreiche ehemalige Aufschlüsse heute restlos verfüllt sind. Im Gegensatz zu den am Mittelrhein häufig zu findenden Makrofossilien, die für die stratigraphische Einordnung der Gesteine außerordentlich hilfreich sind, ist das Projektgebiet praktisch fossilfrei. Die in der GK 50 Westerwaldkreis dargestellten stratigraphischen Einheiten sind daher rein lithostratigraphisch definiert. Für die Lagerungsverhältnisse der einzelnen Einheiten wurde auf die „klein-tektonische“ Arbeitsweise zurückgegriffen.

Vergleicht man die hier vorgestellte GK 50 Westerwaldkreis mit den bereits veröffentlichten Geologischen Übersichtskarten (GÜK 300 von Hessen, HUG 2007 und GÜK 200 Blatt CC 5510 Siegen, ZITZMANN 1989 sowie GÜK 300 von Rheinland-Pfalz, LGB 2003), so werden einige Besonderheiten erkennbar, die sich aus der oben geschilderten Arbeitsweise ergeben. Es fällt z. B. bei den drei Übersichtskarten auf, dass im Bereich der Montabaurer Höhe (von Horressen bis nach Selters) ein im Wesentlichen

zusammenhängender Ems-Quarzit-Ausstrich dargestellt wurde. Nun hat der Ems-Quarzit aber nur eine Mächtigkeit von 250 m (siehe GK 25 Blatt 5611 Koblenz). Diese geringe Mächtigkeit ist mit dem großen flächenhaften Ausstrich schlecht in Übereinstimmung zu bringen.

Tatsächlich weisen die im Bereich der Montabaur Höhe zahlreich vorliegenden Bohrungen darauf hin, dass ein durchgehender Ems-Quarzit-Ausstrich nicht existiert. Etliche Bohrungen haben hingegen mächtige Schieferpakete durchteuft. Eigene Kartierungen im Bereich der Montabaurer Höhe haben praktisch ausschließlich Ems-Quarzit-Lesesteine erbracht. Diese Diskrepanz kann durch eine sekundäre Anreicherung der Lesesteine in den Deckschichten infolge von quartärzeitlichen Prozessen erklärt werden. Kartierungen im Bereich des Hillscheider Bachs und des Kalter Bachs südlich der Montabaurer Höhe zeigen eine durch Störungen unterbrochene Abfolge von emsischen Gesteinen (Unterems bis Oberems) mit insgesamt drei Ems-Quarzit-Zügen bzw. -Schuppen. In der vorliegenden GK 50 wird, aufgrund der vorhandenen Bohrungen, davon ausgegangen, dass sie bis in den Bereich der Montabaurer Höhe streichen. Allerdings ist es aufgrund der meist fehlenden Aufschlüsse und den nur stochastisch vorliegenden Bohrungen nicht möglich, genaue Ausbisse der einzelnen stratigraphischen Einheiten festzulegen. Im Bereich der Montabaurer Höhe werden daher im Streichen der Bachaufschlüsse der Oberems-Unterems-Abfolge, die durch die Ehrenbreitsteiner Störung unterbrochen ist, „Ems, ungegliedert“ (Tab. 2.1), im Streichen von Ems-Quarzit s. l. und Oberems „Oberems, ungegliedert, inklusive Ems-Quarzit s. l.“ und in der hangenden Einheit „Oberems, ungegliedert, im Hangenden des Ems-Quarzits s. l.“ ausgehalten.

Ein weiterer Unterschied im Vergleich zur GÜK 300 von Hessen (HLUG 2007) betrifft den in der vorliegenden GK 50 Westerwaldkreis als Gilsbach-Quarzit s. l. bezeichneten Ausstrich zwischen dem Oberesien und dem Unterems im Nordwesten des Projektgebietes. In der hessischen Karte wird hier für die betreffenden Gesteine ebenfalls Ems-Quarzit angenommen, während in der GÜK 200 CC Blatt Siegen und der GÜK 300 von Rheinland-Pfalz Unterems angegeben ist. Die Gründe für die Einstufung der betreffenden Gesteine zum Gilsbach-Quarzit s. l. werden im Kapitel 2.2.2.1.2 näher erörtert.

Weiterhin fällt auf der GÜK 200 CC Blatt Siegen (ZITZMANN 1989) südöstlich von Montabaur ein breiter Ausstrich von Unterems auf, das durch Störungen vom umgebenden Oberems abgetrennt wird. Hier wurden offensichtlich die Ergebnisse der GK 25 Blatt 5513 Meudt (ANGELBIS 1890/91a) übernommen. Neuere Kartierungen von JENTSCH (1960) stellen die betreffenden Gesteine in das Oberems. Dem wurde in der vorliegenden GK 50 Westerwaldkreis gefolgt.

2.1.2 Historie, Methoden und Problemstellungen bei der Bearbeitung des Känozoikums

Die geologische Bearbeitung des Tertiärs im Westerwald begann im 19. Jahrhundert. Sie war ursprünglich eng an die Exploration von Steine-Erden-Lagerstätten (Ton, Kies/Sand, Braunkohle, Basalt) gebunden (SCHÄFER et al. 2011). Bereits im 19. Jahrhundert und in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts wurden von der Preußischen Geologischen Landesanstalt großräumige geologische Kartierungen im Westerwald durchgeführt, die als Geologische Karten 1:25 000 oder 1:50 000 (Karte des Westerwälder Tertiärs von AHRENS 1942) publiziert wurden. KLÜPFEL (1929) stellt in seiner Arbeit über die Geologie des Westerwaldes geologische Profile vor, die auf Auswertungen von Bohrungen und Untertageaufschlüssen zurückgehen. Über die Vorkommen von Braunkohle, Ton und Tertiärquarzite sind spezielle Arbeiten erschienen, die AHRENS z. T. zusammengefasst hat (AHRENS & VILLWOCK 1966; AHRENS et al. 1960).

Hervorzuheben ist die grundlegende Arbeit von SCHNEIDERHÖHN (1912) über die Petrographie der nicht-basaltischen Eruptivgesteine im südwestlichen Westerwald. Bis Mitte der 60iger Jahre untersuchte AHRENS die Vulkanite des Westerwaldes (AHRENS 1941, 1957). Eine Neubearbeitung der von SCHNEIDERHÖHN (1912) untersuchten Vorkommen führte TERMATH (1966) unter Hinzuziehung geochemischer Analysen durch. Spezielle Veröffentlichungen zur Tektonik liegen von SCHOLTZ (1928) und PFLUG (1959) vor.

Im ausgehenden 20. Jahrhundert wurden die Vulkanite von SCHREIBER (1994, 1996) neu bearbeitet. Überregional bekannt ist die Fossilagerstätte Enspel (TK 25 Blatt 5313 Bad Marienberg), die besonders intensiv untersucht wurde (FELDER et al. 1998, GAUPP & WILKE 1998, SCHINDLER 2011, SCHINDLER & WUTTKE 2010, WUTTKE et al. 2010, 2015).

Die Neubearbeitung der Westerwald-Vulkanite in den letzten 20 Jahren basiert auf Diplomarbeiten sowie mehreren Kartier- und geophysikalischen Geländeübungen der Universitäten Bonn, Köln und Clausenthal. Bei der flächenhaften Kartierung unter Einsatz des Bohrstocks zeigte sich das Problem, dass die erbohrten Tone nicht eindeutig stratigraphisch und genetisch zugeordnet werden können. Neben den rein sedimentär entstandenen Tönen verwittern auch die Vulkanite, insbesondere die Basalte und Tuffe, zu bunt gefleckten, ziegelroten bis violett stichigen Tönen. Großflächig treten auch Ton-Saprolithe an der Geländeoberfläche auf, die im Verbreitungsgebiet der Tonschiefer in situ durch intensive Verwitterung entstanden sind.

2.2 Geologischer Aufbau

2.2.1 Einführung

Das Projektgebiet ist, überregional gesehen, ein Teil der rhenoherynischen Zone des Rheinischen Schiefergebirges. Das Grundgebirge wird aus devonischen bis unterkarbonischen Sedimentgesteinen aufgebaut. Sie wurden im Rahmen der variskischen Gebirgsbildung zu Sätteln und Mulden aufgefaltet und entlang von meist streichenden Störungen gegeneinander verschoben. In die vorhandenen Strukturen sind häufig basische Vulkanite („Diabase und Schalsteine“) eingedrungen. Während des unteren und mittleren Unterems kam es z. T. zur Ablagerung von sauren Tuffen, die sich mit dem Sedimentgestein vermischten (Porphyroide).

Der überwiegende Anteil des Projektgebietes gehört der sogenannten Moselmulde (Moselsynklinorium) an. Die streichende Fortsetzung, die Dillmulde, ist weitestgehend durch die tertiären Basalte der unmittelbaren Beobachtung entzogen. Im äußersten Südosten ist die Lahnmulde aufgeschlossen, während im äußersten Nordwesten noch Teile des nördlich der Siegener Hauptaufschiebung liegenden Siegener Antiklinoriums zu erkennen sind.

Die heutige Landschaft des Westerwaldes ist durch die vielfältigen Gesteine des Tertiärs und die Ablagerungen des Quartärs geprägt. Neben den Vulkaniten sind tertiäre Sedimente weit verbreitet. Oberflächennah überdecken pleistozäne Fließerden und die Tephra des Laacher See Vulkans die älteren Gesteine.

Der vulkanische Westerwald ist Teil des mitteleuropäischen känozoischen Vulkangürtels, der sich seit dem Alttertiär von Schottland über Mittelengland, das Rheinische Schiefergebirge bis in den Egergraben entwickelte (LGB 2005). Das Hauptfeld des vulkanischen Westerwaldes erstreckt sich in Form eines Rechtecks über 40 km in Südwest-Nordost- und 28 km in Nordwest-Südost-Richtung. Das intermediäre Feld ist auf einer Fläche von etwas über 2 Messtischblättern verbreitet, wobei der größte Anteil auf Blatt 5413 Westerburg liegt. Nordöstlich von Westerburg beginnt die monotone Folge der Basalte. Die Vulkanite wurden in zahlreichen Steinbrüchen abgebaut. Einen Überblick zur Historie des Basaltabbaus im Westerwald gibt BARTOLOSCH (1982).

Nach LADNORG (1976) sind die Laven überwiegend subaerisch in großem Umfang ausgetreten. Sie folgten den flachen Tälern und erreichten durch nachfolgende Ströme Mächtigkeiten von z. T. mehr als 80 m. Durchgehende Deckenbasalte, die heute durch die junge Erosion lediglich zerschnitten sein sollen, konnte er nicht feststellen. LADNORG (1976) weist darauf hin, dass die flächenmäßige Darstellung anstehender Basalte in den alten geologischen Karten häufig das Ergebnis von Lesesteinkartierungen gewesen ist. Hierbei wurden ausgedehnte Blockströme und „Basalt-Blocklehmfelder“ solifluidalen Ursprungs als Anstehendes kartiert.

Im südwestlichen Westerwald sind die intermediären und sauren Magmen kuppelförmig in die Tone intrudiert. Die Intrusionen in Form von Stau- und Quellkuppen verstellten die Tone und schleppten sie im Zentrum mit nach oben. Durch seitliches Abgleiten ergaben sich Schichtverdopplungen, wie sie in Ansätzen in der aufgelassenen Tongrube Sainerholz zu erkennen sind.



Abb. 2.1: Basalt im Kontaktbereich zu tertiären Tonen der Arenberg-Formation (Aft) in der Grube Hohe-
wiese (Foto: M. WEIDENFELLER).

TK 25 Blatt 5512 Montabaur, südlich Mogendorf; UTM32-Koordinaten E: 412076, N: 5593008.

Während des Alttertiärs war das Gebiet des heutigen Westerwaldes, ebenso wie das Neuwieder Becken, Teil der von PFLUG (1959) als Bitburg – Kasseler Senkungsfeld bezeichneten Subsidenzzone, die sich vom Pariser Becken bis an den Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges erstreckte. Innerhalb dieser Zone kam es verbreitet zur Ablagerung von kontinentalen mitteleozänen bis oberoligozänen Sedimenten. Vor der Einsenkung der tertiären Becken war das Rheinische Schiefergebirge vermutlich bis auf wenige Zehnermeter oberhalb des Meeresspiegels flächenhaft ausgebildet und tiefgründig verwittert. Unter subtropisch humidem Klima führte die Verwitterung, die bereits Ende des Paläozoikums begann, zu einer Kaolinitisierung und Entfestigung der Gesteine (FELIX-HENNINGSEN 1990, SAUER & FELIX-HENNINGSEN 2006). Über Jahrmillionen bildete sich ein mächtiger Saprolith, der bis heute der Abtragung unterliegt. Die gleiche Verwitterung an Klüftzonen mit hydrothermalen Wasserführung bis in größere Tiefen beschreibt STENGEL-RUTKOWSKI (1976). SPIES (1986) konnte nachweisen, dass die Kaolinitisierung sowohl durch deszendente als auch durch aszendente Wässer erfolgt ist.

Mit Einsetzen der tektonischen Aktivität begann eine verstärkte Abtragung der Verwitterungsrinde. Die Abtragungssedimente wurden als Tone und Sande in die Becken eingeschwemmt. Die ältesten tertiären Sedimente (Eozän) befinden sich im südlichen Westerwald (Immendorf-Formation, Bubenheim-Formation). Es sind zum einen Sande mit eingeschalteten kohligten Lagen, zum anderen Wechselfolgen von limnischen Tonen, Braunkohle-tonen und Braunkohleflözchen. Auch die im Oligozän entstandenen Sedimente lassen sich in eine tonige Fazies mit kohligten Einlagerungen und in eine Kies-Sand dominierte Fazies gliedern (Arenberg-Formation) (SCHÄFER et al. 2011). Die jüngste tertiäre Sedimentationsphase (Pliozän) ist durch Tone mit Braunkohle und Eisenanreicherungen charakterisiert (Dernbach-Formation, Siershahn-Formation). Von kleineren Flüssen wurden die aus den Gängen herausgewitterten Quarze transportiert und als Kies und Sand (Kieseloolithschotter) abgelagert.

Die tertiären Sedimente erreichen insgesamt Mächtigkeiten von über 100 m. Nach AHRENS (1960) sind bei Ruppach-Goldhausen und nordöstlich Montabaur eozäne Sedimente nur geringmächtig verbreitet. Die größten Mächtigkeiten wurden im mittleren und oberen Oligozän abgelagert. Die Tone weisen unterschiedlich starke Sandgehalte auf, z. T. sind Sandlinsen eingeschaltet. Vereinzelt treten fast ausschließlich mit Quarzgeröllen gefüllte fluviatile Erosionsrinnen auf, die auf stärkere Wasserführung und eine Verteilung des Reliefs hinweisen. Wegen der relativ geringen Mächtigkeiten und der nachfolgend erneut ruhigen Sedimentationsbedingungen kann diese Reliefbelebung als kleinräumig eingestuft werden. Eine stärkere Heraushebung des Rheinischen Schiefergebirges, wie sie im Quartär stattgefunden hat, ist nicht nachweisbar.

Während der Glaziale des Pleistozäns lag der Westerwald zwischen dem nordischen Vereisungsgebiet, das während der maximalen Gletscherausdehnung (Saale-Kaltzeit) bis in den Raum Düsseldorf reichte, und der alpinen Vergletscherung, die weit in das Alpenvorland vorstieß. Zwischen den Vereisungsgebieten herrschten periglaziale Klimaverhältnisse mit Permafrosterscheinungen, die die Erosions- und Akkumulationsprozesse bestimmten. Periglaziale Schuttdecken, die sich aus Lehm mit wechselnden Anteilen an Gesteinsbruchstücken zusammensetzen, sind weit verbreitet. An den Flanken der Quarzitkämme und an den Unterhängen der Vulkanitkuppen erreichen sie Mächtigkeiten von mehreren Metern. Die Nebenflüsse des Rheins, der Lahn und der Sieg haben im Westerwald Terrassenschotter hinterlassen, die von Löss, Lösslehm oder Schwemmlöss überlagert werden. Auensedimente und Abschwemmmassen sind das Ergebnis von Erosions- und Akkumulationsprozessen im Holozän.

2.2.2 Schichtenfolge

2.2.2.1 Paläozoikum

Für alle nachfolgenden stratigraphischen Begriffe ist die Vorgehensweise bei der Begriffsfassung rein lithostratigraphisch, wobei die einzelnen Formationen zu größeren Kartiereinheiten zusammengefasst sind. Im gesamten Kartiergebiet konnten praktisch keine Fossilien gefunden werden. Dies bedeutet, dass eine etwaige Namensgleichheit mit biostratigraphisch erstellten Gliederungen, wie z. B. Ober-Ems durch SOLLE (1972), von den hier gewählten Kartiereinheiten abweichen können.

2.2.2.1.1 Paläozoische Vulkanite

Metabasalt (Diabas) (D)

Größere Metabasaltvorkommen finden sich nur in der Niedererbacher Mulde, nordwestlich von Hadamar bei Hundsangen. Sie wurden petrographisch nicht näher untersucht. Ihre Verbreitung ist z. T. aus der GK 25 Blatt 5514 Hadamar (HENTSCHEL & THEWS 1979) übernommen. Die Verbreitung der Metabasalte nordöstlich Hundsangen stammt aus einer Manuskriptkarte von MICHELS aus dem Jahr 1936.

In der Bohrung Driedorf im nordöstlichen Westerwald (Lahn-Dill-Kreis) konnten oberdevonische Metabasalte unter den Basalten nachgewiesen werden (LIPPERT 1952). Wie weit diese Serien nach Südwesten reichen, ist offen. Gravimetrische Messungen, ausgehend von den Metabasalten der Dillmulde bis südwestlich Westerbürg, belegen eine Verbreitung bis in diesen Raum (EL-KELANI 1997, EL-KELANI et al. 1998).

Petrographische Charakterisierung: Im Ausstrichbereich des Unterkarbons befindet sich ein dichter bis körniger, dunkelgrüner oder auch graugrüner Metabasalt (HENTSCHEL & THEWS 1979).

Vulkanite und Vulkaniklastite (V) (nur im Profil)

Die Einheit bezieht sich auf eine Forschungsbohrung (Archivnummer 5414-2) des Reichsamts für Bodenforschung aus dem Jahr 1942, die beim Ort Westernohe (TK 25 Blatt 5414 Mengerskirchen) abgeteuft wurde. Ab etwa 160 m unter der Geländeoberkante (Höhe über NN: ca. 435 m) wurde zersetztes Grundgebirge erbohrt, in das auch die Vulkanite und Vulkaniklastite eingeschaltet sind.

Petrographische Charakterisierung: Nach den Bohrangaben von MICHELS (nach Unterlagen im Archiv des LGB) steht hier ein fraglicher zersetzter Schalstein mit 3,3 m Mächtigkeit und ein zersetzter 2,6 m mächtiger Mandelstein an, wobei der Mandelstein als Metabasalt im weitesten Sinn zu werten ist. MICHELS selbst nennt als stratigraphische Zuordnung fragliches oberes Mitteldevon. Die betreffende Bohrung befindet sich in einem Bereich der Dillmulde, der von den Westerwälder Basalten völlig verdeckt ist. In der streichenden Fortsetzung stehen in diesem Gebiet der Dillmulde Schalsteine des oberen Mitteldevons (Givet) an (BENDER 2008), sodass man annehmen kann, dass die betreffenden Gesteine hier einzuordnen sind. Aufgrund der Unsicherheit in der Ansprache handelt es sich aber nur um eine Vermutung.

2.2.2.1.2 Paläozoische Sedimente

Untersiegen, ungegliedert (USu)

Im Siegen lehnt sich die Unterteilung an die erstmals von HENKE (1922) und QUIRING (1923) vorgenommene Dreigliederung an. Das Untersiegen ist hierbei die von Schiefen dominierte Abfolge im Liegenden des mehr sandigen Mittelsiegens. Nach der Gliederung von MEYER (1965, siehe Tab 2.1) ist unter dem Begriff Untersiegen die Mayen- und Leutesdorf-Formation zusammengefasst.

Tab. 2.1: Stratigraphische Gliederung der paläozoischen Sedimente im Westerwaldkreis.

		Gliederung GK 50 Westerwaldkreis		„Formationen“ der GK 50 Westerwaldkreis				
Unterkarbon	Kulm			Kulm-Grauwacke				
				Kulm-Tonschiefer				
				Kulm-Kieselschiefer				
Oberdevon	Mittel- und Oberdevon		Platten- und Flaserkalk					
Mitteldevon			Massenkalk					
			Wissenbach-Schiefer					
Unterdevon	Ems	Ems bis Oberdevon	Ems, ungegliedert	Oberems, ungegliedert, inklusive Ems-Quarzit s. I.	Oberems, ungegliedert, im Hangenden des Ems-Quarzits s. I.	Kieselgallen-Schiefer		
						Flaser-Schiefer		
						Laubach-Formation		
						Hohenrhein-Formation		
					Ems-Quarzit s. I.	Ems-Quarzit s. I.		
					Siegen	Ems, ungegliedert	Unterems, ungegliedert	Nellenköpfchen-Formation
								Rittersturz-Formation
	Bendorf-Formation							
	Wied-Gruppe		Gilsbach-Quarzit s. I.	Isenburg-Formation				
			Obersiegen, ungegliedert	Rüscheid-Formation				
			Mittelsiegen, ungegliedert	Augustenthal-Formation				
			Untersiegen, ungegliedert	Leutesdorf-Formation				
	Mayen-Formation							

Petrographische Charakterisierung: Die Abfolge ist überwiegend aus Silt- und Tonschiefern aufgebaut. Relativ häufig kommt es noch zur Einschaltung von Feinsandsteinen, die meist geschiefert sind. Selten treten, dann meist geringmächtig, Sandsteinbänke auf.

Untergrenze: Nicht aufgeschlossen. Sie ist von der Siegener Hauptaufschiebung abgeschnitten.

Obergrenze: Unscharf, langsamer Übergang in das überwiegend aus Sandsteinen aufgebaute Mittelsiegen.

Mächtigkeit: Die Liegendgrenze ist von der Siegener Hauptaufschiebung abgeschnitten. Die im Blattgebiet aufgeschlossene Mächtigkeit beträgt ungefähr 1900 m.



Abb. 2.2:
Ton- und Siltschiefer des
Untersiegens (Aufsicht auf
die Schieferflächen), im
Hintergrund Hakenschlagen
(Foto: J. Gad).

TK 25 Blatt 5212 Wissen,
westlich Heimborn;
UTM32-Koordinaten
E: 411903, N: 5618422.

Mittelsiegen, ungegliedert (MSu)

Das Mittelsiegen umfasst die von Sandsteinen dominierte Abfolge zwischen dem von Schieferen geprägten Unter- und Obersiegen. Das Mittelsiegen kommt im Kartiergebiet in zwei faziellen Ausprägungen vor: 1. Im Liegenden der Siegener Hauptaufschiebung und 2. Im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung.

Bei 1. handelt es sich um die sogenannte Siegener Normalfazies, die als distaler Teil eines progradierenden, von Flüssen dominierten Vogelfußdeltas angesehen wird (STETS & SCHÄFER 2002). Das Material stammte vom Old Red Kontinent weiter im Norden. Bei 2. wurde zusammen mit der Mayen- und Leutesdorf-Formation (= Untersiegen, ungegliedert) und der hangenden Rüscheid- und Isenburg-Formation von einer Hunsrückschiefer-Fazies gesprochen (z. B. MEYER 1965, STETS & SCHÄFER 2002), die sich im relativ tiefen Wasser gebildet haben soll. Die sandigen Augustenthal-Schichten widersprachen dieser Interpretation, deshalb wurden sie von STETS & SCHÄFER (2002) als Bodenströmung innerhalb der Hunsrückschiefer interpretiert. ELKHOLY & GAD (2006) erbrachten u. a. zahlreiche Hinweise für Flachwasserenvironments, z. B. sich kreuzende Rippelmarken, die in der Augustenthal-Formation z. T. relativ häufig zu beobachten sind. Weitere Untersuchungen von GAD (2006a, b) führten zur Aufstellung der Wied-Gruppe (siehe Tab. 2.1) und ergaben, dass die Bildungsbedingungen der Gesteine dieser Einheit sich nicht wesentlich von anderen Schichten der rheinischen Fazies unterscheiden.

Petrographische Charakterisierung: Überwiegend quarzitische Sandsteine, die sowohl in geschieferter Form (Feinsandstein) als auch ungeschiefert und dann z. T. dickbankig vorliegen. Gelegentliche Einschaltungen von Ton- und Siltschiefern sind vorhanden. Nach der Gliederung von MEYER (1965) ist das Mittelsiegen im Hangenden der Siegener Hauptaufschiebung der Augustenthal-Formation äquivalent, wobei das hier beschriebene Mittelsiegen (Aufschlüsse um das Kloster Marienstatt) eine bemerkenswerte Übereinstimmung mit der Augustenthal-Formation von der Typlokalität im Wiedtal zeigt. Auffällig sind die gelegentlich zu beobachtenden Rippelmarken in der Augustenthal-Formation. In den Mittelsiegen-Schichten im Liegenden der Siegener Hauptaufschiebung (= Siegener Normalfazies) weisen die Gesteine z. T. eine auffallend flaserige Textur auf, worauf ihr alter Name „Rauhflaser-Schichten“ noch hinweist.

Untergrenze: Langsamer Übergang zu einer mehr sandigen Ausprägung der Schichten.

Obergrenze: Unscharf, langsame Abnahme des Sandgehalts.

Mächtigkeit: Etwa 650 m in der Augustenthal-Formation. Die Liegendgrenze der mittleren Siegen-Formation im Liegenden der Siegener Hauptaufschiebung ist im Kartiergebiet nicht aufgeschlossen. Die Hangendgrenze ist durch die Siegener Hauptaufschiebung abgeschnitten.



Abb. 2.3:
Sandige Schiefer und Sandsteine des Mittelsiegens in Normallagerung. Die Schichtflächen fallen nach rechts ein (Foto: J. Gad).
TK 25 Blatt 5312 Hachenburg, am Kloster Marienstatt; UTM32-Koordinaten
E: 415453, N: 5615350.

Obersiegen, ungegliedert (OSu)

Das Obersiegen ist eine schieferbetonte Einheit, die zwischen den beiden von Sandsteinen dominierten stratigraphischen Serien (Mittelsiegen und Gilsbach Quarzit s. l.) steht. Nach der Gliederung von MEYER (1965) handelt es sich um die Rüscheid-Formation und den unteren Teil der Isenburg-Formation (Tab. 2.1).

Petrographische Charakterisierung: Aufschlüsse sind sehr selten. Die Bohrungen zeigen eine Wechselfolge von sandigen Schiefnern und quarzitischen Sandsteinen mit Silt- und Tonschiefen. Die Sandsteine können sowohl graue als auch braune Farben zeigen. Insgesamt herrschen jedoch Silt- und Tonschiefer vor.

Untergrenze: Einsetzen einer von Schiefen dominierten Wechselfolge von Sandsteinen und Schiefen.

Obergrenze: Aussetzen der Schieferdominanz und Übergang in eine Abfolge, die von Sandsteinen beherrscht wird.

Mächtigkeit: Aufgrund der meist fehlenden Aufschlüsse ist die Mächtigkeit mit ca. 1000 m nur grob zu schätzen.



Abb. 2.4:
Verwitterte Schiefer des
Obersiegens. Die Schichtung
ist durch die Schieferung
ausgelöscht (Foto: J. Gad).
TK 25 Blatt 5312 Hachenburg,
im Wiedtal östlich Höchst-
bach; UTM32-Koordinaten
E: 413010, N: 5609586.

Gilsbach-Quarzit s. l. (Gq)

Der Gilsbach-Quarzit wurde von DENCKMANN (1912, 1918) beschrieben. Sein Typusgebiet ist die Umgebung der Ortschaft Gilsbach auf der TK 25 Blatt 5214 Burbach. Hier steht er nach dem Erstbeschreiber in „der Umgebung von Gilsbach“ und „zwischen Wahlbach und Gilsbach“ an. Als streichende Fortsetzung nennt DENCKMANN die Ortschaft Daaden (TK 25 Blatt 5213 Betzdorf), die sich bereits in unmittelbarer Nähe zum Arbeitsgebiet befindet. Der hier ausgehaltene Gilsbach-Quarzit s. l. ist daher als streichende Fortsetzung des Gilsbach-Quarzits auf Blatt Burbach zu sehen. DENCKMANN (1912, 1918) betrachtete den Gilsbach-Quarzit als Einlagerung in die Herdorf-Schichten, also als Obersiegen. Als typische Faunenelemente gab er *Acrospirifer primaevus* und *Alatiformia mediorhenana* an, bei denen es sich nach heutiger Vorstellung um Leitfossilien sowohl des Siegens (*A. primaevus*) als auch des Unterems (*A. mediorhenana*) handelt.

1934 kartierte QUIRING das TK 25 Blatt 5214 Burbach neu. Er schloss sich im Wesentlichen der Auffassung im Sinne von DENCKMANN an, hielt aber den Gilsbach-Quarzit als jüngste Einheit im Hangenden der Rudersdorf-Schiefer des Siegens aus. Gilsbach-Quarzit und Rudersdorf-Schiefer bilden zusammen die Herdorf-Schichten und werden in das Obersiegen gestellt. In schiefriigen Einschaltungen des Quarzits fand er am Sophienstollen der Grube Bautenberg typische Siegen-Fossilien wie *Acrospirifer primaevus*, *Rhenorensselearia crassicosta*, *R. stringiceps* und *Hysterolites hystericus*.

Bei einer Revisionskartierung der GK 25 Blatt 5114 Siegen durch THÜNKER (2001) wurde die Fossilfundstelle erneut untersucht und festgestellt, dass sie nicht im Verbreitungsgebiet des Gilsbach-Quarzits

liegt, sondern im Ausstrichbereich der Feuersbach- bzw. Rudersdorf-Schichten, die wiederum aufgrund von anderen Faunenfinden in das Obersiegen gestellt werden. Die Zuordnung des Gilsbach-Quarzits in das Obersiegen wurde hiermit in Frage gestellt.

Bei der Neukartierung der GK 25 Blatt 5115 Ewersbach durch THÜNKER (1990) wurde die Frage aufgeworfen, ob der Gilsbach-Quarzit im Sinne von DENCKMANN nicht mit dem sogenannten Quarzit-Zug der Kalteiche, der wiederum die sandige Fazies der Höllberg-Schichten darstellt, identisch ist. In der tonigen Fazies der Höllberg-Schichten konnte eine Fauna geborgen werden, die in das hohe Unterems gestellt wurde.

Eine eindeutige Klärung der Frage, ob der Gilsbach-Quarzit dem Quarzitzug der Kalteiche gleichzustellen ist und damit auch nach der Altersstellung des Gilsbach-Quarzits, kann nur durch eine Revisionskartierung im betreffenden Typusgebiet bei Gilsbach erfolgen.

Für die vorliegende GK 50 Westerwaldkreis wurde aufgrund der geschilderten Unsicherheiten der Ausdruck Gilsbach-Quarzit *sensu lato* (s. l.) gewählt, der sich an den Gilsbach-Quarzit im Sinne von DENCKMANN (1912, 1918) und QUIRING (1934a) anlehnt, da die betreffenden Gesteine genau im Streichen der Typlokalität liegen. Die Unsicherheit in der Zuordnung wird durch die Ergänzung *sensu lato* berücksichtigt. Die Altersfrage wird durch die Einordnung sowohl in das Obersiegen als auch in das Unterems umgangen.

In der Gliederung von MEYER (1965, siehe Tab. 2.1, Wied-Gruppe) wird der Gilsbach-Quarzit nicht eigens aufgeführt, er wird als Einlagerung in seine Isenburg-Formation betrachtet.

Petrographische Charakterisierung: Es kommen sowohl Quarzsandsteine und quarzitisches Sandsteine, die hellgrau bis dunkelgrau gefärbt sind, als auch geschieferte graue Feinsandsteine vor. Die Quarzsandsteine sind gelegentlich als „Glaswacken“ ausgebildet, wie sie für den Ems-Quarzit typisch sind. Selten sind die Sandsteine auch braun bis ockerfarben und absandend. Die Quarzsandsteine und quarzitisches Sandsteine sind typischerweise plattig (planare Horizontalschichtung) und z. T. dickbankig ausgebildet. In die Sandsteinfolgen sind immer wieder schiefrige Partien (Ton-/Siltschiefer) in unterschiedlicher Mächtigkeit eingeschaltet.

Untergrenze: Der Gilsbach-Quarzit s. l. lässt sich leicht von den unterlagernden Obersiegen-Schichten unterscheiden, da diese überwiegend schiefrig ausgebildet sind.

Obergrenze: Unschärf, Abnahme der Quarzsandsteine und quarzitisches Sandsteine, im Zusammenhang mit dem Übergang in die typische Wechsellagerung von Schiefen und Sandsteinen des Unterems.

Mächtigkeit: Nach QUIRING (1934a) ca. 450 m. Im Kartiergebiet ist die Mächtigkeit aufgrund fehlender durchgehender Profile nicht genau zu ermitteln. Die große Ausstrichbreite von ca. 3000 m kommt durch Faltung und wahrscheinlich auch durch Schichtwiederholung infolge von streichenden Störungen zustande.

Verbreitung: Die letzten Ausläufer des Gilsbach-Quarzits sind nach QUIRING (1934b) auf Blatt 5511 Bendorf nordöstlich Isenburg zu finden, wobei der Gilsbach-Quarzit nicht bis zum Rhein ausstreicht. Dieser Abschnitt ist im äußersten Südwesten des Kartiergebietes aufgeschlossen. QUIRING (1934b) gibt hier eine Mächtigkeit von 550 m an. Im genannten Abschnitt liegt eine neuere Kartierung von KRÄMER (1987) vor. Die Gesamtmächtigkeit des Gilsbach-Quarzits ist hier auf 180 m geschrumpft, da sie sich nur noch auf die reinen quarzitisches Sandsteine und „Quarzite“ beschränkt und nicht wie bei QUIRING auch die dazwischengeschalteten sandigen Schiefer berücksichtigt. Auf der neueren Bearbeitung der GK 25 Blatt 5511 Bendorf durch ELKHOLY & FRANKE (2004) werden die quarzitisches Sandsteine und „Quarzite“, die

QUIRING dem Gilsbach-Quarzit zuordnet, nicht mehr gesondert aufgeführt, sondern als Einlagerung in die Isenburg- und Bendorf-Formation angesehen. Die neueste Bearbeitung dieses Abschnitts liefert MITTMAYER (2008). Nach MITTMAYER ist im betreffenden Gebiet kein Gilsbach-Quarzit ausgehalten. Der Gilsbach-Quarzit ist weiter im Nordosten durch eine Querstörung abgeschnitten (MITTMAYER 2008, Abb. 3). Der Ausstrichbereich des Gilsbach-Quarzits von QUIRING (1934b) liegt innerhalb der Bendorf-Formation und wird deshalb als eine bloße Einlagerung von „Quarziten“ in die Bendorf-Formation angesehen. Die Bendorf-Formation liegt in unmittelbarer Nähe der Nauort-Formation, die MITTMAYER (2008) u. a. mit Hilfe von zahlreichen Fossilfunden im angrenzenden Brexbachtal neu aufgestellt hat. Die Nauort-Schichten werden von MITTMAYER (2008) als Oberulmen (unteres Unterems) eingestuft, während die hangende Bendorf-Formation bereits der Singhofen-Unterstufe (mittleres Unterems) zugeordnet wird. Die Isenburg-Formation ist östlich Isenburg laut der GK 25 Blatt 5511 Bendorf von ELKHOLY & FRANKE (2004) nur z. T. aufgeschlossen, da sie durch eine Störung im Liegenden abgetrennt wird. Über die stratigraphische Reichweite der Bendorf-Formation herrschen zwischen MITTMAYER (2008) und ELKHOLY & FRANKE (2004) unterschiedliche Vorstellungen, da hier mit verschiedenen Methoden gearbeitet wurde (Biostratigraphie versus Lithostratigraphie). So sind die im Gebiet vorkommenden Porphyroide bei ELKHOLY & FRANKE (2004) auf die Bendorf-Formation begrenzt, während sie bei MITTMAYER (2008) bereits in der liegenden Nauort-Formation auftauchen. Für die geschilderten Widersprüche wird folgende Lösungsmöglichkeit angenommen: Bei den im Projektgebiet vorliegenden quarzitischen Sandsteinen und „Quarziten“ handelt es sich nicht um die streichende Fortsetzung des Gilsbach-Quarzits im Sinne von QUIRING (1934a, 1934b), sondern um bloße Einschaltungen von quarzitischen Gesteinen in andere Formationen. Die Untersuchung von MITTMAYER (2008) an den nur hier relativ häufig vorkommenden Fossilfundstellen im betreffenden Abschnitt des Kartiergebietes legt nahe, dass an dieser Stelle lediglich Unterems ansteht. Die von ELKHOLY & FRANKE (2004) angegebene Isenburg-Formation besteht nur aus dem Unterems-Anteil der Isenburg-Formation. Das Obersiegen fehlt, da es tektonisch im Liegenden abgeschnitten wurde. Die unterschiedlichen Auffassungen über die Abgrenzung der verschiedenen Formationen (Nauort-, Bendorf-, Isenburg-Formation) spielen für die hier vorgelegte GK 50 Westerwaldkreis keine Rolle, da das Unterems nicht feiner differenziert wird.



Abb. 2.5:
Quarzitische Sandsteine
des Gilsbach-Quarzits s. l.
(Foto: J. Gad).

TK 25 Blatt 5312 Hachenburg,
 im Wiedtal, östlich Höchst-
 bach; UTM32-Koordinaten
 E: 413236, N: 5609231.

Unterems, ungegliedert (dzu)

In besser aufgeschlossenen Gebieten, wie z. B. am Mittelrhein, umfasst das Unterems eine Abfolge, die über 2000 m Mächtigkeit aufweisen kann. Auch gibt es hier zahlreiche Makrofossilien, sodass die z. T. monotone Gesteinsabfolge auch biostratigraphisch gegliedert werden kann.

In der vorliegenden Geologischen Karte ist der Begriff Unterems rein pragmatisch und lithostratigraphisch zu verstehen. Er umfasst die Gesteine, die zwischen den beiden großen „Quarzit“-Zügen des Gilsbach-Quarzits und des Ems-Quarzits zutage treten. Je nach Situation ist das Unterems meist im Hangenden oder im Liegenden tektonisch abgeschnitten, sodass fast immer nur Teile der am Mittelrhein anstehenden gesamten Unterems-Abfolge aufgeschlossen sind.

Im Norden verzahnt sich das Unterems, das im Süden des Kartiergebietes noch eine Ausprägung zeigt, wie sie am Mittelrhein typisch ist, mit dem andersartig ausgeprägten Unterems des Siegerlands. Nach der Gliederung von MEYER (1965, siehe Tab. 2.1, Wied-Gruppe) reicht das Unterems bis in den oberen Teil der Isenburg-Formation herab, es umfasst das Hangende des Gilsbach-Quarzits bis zum Einsetzen der ersten Porphyroide (Singhofen-Unterstufe). Auf TK 25 Blatt 5412 Selters bei Deesen erwähnt SCHINDLER (1993) zwei der seltenen Fossilfundstellen im Kartiergebiet. Aufgrund der Funde von *Arduspirifer arduennensis prolatestriatus* und *Euryspirifer dunensis* stellt er die Fundschichten in die Bendorf-Formation, was die Zuordnung ins Unterems bestätigt. Weitere Fossilfunde aus dem Unterems von Blatt Bendorf wurden von BERLO (1994), KRÄMER (1987) und MITTMEYER (2008) erwähnt.

Petrographische Charakterisierung: Wechsellagerung von quarzitischen Sandsteinen und geschieferten Feinsandsteinen mit Ton- und Siltschiefern. Graugüne und braungraue Farben herrschen vor.

Untergrenze: Aussetzen der von Sandsteinen dominierten Abfolge des Gilsbach-Quarzits s. l.

Obergrenze: Einsetzen der von Sandsteinen dominierten Abfolge des Ems-Quarzits s. l.

Mächtigkeit: Im Süden des Kartiergebietes ist die Unterems-Abfolge fast immer von streichenden Störungen begrenzt, sodass keine Gesamtmächtigkeit angegeben werden kann. Im Norden des Kartiergebietes ist aufgrund der nur sehr spärlich vorhandenen Aufschlüsse und der Faltenbildung eine genaue Angabe der Mächtigkeit nicht möglich. Geschätzt ist von 500 bis 1000 m auszugehen.



Abb. 2.6:
Geschieferte Sandsteine der Rittersturz-Formation. Die Schichtung fällt flach nach links ein (Foto: J. Gad).
TK 25 Blatt 5512 Montabaur, im Hillscheider Bachtal, südwestlich Hillscheid;
UTM32-Koordinaten
E: 405942 N: 5584025.

Ems-Quarzit s. l. (Equ)

Im Gegensatz zur Typusregion des Ems-Quarzits an der Lahn, in der der Übergang zu den hangenden und liegenden Einheiten direkt beobachtet werden kann, wird in der GK 50 Westerwaldkreis der Begriff weiter gefasst. In der Typusregion konnte beobachtet werden, dass sowohl zum Hangenden als auch zum Liegenden hin der für den Ems-Quarzit typische Quarzsandstein schrittweise in Form von sogenannten Vor- und Nachläufer-Quarziten ausklingt. Diese sogenannten „Quarzite“ gehören aber jüngeren oder älteren Formationen an. Durch die schlechte Aufschlusslage im Untersuchungsgebiet ist es nicht möglich, diese Vor- bzw. Nachfolge-Quarzite abzutrennen, sodass der hier vorkommende Ems-Quarzit s. l. durchaus z. T. diese Quarzite enthalten kann und somit lithostratigraphisch gesehen weiter gefasst ist.

Petrographische Charakterisierung: Wie auch beim Gilsbach-Quarzit s. l. handelt es sich um keine echten metamorphen Gesteine, sondern um Quarzsandsteine, deren Porenhohlräume mit Kieselsäure verfüllt sind. Die typischen „Glaswacken“ sind so entstanden. Ist in den Porenhohlräumen weniger Kieselsäure ausgefallen, kommt es zur Bildung von quarzitischen Sandsteinen, bei denen die Korngrenzen nicht durch die ausgefallene Kieselsäure überprägt sind (Zusammenfassung siehe GAD et al. 2007/08). Quarzsandsteine bzw. quarzitisches Sandsteine können sich in einem Profil ablösen. Die vorherrschende Gesteinsfarbe kann von grauen bis z. T. hellgrauen bzw. weißen Gesteinen wechseln. Zwischengeschaltet sind immer wieder Lagen mit Silt- und Tonschiefern von meist geringer Mächtigkeit.

Untergrenze: Unscharf, Aussetzen der Schiefer/Sandstein-Wechselfolge und Einsetzen der von Sandstein dominierten Abfolge des Oberems.

Obergrenze: Unscharf, Einsetzen der durch eine Wechsellagerung von Schiefen und Sandsteinen charakterisierten Abfolge des Oberems.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit des Ems-Quarzits s. l. beträgt ca. 250 m.



Abb. 2.7:
Hellgraue quarzitisches Sandsteine und Quarzsandsteine des Ems-Quarzits s. l.
(Foto: J. Gad).
 TK 25 Blatt 5612 Bad Ems,
 nördlich Kadenbach;
 UTM32-Koordinaten
 E: 409376 N: 5583667.

Bemerkung zur Mächtigkeit: Die großen Ausstrichbreiten täuschen eine viel größere Mächtigkeit des Ems-Quarzits s. l. vor. Zum einen kommt sie durch z. T. intensive Faltung zustande. Zum anderen wird

angenommen, dass der Ems-Quarzit-Ausstrich, wie z. B. zwischen Selters und Mogendorf und der Montabaurer Höhe, durch streichende Störungen stark verbreitert wurde. Diese streichenden Störungen konnten aber infolge fehlender Aufschlüsse nicht direkt nachgewiesen werden. Die in anderen Geologischen Karten, z. B. GK 25 Blatt 5512 Montabaur (ANGELBIS 1890/91b) oder GÜK 300 von Hessen (HLUG 2007) eingetragene enorme Ausstrichbreite des Ems-Quarzits im Bereich der Montabaurer Höhe und zwischen Maxsain und Horressen, kann durch eine unkritische Übernahme von Lesesteinkartierungen erklärt werden. So sind z. B. im Bereich der Montabaurer Höhe fast ausschließlich Ems-Quarzit-Lesesteine zu finden. Die vorliegenden Bohrungen zeigen aber, dass von einem durchgehenden Ems-Quarzit-Ausstrich nicht die Rede sein kann. Die große Verbreitung von Ems-Quarzit-Lesesteinen wird durch eine sekundäre Anreicherung infolge von quartärzeitlichen Prozessen erklärt.

Oberems, ungegliedert, inklusive Ems-Quarzit s. l. (dzoE)

Der Ausstrichbereich zwischen Hillscheid und Wirges ist insgesamt nur sehr schlecht aufgeschlossen. Auch ist eine Lesesteinkartierung aus den im Kapitel „Ems-Quarzit s. l.“ genannten Gründen nicht möglich. Die im Süden des Ausstrichbereichs liegenden Profile im Kalter- und Plätzerbach zeigen aber, dass hier zwei Ems-Quarzit-Züge, die infolge der streichenden Niederlahnsteiner Störung zustande kamen, vorliegen. Auch die Bohrungen im Bereich der Montabaurer Höhe bestätigen diesen Befund. Aufgrund der oben geschilderten Schwierigkeiten wird der Bereich zu diesem Begriff zusammengefasst.

Petrographische Charakterisierung: Neben dem eigentlichen Ems-Quarzit s. l., dessen Gesteine im vorigen Abschnitt beschrieben wurden, existieren noch weitere Oberems-Gesteine. In Bachprofilen, die südlich des Ausstrichs der Einheit liegen, findet man u. a. die den Ems-Quarzit s. l. überlagernde Hohenrhein-Formation. Sie ist durch eine Wechsellagerung von Schieferen mit quarzitischen Sandsteinen geprägt.

Untergrenze: Unscharf, Aussetzen der Schiefer/Sandstein-Wechselfolge des Unterems und Einsetzen der von Sandsteinen dominierten Abfolge des Ems-Quarzits s. l.

Obergrenze: Unscharf, schrittweises Aussetzen der quarzitischen Sandsteine.

Mächtigkeit: Aufgrund fehlender durchgehender Profile nicht zu bestimmen.



Abb. 2.8:
Graubraune quarzitische Sandsteine der Hohenrhein-Formation im Übergangsbereich zum Ems-Quarzit s. l. (Foto: J. Gad).
TK 25 Blatt 5512 Montabaur, südöstlich Hillscheid;
UTM32-Koordinaten
E: 409145, N: 5583925.

Oberems, ungegliedert, im Hangenden des Ems-Quarzits s. l. (dzo)

Stratigraphisch gesehen handelt es sich um folgende Formationen, wie sie auch am Mittelrhein zu beobachten sind: Hohenrhein-Formation, Laubach-Formation, Flaser-Schiefer und Kieselgallen-Schiefer. Durch streichende Störungen und den dadurch bedingten Schuppenbau wird die Hangend- oder Liegendgrenze z. T. abgeschnitten, sodass nicht die vollständige Oberems-Abfolge aufgeschlossen ist.

Petrographische Charakterisierung: Im Laufe des Oberems kam es in der Moselmulde zu einer zunehmenden Transgression (ELKHOLY 1998), wodurch die jeweiligen Sedimentgesteine zum Hangenden hin immer feinkörniger werden. Die Hohenrhein-Formation zeichnet sich noch als Wechsellagerung von quarzitischen Sandsteinen und Schiefen aus, in der Laubach-Formation nimmt zum Hangenden hin der Schieferanteil bereits deutlich zu. Im Flaser-Schiefer tritt der Anteil von quarzitischen Sandsteinen, die hier in Form von sandigen Schiefen vorliegen, bereits deutlich zurück, sodass es oft schwierig wird, die Schichtung zu erkennen. Im Kieselgallen-Schiefer sind die Sandsteine fast völlig verschwunden und es herrschen reine Ton- und Siltschiefer vor. Sowohl im Flaser-Schiefer als auch im Kieselgallen-Schiefer kommt es stellenweise zur Anreicherung von Konkretionen („Gallen“). Nach geochemischen Untersuchungen (Zusammenfassung in GAD et al. 2007/08) auf Blatt Koblenz sind sie hauptsächlich aus Quarz zusammengesetzt, wobei die Konkretionen im Kieselgallen-Schiefer meist deutlich größer sind als in den Flaser-Schiefen.

Untergrenze: Unscharf, Aussetzen der Quarzsandsteine der Ems-Quarzit-Formation und Einsetzen einer Wechsellagerung zwischen Schiefen und Sandsteinen.

Obergrenze: Unscharf, Abnahme der z. T. noch als Siltschiefer ausgebildeten Kieselgallen-Schiefer in die mehrheitlich noch feinkörnigeren Wissenbach-Schiefer (Tonschiefer) der Niedererbacher Mulde und Aussetzen der Kieselgallen.

Mächtigkeit: Da die den Ems-Quarzit s. l. überlagernden Formationen im Rahmen der Übersichtskartierung nicht einzeln ausgehalten wurden, kann nur eine Schätzung der Mächtigkeit vorgenommen werden. Sie beträgt ca. 1200 m.



Abb 2.9:
Silt-Tonschiefer des obersten Oberems, z. T. mit Kieselgallen. Die Schichtung ist durch die Schieferung ausgelöscht (Foto: J. Gad).

TK 25 Blatt 5513 Meudt,
südwestlich Wirzenborn;
UTM32-Koordinaten
E: 418537, N: 5586566.

Ems, ungegliedert (E)

Im Bereich des Ausstrichs dieser Einheit gibt es kaum Aufschlüsse. Südlich des Ausstrichbereichs, am Hillscheider Bach, zeigen die aufgenommenen Profile, dass hier sowohl hohes Oberems als auch Unterems (Rittersturz-Formation) anstehen. Die Ehrenbreitsteiner Störung verursacht in der Abfolge der Formationen eine beträchtliche Sprunghöhe von mehreren hundert Metern. Es wird angenommen, dass die Störung sich bis in den hier bezeichneten Bereich fortsetzt. Aufgrund der mangelnden Aufschlüsse und der Ähnlichkeit der Gesteine in diesem stratigraphischen Abschnitt werden die unter- und oberem-schen Formationen lithostratigraphisch zusammengefasst.

Petrographische Charakterisierung: Bei den hier zusammengefassten Formationen handelt es sich einerseits um die Nellenköpfchen- und Rittersturz-Formation, wobei in Aufschlüssen nur die Rittersturz-Formation zu sehen war. Petrographisch geht die Rittersturz-Formation von einer typischen Wechsellagerung von Schiefen und quarzitischen Sandsteinen, die meist grau bis braun gefärbt sind, in die mehr tonig geprägte Nellenköpfchen-Formation über. Im Hangenden der Ehrenbreitsteiner Störung, die hier als listrische nach Nordwesten einfallende Störung angenommen wird, kommen andererseits hauptsächlich Siltschiefer und sandige Schiefer des höheren Oberems vor.

Oberems Anteil:

Untergrenze: Unteres Oberems mit quarzitischen Sandsteinen und Schiefen.

Obergrenze: Durch die Ehrenbreitsteiner Störung abgeschnitten.

Unterems Anteil:

Untergrenze: Durch die Ehrenbreitsteiner Störung abgeschnitten.

Obergrenze: Ems-Quarzit s. l. mit Quarzsandsteinen und quarzitischen Sandsteinen.

Mächtigkeit: Eine Angabe ist nicht sinnvoll, da hier eine Schichtenfolge zusammengefasst ist, die durch die Ehrenbreitsteiner Störung unterbrochen wurde.

Ems bis Oberdevon (Edo)

Im Liegenden des Ausstrichbereichs der Westerwälder Basalte wurde durch einige Bohrungen ab ca. 80 m Tiefe Devon erbohrt. Aufgrund der uncharakteristischen Gesteine (Schiefer und Sandsteine) ist eine genaue stratigraphische Zuordnung nicht möglich. Daher wurde der oben angeführte weit gefasste Begriff gewählt.

Östlich Bilkheim (TK 25 Blatt 5513 Meudt) und südlich Gemünden (TK 25 Blatt 5414 Mengerskirchen) kommen isoliert im umgebenden Westerwälder Basaltgebiet liegende devonische Tonschiefer zutage, die ebenfalls zu dieser Einheit gestellt werden.

Mittel- und Oberdevon: Kalkstein (dmok)

Die Kalksteine sind auf kleine Flächen in der Niedererbacher Mulde westlich Hadamar begrenzt. Sie kommen in zwei Ausprägungen vor:

- 1.) Massenkalk: Der Massenkalk ist Teil des sogenannten Massenkalkzuges von Hadamar bis Niedertiefenbach (HENTSCHEL & THEWS 1979) und ist als südwestliche Fortsetzung des nördlichsten Massenkalkzuges zu sehen. Er ist Teil einer Rifffazies, die sich parallel zu vulkanischen Schwellenzügen im Oberen Mitteldevon (Givet) gebildet hat.

Mächtigkeit: Je nach Lage im Riffkörper verschieden, hier ca. 20 bis 30 m.



Abb. 2.10:
Massenkalk (Foto: J. Gad).
TK 25 Blatt 5513 Meudt,
nördlich Niedererbach;
UTM32-Koordinaten
E: 427490, N: 5587422.

2.) Platten- und Flaserkalk: Aufgrund von Faunenfunden (MICHELS 1969) wird diese Einheit bereits in das Oberdevon (Adorf-Stufe) gestellt. Durch eine tonige Beimengung kommt es zu einer Wechsellagerung im Zentimeterbereich von grauen bis rotbraunen Kalksteinen mit dünnlagigen rotbraunen Tonschiefern.

Mächtigkeit: Etwa 20 bis 30 m.



Abb. 2.11:
Wechsellagerung von Ton- und Kalkstein (Foto: J. Gad).
TK 25 Blatt 5514 Hadamar,
östlich Hundsangen;
UTM32-Koordinaten
E: 429462, N: 5590035.

Mittel- und Oberdevon: Wissenbach-Schiefer, Schalstein (dmoe)

In der Niedererbacher Mulde sind neben dem weitverbreiteten Wissenbach-Schiefer noch sogenannte Schalsteine ausgebildet. Die genannten Gesteine sind in einer Einheit zusammengefasst.

Wissenbach-Schiefer: Der Wissenbach-Schiefer geht ohne scharfe Grenze aus den Kieselgallen-Schiefen hervor. Er ist sehr monoton ausgebildet und besteht hauptsächlich aus dunkelgrauen bis schwarzen Ton-schiefen mit seltenen Einlagerungen von Silt- und Feinsandsteinen. Die Kieselgallen treten zurück und werden gelegentlich durch Kalkkonkretionen ersetzt. Charakteristisch ist ein geringer Kalkgehalt. Recht häufig bilden sich Dachschieferlagen.

Untergrenze: Unschärf, Abnahme der Kieselgallen und weitere Verfeinerung der Korngröße.

Obergrenze: Nicht aufgeschlossen.

Mächtigkeit: Wegen der fehlenden Hangendgrenze keine Angabe.



Abb. 2.12:
Typischer Aufschluss in den Wissenbach-Schiefen, wahrscheinlich leicht durch Hakenschlagen verstellt (Foto: J. Gad).

TK 25 Blatt 5513 Meudt, südlich Obererbach;
UTM32-Koordinaten
E: 426831, N: 5587871.

Schalstein: Beim sogenannten Schalstein handelt es sich um die proximale und/oder distale Fazies von basischen submarinen Vulkanen. Die eigentlichen vulkanischen Gesteine sind mit Sedimenten vermischt und der Schalstein kann daher auch als Vulkaniklastit bezeichnet werden. Körnung, Gefüge und die chemische Zusammensetzung sind je nach Herkunftsort sehr verschieden. Der Schalstein ist in der Niedererbacher Mulde z. T. flächenhaft verbreitet, wird aber nicht einzeln ausgehalten. Er wurde in der Givet-Adorf-Phase (Wende Mittel/Oberdevon) gefördert.

Unterkarbon, Kulm: Verschiedene Sedimentgesteine (cuk)

Bei der Kartierung der GK 25 Blatt 5514 Hadamar durch MICHELS in den 20er Jahren des 20. Jahrhunderts konnte der Autor (MICHELS 1936, 1969) im äußersten Südosten der GK 50 Westerwaldkreis noch unterkarbonische (Kulm) Sedimente nordwestlich von Hadamar nachweisen. Bei der Neuauflage des Blattes Hadamar durch HENTSCHEL & THEWS (1979) wurden diese Ergebnisse berücksichtigt und dargestellt. Die genannten Autoren betrachten die Kulmsedimente als mögliche Fortsetzung des Südrandes

der Hörrezone und das betreffende Gebiet als südwestlichsten Ausläufer der „Hörre“, weisen aber darauf hin, dass sich die Lahnmulde und die Hörrezone in diesem Bereich faziell kaum unterscheiden. In jüngeren zusammenfassenden Veröffentlichungen über die Hörrezone wird dieser Auffassung nur z. T. (BENDER 1998) oder auch nicht gefolgt (BENDER 2008). Hier endet die Hörrezone wesentlich weiter im Nordosten und streicht nicht bis auf die GK 50 Westerwaldkreis.

Leider konnten bei der Kartierung der GK 50 Westerwaldkreis im betreffenden Gebiet keine entsprechenden Aufschlüsse gefunden werden. Das in Frage kommende Gebiet ist heute stark durch Vegetation verwachsen, sodass angenommen wird, dass zur Zeit der Kartierung durch MICHELS hier bessere Aufschlussverhältnisse herrschten. Lediglich einige Lesesteine, bei denen es sich wahrscheinlich, zumindest makroskopisch, um echte Grauwacke handelt, weisen auf die Anwesenheit des Kulms hin. Aus diesem Grund werden die Verhältnisse, wie sie auf der GK 25 Blatt 5514 Hadamar dargestellt wurden, für die GK 50 Westerwaldkreis übernommen.

Petrographische Charakterisierung: Nach der GK 25 Blatt 5514 Hadamar kommen drei Arten von kulmischen Sedimentgesteinen vor: Kieselschiefer, Tonschiefer und Grauwacke. Auf die Darstellung des auf Blatt Hadamar ebenfalls erwähnten Roteisensteinlagers wurde aufgrund der geringen Verbreitung des Vorkommens verzichtet.

2.2.2.2 Känozoikum

2.2.2.2.1 Tertiäre Vulkanite

Die Westerwälder Vulkanite wurden geochemisch/petrographisch von SCHREIBER (1994) und MAYER (1992) untersucht und beschrieben.

Vulkanite (Ba, Ph, T, Tan, An, Ban, B, TB, Pt, Tt, Ant)

Die Darstellung im TAS-Diagramm (LE MAITRE 1989) zeigt eine Entwicklung innerhalb der sogenannten gesättigten Alkaliserie (LGB 2005). Die basischen Vulkanite streuen in einem weiten Bereich in den Feldern der Pikrite, Basalte, Basanite und Trachybasalte. Die Vertreter der intermediären Gruppe sind in der Anzahl und im Volumen sehr gering. Sie stellen Sonderformen dar, die überwiegend auf Magmenmischungsprozesse zurückgeführt werden können (SCHREIBER et al. 1999). Erst in dem Feld der Trachyte, das zu den Phonolithen überleitet, ist wieder eine deutliche Häufung zu erkennen, sodass insgesamt eine nahezu bimodale Verteilung vorliegt.

Die Petrographie der Differentiatgesteine wurde zusammenhängend von SCHNEIDERHÖHN (1912) und TERMATH (1966) bearbeitet und detailliert beschrieben. Kennzeichen der Vulkanite des Westerwaldes sind Magmenmischungsphänomene, die von Schlierenbildung über Globuidbildung zu fast homogenen hybriden Vulkaniten führen. Globuide (erstarrte Schmelztröpfchen) entstehen durch Schmelz/Schmelz-Intrusionen, bei denen sich die Gastschmelze nach Eintritt in den Wirt in einzelne millimetergroße Tröpfchen separiert (SCHREIBER et al. 1999).

In der vorliegenden Geologischen Karte Westerwaldkreis wurden die von SCHREIBER differenzierten Vulkanite zum Teil zusammengefasst, da AHRENS in seinen Karten eine entsprechende Differenzierung nicht vorgenommen hat. Unter Anwendung des TAS-Diagramms werden die Vulkanite in der GK 50 Westerwaldkreis in folgende Einheiten gegliedert:

- 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:
Magmenmischungsphä-
nomene (Schlieren- und
Globuidbildung) im Phono-
lith-Steinbruch Bittersberg
(Foto: M. Weidenfeller).
 TK 25 Blatt 5412 Selters, nord-
 westlich 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.

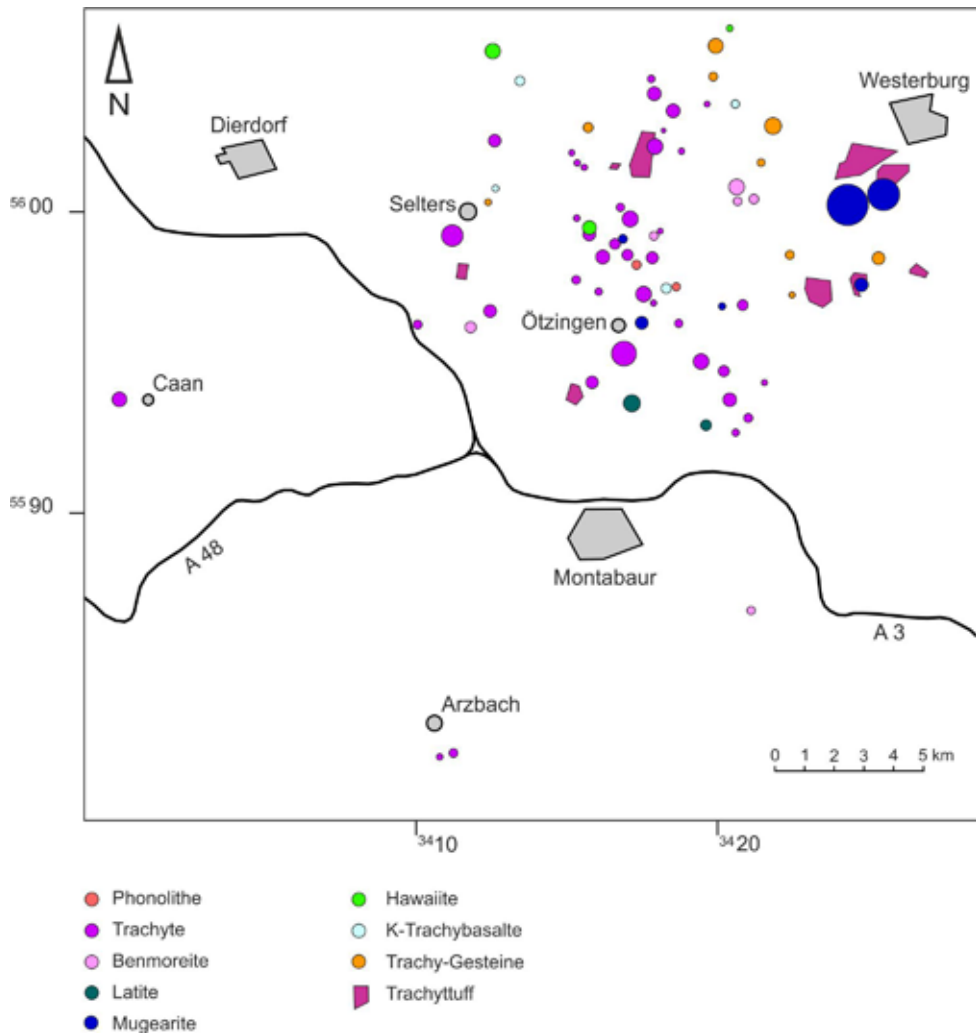


Abb. 2.14: Verbreitung der intermediären Vulkanite im südwestlichen vulkanischen Westerwald (LGB 2005).

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, Liebenseid (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.

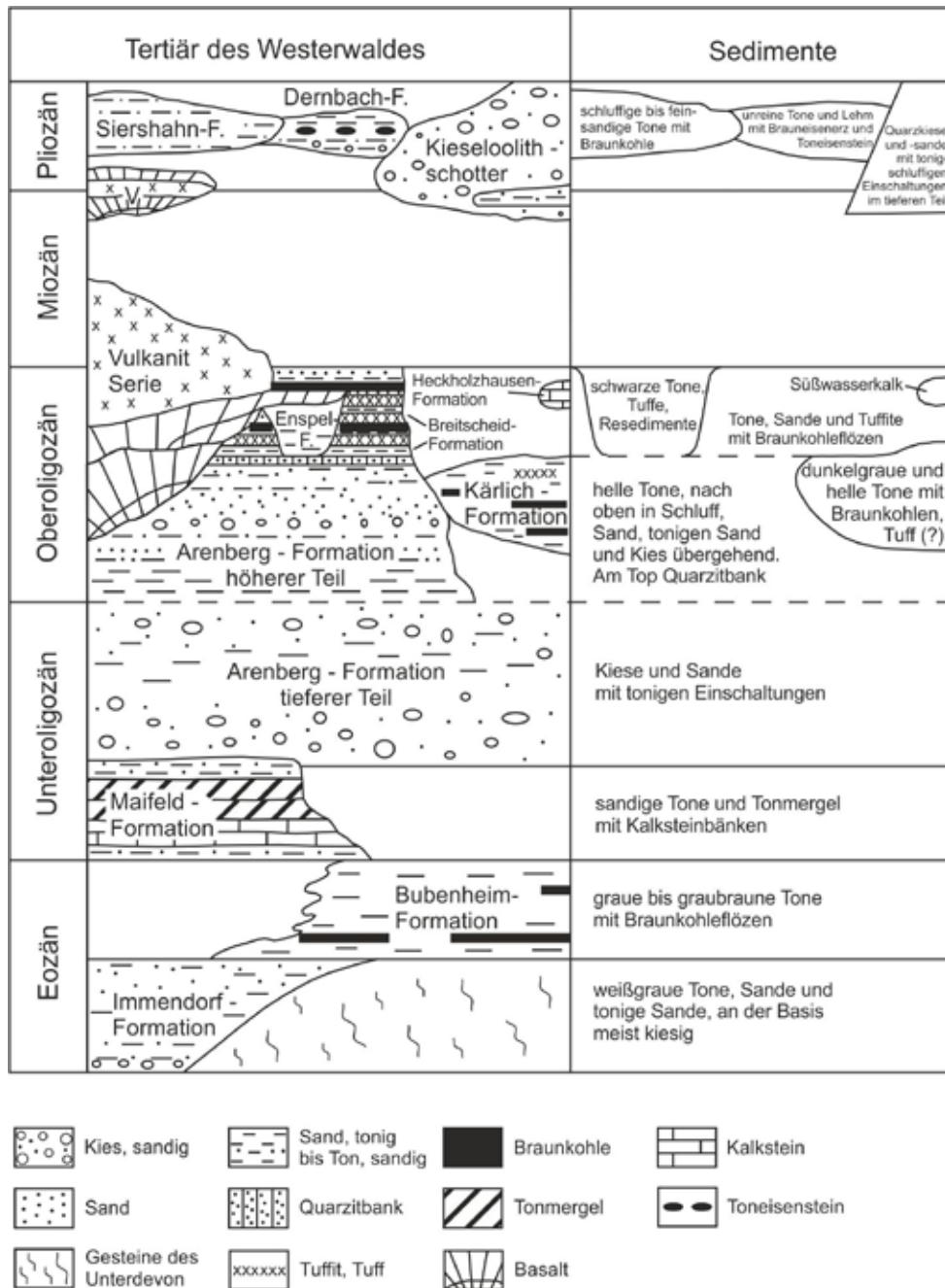


Abb. 2.17: Standardprofil durch die Abfolge tertiärer Sedimente und Vulkanite im Westerwald (SCHÄFER et al. 2011).

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 Mitteloligozän 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 Höhr-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/Krümmel 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 Braunkohleflözchen 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.

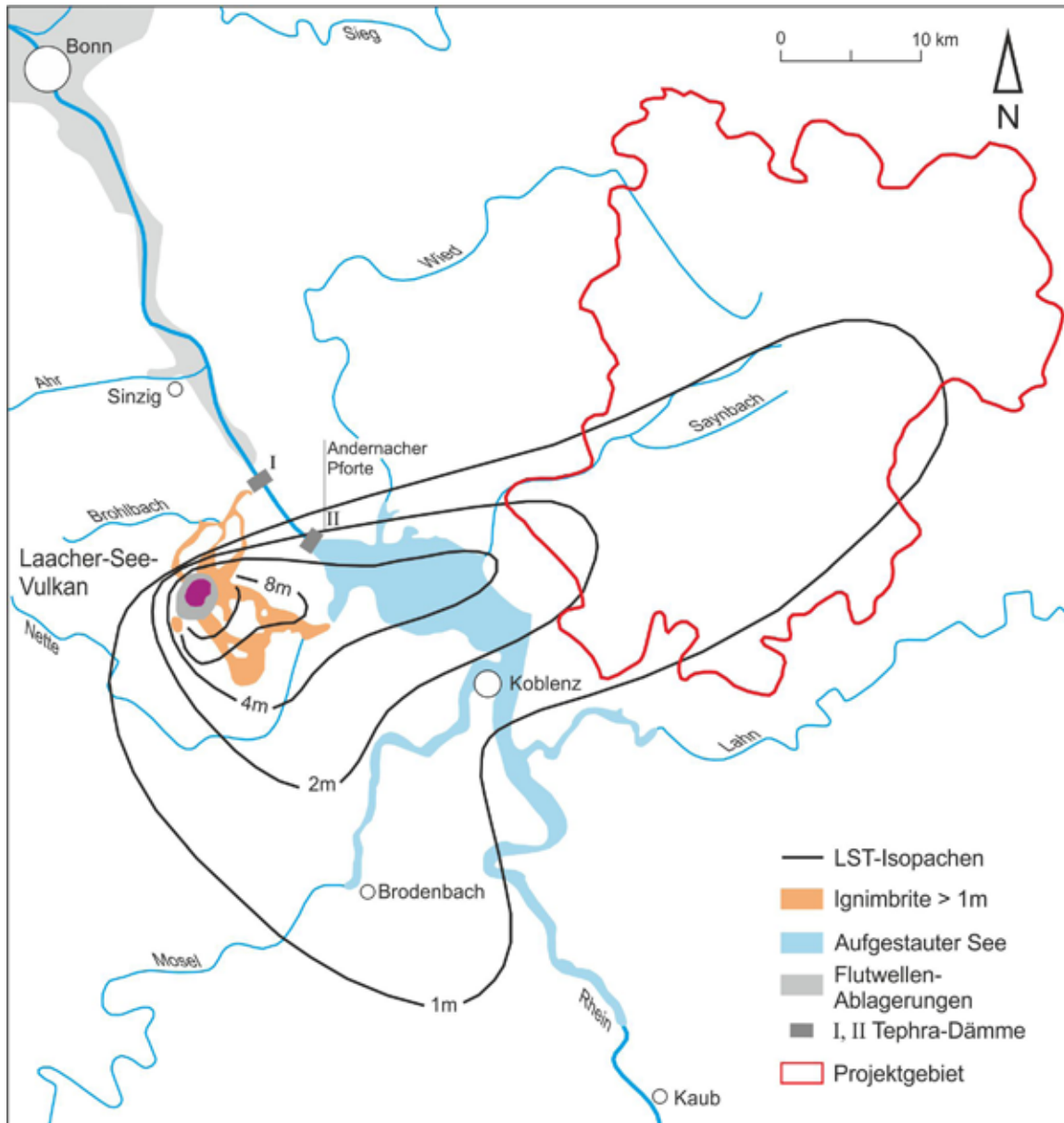


Abb. 2.19: Verbreitung und Mächtigkeiten (1 bis 8 m Isopachen) der Laacher See Tephra (nach SCHMINCKE 2000, LGB 2005).

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 ausgehimmten 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.

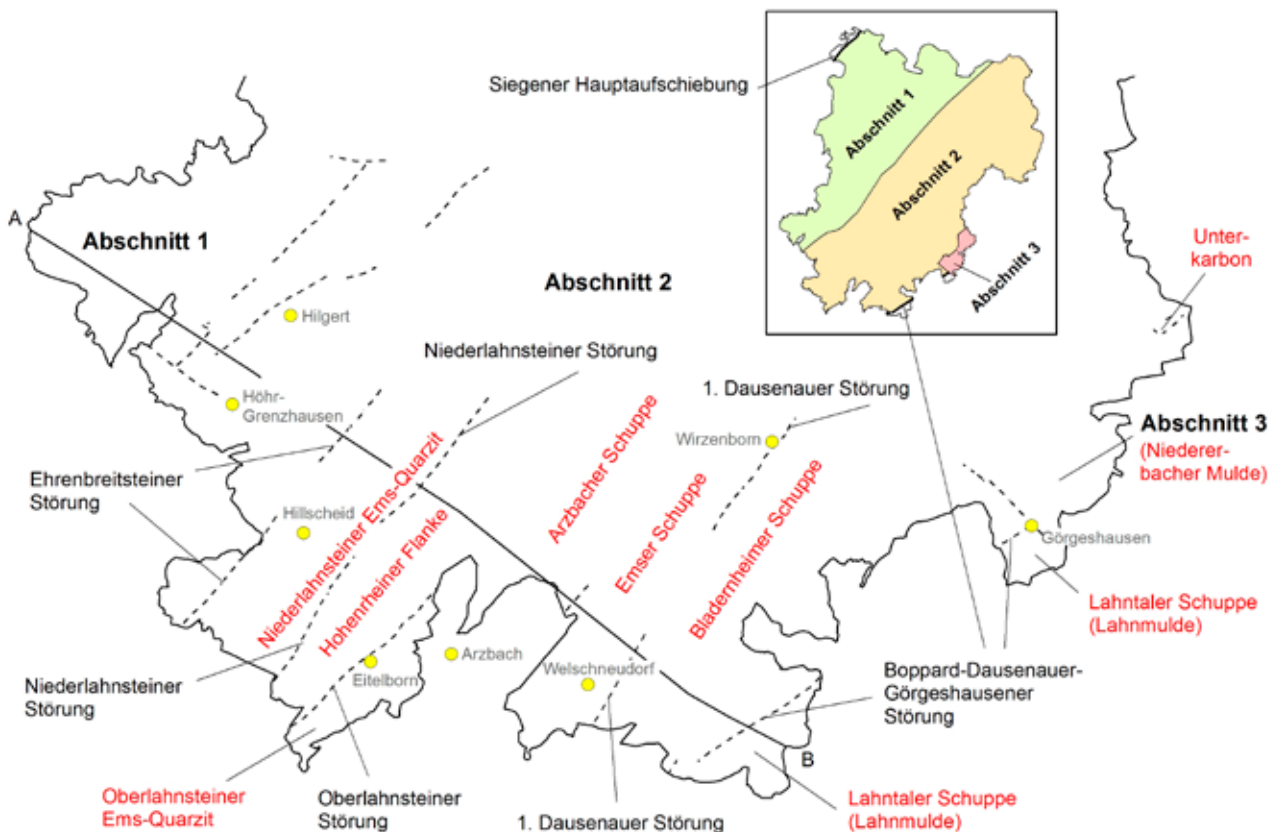


Abb. 2.21: Die Struktureinheiten des Kartiergebietes (Geologischer Schnitt A–B siehe Abb. 2.24).

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.

Abschnitt 1:

Die Siegener Hauptaufschubung führt zu einer Schichtverdoppelung des Mittelsiegens. Untersiegen-Gesteine der Wied-Gruppe (Mayen- und Leutesdorf- Formation) sind auf die Mittelsiegen Gesteine geschoben, die hier in Form eines Sattels (Wehbacher Sattel) anstehen. Im Hangenden der Störung folgt die gesamte Siegen-Abfolge, die wiederum von dem Gilsbach-Quarzit s. l. und dem Unterems überlagert ist. Der Abschluss wird vom Ems-Quarzit s. l. gebildet.

Im Bereich der Nister konnte aufgrund der relativ guten Aufschlusslage ein Schnitt erstellt werden (Abb. 2.22). Die Abfolge reicht vom Mittelsiegen im Liegenden der Siegener Hauptaufschubung bis zum Obersiegen, das südlich des Klosters Marienstatt ansteht. Bereits im Obersiegen sind kaum noch verwertbare Aufschlüsse vorhanden. Das Profil zeigt einen weitgespannten Faltenbau. Im Hangenden der Siegener Hauptaufschubung ist eine nordwestvergente Falte zu beobachten. Im Bereich dieser Falte herrscht entsprechend ein Südostfallen der Schieferung vor (siehe Abb. 2.23, Schnitt K–L). Das Mittelsiegen ist durch einen Großsattel im Bereich des Klosters Marienstatt gekennzeichnet, nordwestlich davon existiert eine entsprechende Großmulde, die das Hangende des Untersiegens darstellt. Der Übergang von der Nordwestvergenz in die Südostvergenz in Form eines Schieferungs-Fächers ist an einer Versteilung der Schieferung (Werte um 90 Grad) zu erkennen (Abb. 2.23, Schnitt K–L). Bereits nordwestlich des Klosters kommt es vereinzelt zu einem Einfallen der Schieferung nach Nordwesten. Der weitgespannte und wenig asymmetrische Faltenbau um das Kloster entspricht allerdings noch nicht den typischen Kurzschenkelfalten, wie sie für den südostvergenten Bereich der Moselmulde typisch sind. Im Profil ist im Südosten noch ein kurzer Abschnitt Obersiegen zu erkennen, der dem Mittelsiegen konkordant aufliegt.

Der Gilsbach-Quarzit s. l. erstreckt sich im Streichen über das ganze Kartiergebiet, ist jedoch nur relativ spärlich aufgeschlossen. Aufschlüsse sind im Wesentlichen nur auf TK 25 Blatt 5313 Bad Marienberg im Tal der Nister und auf TK 25 Blatt 5312 Hachenburg im Wiedtal zu finden. Im Holzbachtal sind die Aufschlüsse heute fast immer verschüttet. Soweit erkennbar fällt die Schichtung relativ steil (45 bis 80 Grad) nach Südosten ein, mit seltenen Spezialfalten und einem dadurch bedingten Einfallen nach Nordwesten. Dies und das gelegentlich beobachtete steilere Einfallen der Schieferung gegenüber der Schichtung sprechen für eine konkordante Fortsetzung des Gilsbach-Quarzits s. l. im Hangenden des Obersiegens.

Besonders spärlich ist das Unterems im Norden des Kartiergebietes aufgeschlossen. Die Aufschlüsse befinden sich im Nistertal auf TK 25 Blatt 5313 Bad Marienberg. Die wenigen sicheren Messdaten lassen keine verlässliche Aussage über den Faltenbau zu. Im Südwesten des Kartiergebietes kommt es zu einem breiten Ausstrich des Unterems (für die folgenden Erläuterungen siehe Abb. 2.24). Die hier ermittelten Messwerte zeigen bei der Schieferung ein striktes Einfallen nach Nordwesten, wobei die Einfallswerte für die Schieferung um 60 Grad schwanken. Die Schichtung fällt hingegen relativ steil (40 bis 85 Grad) in sowohl nordwestliche als auch südöstliche Richtung ein. Bei der überkippten Lagerung der Schichtung handelt es sich um die langen Schenkel der sogenannten Kurzschenkelfalten der südostvergenten Zone, während die normalgelagerten Schichten, die entgegengesetzt zur Schieferung einfallen, den kurzen Schenkeln entsprechen.

Den Abschluss des ersten Abschnitts bildet der erste Ems-Quarzit-Zug, der sich von Bad Marienberg kommend bis nach Höhr-Grenzhausen fortsetzt. Im Südwesten des Kartiergebietes ist er an seiner nordwestlichen Begrenzung tektonisch gekappt, wie die verringerte Ausstrichbreite und der Ausfall der Nellenköpfchen-Formation (GK 25 Blatt 5511 Bendorf) zeigen. Im Norden des Kartiergebietes (GK 25 Blatt 5313 Bad Marienberg und Blatt 5412 Selters) fällt die Schichtung relativ flach (45 bis 60 Grad) nach Südwesten ein, im Südwesten relativ steil (45 bis 80 Grad) nach Nordwesten.

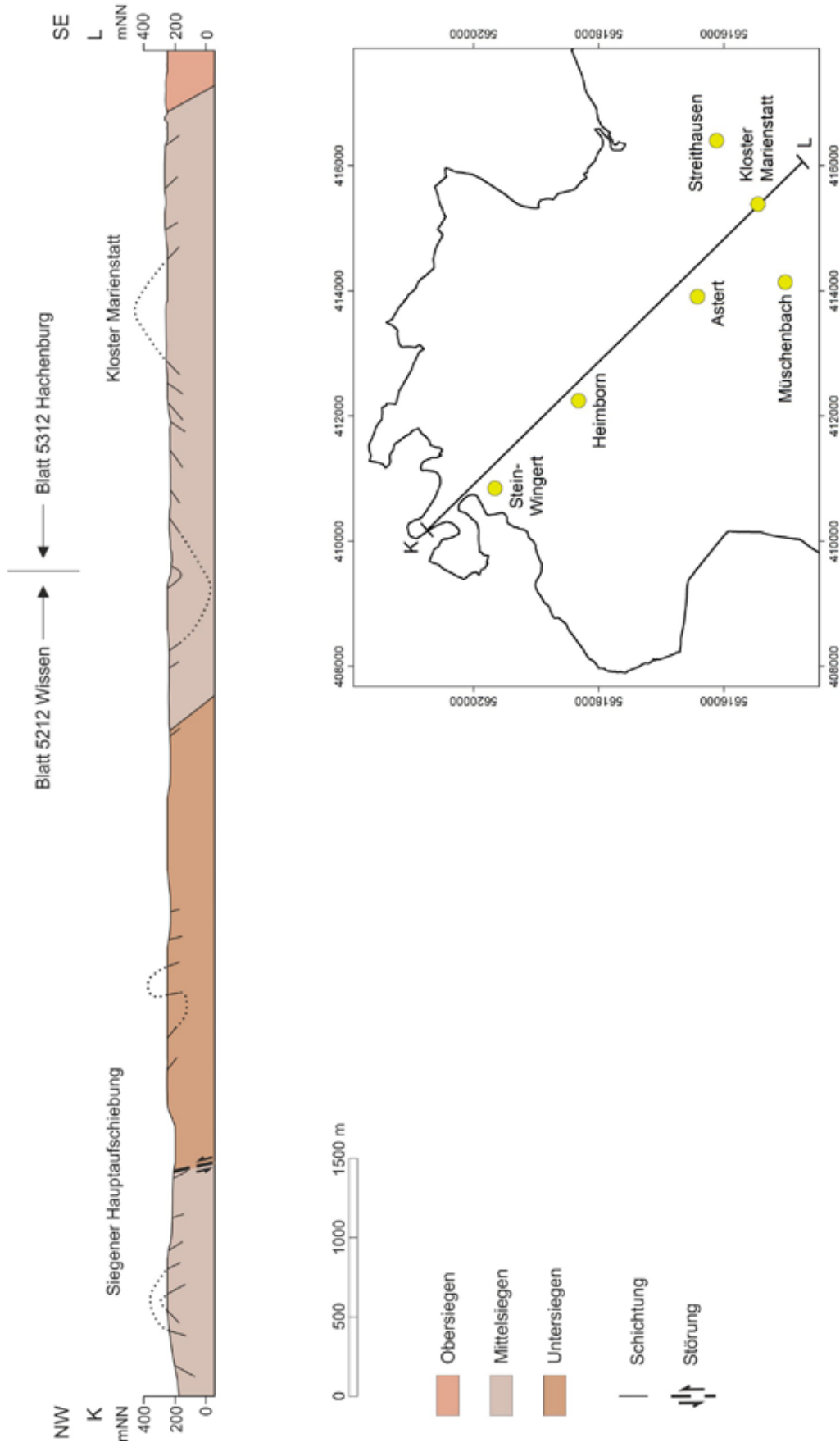


Abb. 2.22: Geologischer Schnitt K-L, von Stein-Wingert bis Kloster Marienstatt (Einfallen der Schieferung siehe Schnitt K-L, Abb. 2.23).

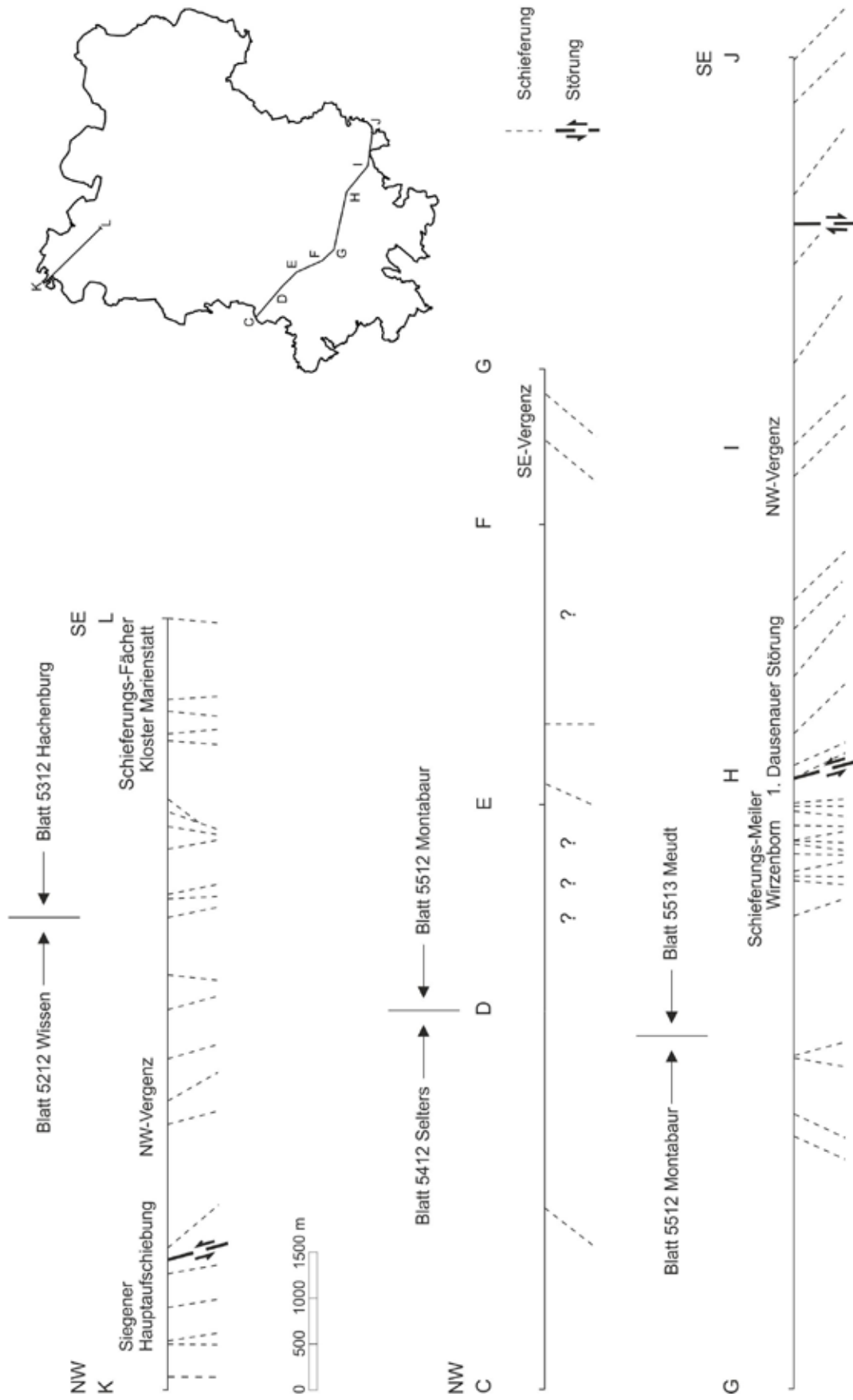


Abb. 2.23: Einfallen der Schieferung entlang der Schnitte K–L und C–J.

Abschnitt 2:

Hier herrscht ein ausgeprägter Schuppenbau vor (Abb. 2.24, Profil A–B), wie sich an der vielfachen Wiederholung u. a. des Ems-Quarzits s. l. erkennen lässt. Der Schuppenbau lässt sich aber nur im Süden des Kartiergebietes beobachten, in den mittleren und nördlichen Abschnitten des Kartiergebietes ist er vom tertiären Vulkanismus verdeckt.

Die erste Schuppe erstreckt sich bis zur Ehrenbreitsteiner Störung nordwestlich Hillscheid. Die Abfolge reicht vom Unterems über einen schmalen Ems-Quarzit-Ausstrich bis zum oberen Oberems und wird durch die Ehrenbreitsteiner Störung abgeschnitten. Hier liegt eine konkordante und meist überkippte, südostvergente Abfolge vor.

Die zweite Schuppe ist als überkippte Abfolge von spezialgefaltetem Unterems und Ems-Quarzit s. l. ausgebildet, die an der Niederlahnsteiner Störung (südöstlich Hillscheid) unterbrochen wird. Bei dem Ems-Quarzit-Anteil der Schuppe handelt es sich um den sogenannten Niederlahnsteiner Ems-Quarzit-Zug, der von der GK 25 Blatt 5611 Koblenz kommend bis in das Kartiergebiet streicht. Die Einfallswerte der Schichtung des Ems-Quarzits s. l. schwanken weitgehend konstant um 50 Grad nach Nordwest, mit seltenen Spezialfalten. Auffallend ist die im Vergleich zu anderen Schuppen große Mächtigkeit des Ems-Quarzits s. l. In besser aufgeschlossenen Gebieten ist zu beobachten, dass der Ems-Quarzit s. l. zu einer weitgespannten Spezialfaltung neigt. Das weitgehend konstante Einfallen um 50 Grad und die erhöhte Mächtigkeit legen jedoch nahe, dass der Ems-Quarzit s. l. im Bereich dieser Schuppe durch streichende, nicht aufgeschlossene Störungen tektonisch verbreitert wurde. Im weiteren Ausstrichbereich der Schuppe, auf der Montabaurer Höhe, kann aufgrund spärlicher Aufschlüsse nur noch zwischen „Ems, ungliedert“ und „Oberems, ungliedert, inklusive Ems-Quarzit s. l.“ (Tab 2.1, Kap. 2.2.2.1.2) unterschieden werden. Lediglich die Bohrerergebnisse zeigen, dass hier kein vollständiger Ems-Quarzit-Ausstrich vorhanden ist. Sie lassen keine Interpretation des Faltenbaus und keine genauere stratigraphische Einordnung der Gesteine zu. Es kann aber angenommen werden, dass eine Fortsetzung entsprechend der südlichen Bachprofile stattfindet.

In der nächsten Schuppe (in GAD et al. 2007/08 „Hohenrheiner Flanke“ genannt) liegt ein südostvergenter Großsattel vor, der an der Oberlahnsteiner Störung (bei Eitelborn) abgeschnitten wird. Im Nordwesten existiert ein mittelsteil (30 bis 50 Grad) einfallender flacher Schenkel in Normallagerung, der aus unterem Oberems aufgebaut ist. Im Liegenden ist ein entsprechend gelagerter (mit seltenen Spezialfalten) Ems-Quarzit s. l. aufgeschlossen. Im Kern des Großsattels ist eine Schieferfolge, die nur als Lesesteine vorliegt, zu erkennen. Sie wird als Unterems interpretiert. Im Südosten ist die steilstehende (60 bis 85 Grad) und überkippte Flanke des Sattels zu beobachten, die aus Ems-Quarzit s. l. und Oberems aufgebaut ist.

In der folgenden Schuppe sind die nordöstlichen Ausläufer des Oberlahnsteiner Ems-Quarzit-Zugs zu erkennen. Er ist hier an der Oberlahnsteiner Störung auf das jüngere Oberems aufgeschoben. Der Oberlahnsteiner Ems-Quarzit s. l. ist bis auf die GK 25 Blatt 5611 Koblenz zu verfolgen (ELKHOLY & KRÖLL 1998, GAD et al. 2007/08). Der Ausstrich wurde aus der GK 25 Blatt 5612 Bad Ems (KAYSER 1891/92) weitgehend übernommen. In einer neueren Spezialkartierung dieses Bereichs der GK 50 Westerwaldkreis (EHRENDREICH 1958) ist lediglich ein Aufschluss südwestlich Eitelborn vermerkt. ENE Eitelborn erinnern nur noch wenige Lesesteine an den Oberlahnsteiner Ems-Quarzit-Zug. Im Bereich der Profilinie A–B (Abb. 2.24) ist der Ems-Quarzit s. l. nicht mehr vorhanden. Die spärlichen Reste lassen natürlich keine Rückschlüsse auf den Faltenbau des Ems-Quarzits s. l. zu. Außerhalb des Kartiergebietes, an der Lahn zwischen Fachbach und Bad Ems, publiziert EHRENDREICH (1958) ein Profil der hangenden Oberems-Einheiten, die sich im Streichen bis nach Kadenbach und Arzbach (in der Nähe der Profilinie A–B) fortsetzen. Dieser Abschnitt des Moselynsklinoriums wird je nach Autor Bopparder Doppelmulde (z. B.

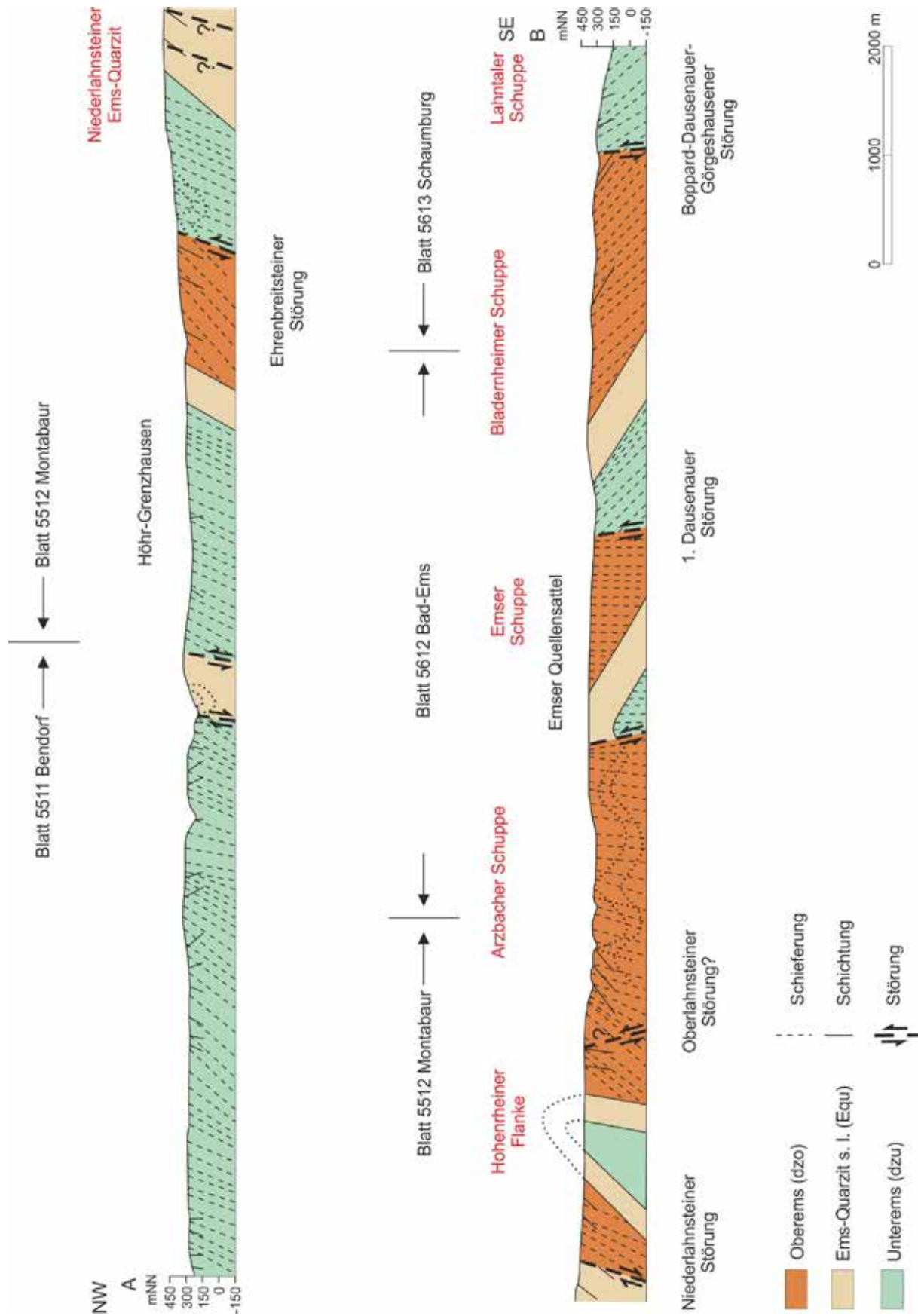


Abb. 2.24: Idealisierter geologischer Schnitt entlang der Schnittlinie A–B (Schnittlinie siehe Abb. 2.21). Das geologische Profil wurde aus eigenen Messwerten und Literaturdaten zusammengestellt, wobei in Bereichen, in denen keine Aufschlüsse existieren, die nächstgelegenen verfügbaren Messwerte auf die Schnittlinie projiziert wurden.

EHRENDREICH 1958) oder Boppard-Montabaurer Doppelmulde (z. B. ELKHOLY & KRÖLL 1998) genannt. Die Teilmulde zwischen Oberlahnsteiner Sattel und Emser Quellensattel (siehe unten) wird nach JENTSCH (1960) Arzbacher Mulde genannt. Sie ist aus spezialgefaltetem Oberems (Hohenrhein-Formation bis Kieselgallen-Schiefer) aufgebaut, wobei der Faltenbau z. T. durch steile Aufschiebungen unterbrochen wird. Hier stellt sich an der Lahn wieder die Nordwestvergenz der Schieferung ein. Nach EHRENDREICH (1958) ist der Faltenbau „normal, nicht überkippt, aber schwach nordvergent“. Im Gelbachtal zwischen Montabaur und Wirzenborn ist der Übergang zwischen der Südostvergenz und der Nordwestvergenz in Form eines Vergenzmeilers zu beobachten (Abb. 2.23). Die Einfallswerte pendeln hier jeweils steil zwischen Nordwest und Südost. Im Bereich des Schnittes A–B ist jedoch (soweit erkennbar) nur eine nordwestfallende Schieferung vorhanden. Südöstlich der 1. Dausenauer Störung ist nur noch ein südöstliches Einfallen der Schieferung zu erkennen. Die Arzbacher Mulde von JENTSCH (1960) sollte wohl eher, wie hier geschehen, als Schuppe aufgefasst werden, da sie von zwei Aufschiebungen begrenzt wird und einer intensiven Faltung unterworfen ist. Die Arzbacher Schuppe endet im Südosten an einer Aufschiebung, die die Gesteine des Ems-Quarzits s. l. des Emser Quellensattels auf das Oberems schiebt. Bei der in der GK 50 Westerwaldkreis angegebenen Störung, die den Ems-Quarzit s. l. vom Oberems der Arzbacher Schuppe trennt (nordöstlich Arzbach), könnte es sich um die Fortsetzung der Kloppsattel-Aufschiebung von EHRENDREICH (1958) handeln, die er in Bad Ems beschrieben hat. Ihr weiterer Verlauf nach Nordosten ist im Kartiergebiet nicht bekannt. JENTSCH (1960) lässt den Emser Quellensattel durch eine Querstörung enden.

Der Emser Quellensattel trennt die Boppard-Montabaurer Doppelmulde in zwei Teile. Der nun folgende Abschnitt wird nach JENTSCH (1960) Emser „Mulde“ genannt, die von Welschneudorf bis in das Gelbachtal bei Wirzenborn zieht. Im Südosten endet sie an der 1. Dausenauer Störung. Im Folgenden wird von JENTSCH abweichend von Emser Schuppe gesprochen, d. h. der Emser Quellensattel und die hangenden Oberems Schichten werden hier zusammengefasst. Der Emser Quellensattel streicht von Bad Ems kommend in das Kartiergebiet hinein. Wie weiter oben schon erwähnt, kommt es hier in Form eines Vergenzmeilers zu einer Umkehrung der Vergenzrichtung. Die Aufschlüsse um das Schloss Montabaur zeigen noch mehrheitlich eine steile Südostvergenz, während in den Aufschlüssen um die Ortschaft Wirzenborn beide Einfallsrichtungen mit steilem Winkel zu beobachten sind (Abb. 2.23). Bei den Einheiten im Hangenden des Ems-Quarzits s. l. handelt es sich im Wesentlichen um oberes Oberems (Laubach-Formation bis Kieselgallen-Schiefer).

Die nächste Schuppe wird in Anlehnung an JENTSCH (1960) Bladernheimer Schuppe genannt. Die Begrenzung im Südosten bildet die Boppard-Dausenauer-Görgeshausener Störung. Nach JENTSCH (1960) wird östlich von Welschneudorf Unterems auf unteres Oberems geschoben. Es folgt ein normal gelagerter (Einfallen 30 Grad nach Südost) Ems-Quarzit-Ausstrich, der bis in die Höhe von Daubach zu verfolgen ist. Diese kurze Störung setzt sich wahrscheinlich in der sogenannten 1. Dausenauer Störung von JENTSCH (1960) weiter im Nordosten fort, die bis östlich Wirzenborn zieht. Im Norden kommt durch diese Störung lediglich mittleres Oberems über oberem Oberems zu liegen. Das Oberems der Schuppe besteht nach JENTSCH (1960) aus der Hohenrhein- bis Kondel-Gruppe (hier: Hohenrhein-Formation bis Kieselgallen-Schiefer) und ist z. T. durch mehrere, in der GK 50 Westerwaldkreis nicht dargestellte, streichende Störungen unterbrochen. Auffallend ist, dass in dieser Schuppe nach eigenen Messungen ($n = 35$) ausschließlich eine Nordwestvergenz (die Werte schwanken um 45 Grad) der Schieferung, unabhängig vom Einfallen der Schichtung, zu beobachten ist. Im Nordosten wird die Bladernheimer Schuppe durch eine Querstörung von der Niedererbacher Mitteldevon-Mulde abgeschnitten.

Die Boppard-Dausenauer-Görgeshausener Störung begrenzt nicht nur die Bladernheimer Schuppe, sondern bildet auch die Grenze des Moselsynklinoriums. Südlich von ihr schließt sich die Lahnmulde an. Bei dieser Großstörung handelt es sich, neben der Siegener Hauptaufschiebung und der Taunuskamm-überschiebung, um eine der bedeutendsten Störungen in der rhenoherynischen Zone des Rheinischen Schiefergebirges. REQUADT (1990) konnte sie in einem Gasleitungsgraben 600 m östlich von Gackebach (GK 25 Blatt 5613 Schaumburg) lokalisieren. Es handelt sich um eine 40 cm breite kataklastische Zone, die hier mit 85 Grad nach Südosten einfällt. Diese Großstörung verläuft von Boppard am Rhein über Dausenau an der Lahn bis in das Kartiergebiet bei Görgeshausen. Bei Görgeshausen wird sie von der Querstörung, die die Niedererbacher Mulde nach Süden begrenzt, abgeschnitten. Im Hangenden der Störung steht nach REQUADT (1990) die Weinähr-Formation (Unterems) an. Als petrographische Besonderheit enthält diese Formation Vulkaniklastika (Porphyroide).

Die Weinähr-Formation und damit das Hangende der Störung bildet wiederum einen Teil einer größeren Schuppe, die REQUADT (2008, REQUADT & WEIDENFELLER 2007) Lahntaler Schuppe nennt und welche die südwestliche Lahnmulde gegen die Moselmulde abgrenzt. Ein kleiner Ems-Quarzit-Ausstrich südlich Görgeshausen schließt sich an das Unterems im Hangenden der Boppard-Dausenauer-Görgeshausener Störung an. Dieser Ausstrich ist wohl die nordöstliche Fortsetzung eines größeren Ausstrichs knapp außerhalb des Kartiergebietes (südlich Isseibach, GK 25 Blatt 5613 Schaumburg, siehe REQUADT 1990) unmittelbar im Hangenden der Boppard-Dausenauer-Görgeshausener Störung.

Abschnitt 3:

Die Niedererbacher Mulde liegt im Schnittpunkt von drei tektonischen Großstrukturen: der Dillmulde, der Hörrezone und der Lahnmulde. Die Zuordnung zu einer der drei genannten Strukturen ist, je nach herangezogener Literatur, unterschiedlich. Diese Problematik kann im Rahmen der GK 50 Westerwaldkreis nicht gelöst werden.

Wie im Kapitel 2.2.2.1.2 schon erwähnt wird, ergibt sich auch die Frage nach der Zugehörigkeit der Kulmsedimente, die einen Teil der Niedererbacher Mulde darstellen. Nach der GK 25 Blatt 5514 Hadamar gehört die Niedererbacher Mulde zur westlichen Lahnmulde. Nach BENDER (1998) streicht indes die Hörrezone bis in das Kartiergebiet westlich Niederzeuzheim. Demnach könnten die Kulmsedimente zur Hörrezone gestellt werden. Auch MICHELS (1969) stellte sie in die Hörrezone. Nach HENNINGSEN (1970) reicht die Hörrezone zumindest bis in das Elbbachtal unmittelbar östlich des Kartiergebietes. Die Hörrezone zeigt eine abweichende fazielle Entwicklung im Vergleich zu der nördlich von ihr liegenden Dillmulde und der südlich von ihr liegenden Lahnmulde. Sollten die Kulmsedimente zur Hörrezone gerechnet werden, dann müsste die Niedererbacher Mulde alle drei Struktureinheiten umfassen. Leider sind die Kulmsedimente heute nicht mehr aufgeschlossen (siehe Kap. 2.2.2.1.2), sodass diese Frage nicht zu beantworten ist. BENDER selbst (BENDER 2008) revidierte seine früher vertretene Ansicht und lässt die Hörrezone nun viel weiter im Osten enden. Was aber auf jeden Fall festgestellt werden kann, ist, dass die Gesteine der Niedererbacher Mulde sowohl stratigraphisch als auch petrographisch von den Gesteinen, die nach Südwesten im Streichen liegen, abweichen. Im Liegenden der Bopparder-Dausenauer-Görgeshausener Störung sind die Gesteine auf der GK 25 Blatt 5513 Meudt und Blatt 5613 Schaumburg durchweg gröber ausgebildet. Bei den Gesteinen handelt es sich in der Niedererbacher Mulde durchweg um reine Tonschiefer, während im Streichen sowohl Siltschiefer als auch Sandsteine eingeschaltet sind. In REQUADT (1990) sind Faunen östlich von Daubach (GK 25 Blatt 6513 Schaumburg) als unteres Oberems beschrieben, an der Blattgrenze 5513 Meudt zu 6513 Schaumburg werden sie in das untere bis mittlere Oberems gestellt. Die stratigraphische Zuordnung der Gesteine im Liegenden der Boppard-Dausenauer-Görgeshausener Störung durch den Erstbearbeiter der GK 25 Blatt 5513 Meudt (ANGELBIS 1890/91a)

in das untere Unterems (Hunsrückschiefer) erscheint damit hinfällig. Somit stimmen Petrographie und Stratigraphie überein, und der Ausstrich kann als Oberems im Hangenden des Ems-Quarzits s. l. bezeichnet werden. Trotzdem bleibt, aus den oben genannten Gründen, die Querstörung, die schon ANGELBIS (1890/91a) in der GK 25 Blatt 5513 Meudt annahm, um den scheinbaren Hunsrückschiefer von den jüngeren Sedimenten der Niedererbacher Mulde abzutrennen, erhalten. Die reinen Tonschiefer der Niedererbacher Mulde können hingegen als Wissenbach-Schiefer bezeichnet werden, der sowohl in der Lahnmulde, als auch in der Dillmulde, an der Basis des Mitteldevons ansteht. Als Ergebnis der Geländearbeiten entstand der Eindruck, dass die Schiefer des obersten Oberems im Nordwestteil der Mulde kontinuierlich in den Wissenbach-Schiefer übergehen. ANGELBIS (1890/91a) erwähnt in den Erläuterungen zu Blatt 5513 Meudt Goniatitenfunde bei Niedererbach, wie sie auch im Rupbachtal auf der GK 25 Blatt 5613 Schaumburg und für Wissenbach typisch sind. D. h., der Übergang von der Rheinischen Fazies zur Herzynischen Fazies hat bereits stattgefunden, und der Ausstrich der Tonschiefer in der Niedererbacher Mulde kann nicht mit dem fossilführenden Oberems im Streichen nach Südwesten gleichgesetzt werden. Die gemessenen tektonischen Werte zeigen ausschließlich eine Nordwestvergenz der Schieferung (die Werte schwanken um 45 Grad im statistischen Mittel, $n = 20$), d. h., die Nordwestvergenz, die östlich der 1. Dausenauer Störung beginnt, setzt sich in der Niedererbacher Mulde fort.

2.2.3.1.3 Faltenbau und Vergenz

Die ursprünglich horizontal angelegte Schichtung wurde im Rahmen der variskischen Gebirgsbildung gefaltet und unterlag einer intensiven Störungstektonik. Als Besonderheit kann in der Moselmulde eine von der im Schiefergebirge üblichen Nordwest-Ausrichtung der Faltenachsenflächen (Nordwestvergenz) abweichende Südostvergenz festgestellt werden. Die Faltenachsenflächen sind hier nach Südosten gerichtet, wodurch sie, wie auch die Schieferung, nach Nordwesten einfallen. Im Gegensatz zu nordwestvergenten Falten steht ihr langer Schenkel steil oder häufig auch überkippt und ihr kurzer Schenkel ist flach gelagert.

Am Rhein ist nördlich von Neuwied ein sogenannter Vergenzfächer zu beobachten, der sich im Streichen der Schichten von der Eifel bis in den Westerwald verfolgen lässt. Da die Faltenachsenflächen meist nicht direkt zu beobachten sind, kann am Einfallen der Schieferung der Vergenzwechsel erkannt werden. Unweit der Siegener Hauptaufschiebung wird die Schieferung zunehmend steiler und fällt schließlich nach Nordwesten ein, wodurch im Querschnitt das Bild eines Fächers entsteht. Die Südostvergenz bleibt bis in die Gegend südlich von Koblenz bestehen, wo sie dann langsam wieder in die Nordwestvergenz zurückkehrt. Hier kann von einem Vergenzmeiler gesprochen werden. Gleichzeitig kann im antivergenten Bereich ebenfalls ein Einfallen der Störungsflächen nach Nordwesten beobachtet werden.

Es stellt sich die Frage nach dem Grund für dieses antivergente Einfallen. QUIRING (1928) war der erste, der ein entsprechendes Modell entwickelte. Es folgten zahlreiche weitere Modelle. Im Rahmen dieser Kartierung sollen die einzelnen Modelle nicht eigens vorgestellt werden. Eine Zusammenfassung der verschiedenen Ergebnisse gibt KRÖLL (2001), wobei der Autor auch ein eigenes, um paläogeographische Vorstellungen ergänztes Modell vorstellt. Nähere Angaben zum hier benutzten Modell siehe unter Kapitel 2.2.3.1.4.

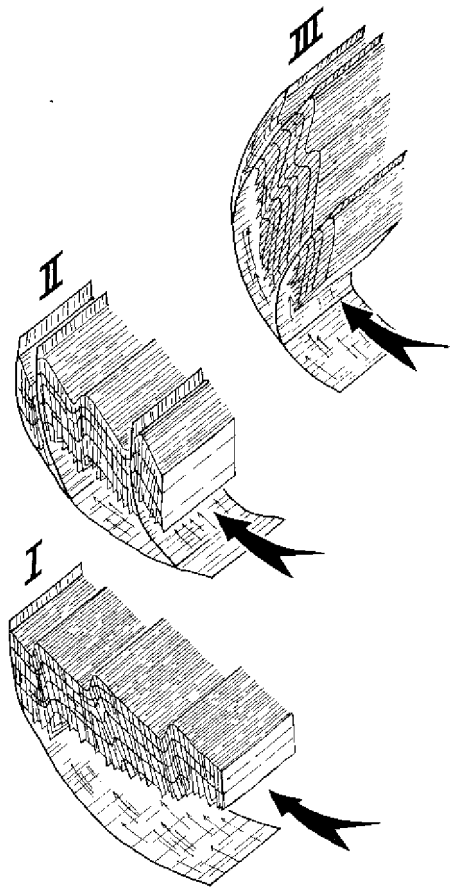


Abb. 2.25:
Kurzschenkelfalten und ihre Entstehung aus einer
Untervorschiebung (MEYER & STETS 1996).

Im Bereich des Kartiergebietes konnte anhand von eigenen Daten festgestellt werden, dass unmittelbar im Südosten der Siegener Hauptaufschiebung Nordwestvergenz zu beobachten ist. Der Umschwung in die Südostvergenz (Vergenzfächer) erfolgt auf der Höhe des Klosters Marienstatt nördlich von Hachenburg (siehe Schnitt K–L in Abb. 2.23, Kap. 2.2.3.1.2). Im Bereich der GK 25 Blatt 5412 Selters und Blatt 5512 Montabaur ist Südostvergenz zu beobachten. Der Umschwung in die Nordwestvergenz in Form eines Vergenzmeilers erfolgt auf der GK 25 Blatt 5513 Meudt auf der Höhe von Wirzenborn. Weiter im Südosten ist nur noch Nordwestvergenz zu beobachten (siehe Schnitt C–J in Abb. 2.23, Kap. 2.2.3.1.2).

2.2.3.1.4 Störungen

Im Projektgebiet existieren zahlreiche streichende oder spitzwinkelig zum Streichen verlaufende Störungen, von denen einige eine beträchtliche Sprunghöhe von mehreren hundert Metern aufweisen können. Dabei kann es zu Schichtwiederholungen bzw. Schichtausfällen kommen. Im Gelände sind diese Störungen aber so gut wie nie direkt zu beobachten. Ihr Verlauf ist nur indirekt durch die unterbrochene stratigraphische Schichtabfolge belegt. Wegen ihres vermuteten Verlaufs sind diese Störungen mit einer gerissenen Signatur auf der Karte gekennzeichnet.

Im Bereich der Südostvergenz werden zumindest z. T. nach Nordwesten einfallende Störungen angenommen. Bei diesen Störungen handelt es sich um sogenannte Untervorschiebungen (Abb. 2.25, Kap. 2.2.3.1.3). Es wird davon ausgegangen, dass der Faltenbau ursprünglich eine Nordwestvergenz aufweist. Gleichzeitig sind nach Südosten einfallende Aufschiebungen vorhanden. Im Zuge der Einengung durch die Gebirgsbildung werden die ursprünglich nordwestvergenten Falten (inkl. der nach Südosten

fallenden Störungen) an listrischen Störungen (schaufelartig gekrümmten Bewegungsflächen) sekundär in ihre heutige südostvergente Lage rotiert (MEYER & STETS 1996), d. h., die Störungen und z. T. die Schichtung zeigen ein Einfallen nach Nordwesten. Im Kartenbild erscheinen diese Störungen wie eine Abschiebung, also wie eine Ausweitungsstörung, obwohl sie durch einen Zusammenschub der Schichten (Einengung) und den dadurch bedingten „Untervorschub“ der Liegendscholle entstanden sind.

Im Bereich der Norwestvergenz werden „einfache“ nach Südosten fallende Aufschiebungen angenommen.

Bei der Siegener Hauptaufschiebung im Nordwesten von Hachenburg werden die Untersiegen-Schichten auf Mittelsiegen-Schichten aufgeschoben (Abb. 2.22, Kap. 2.2.3.1.2). Diese Großstörung lässt sich vom Siegerland kommend über den Westerwald bis in die Eifel bei Mayen verfolgen. Bei Oberhonnefeld im Westerwald, unweit des Kartiergebietes, fällt die Störung mit 40 bis 50 Grad nach Südosten ein (PAHL 1965).

Die zweite Großstörung, die Boppard-Dausenauer-Görgeshausener Störung, schiebt im äußersten Südosten des Kartiergebietes Unterems auf Oberems (Abb. 2.24, Kap. 2.2.3.1.2). Bei Gackebach (TK 25 Blatt 5613 Schaumburg) handelt es sich bei dem Unterems der Hangendscholle um die Weinähr-Formation (REQUADT 1990, 2008), für die REQUADT aufgrund von Faunenfinden unteres Unterems annimmt. Bei der Liegendscholle kommt nach REQUADT (1990) zumindest z. T. unteres Oberems vor. Bei Görgeshausen ist eine nähere stratigraphische Zuordnung nicht möglich. Diese Großstörung lässt sich über die Lahn bei Dausenau bis zum Rhein bei Boppard verfolgen, wo sie sich in mehrere Überschiebungen aufteilt (HAAS 1975). Nach REQUADT (1990) fällt die Boppard-Dausenauer-Görgeshausener Störung im Projektgebiet steil (85 Grad) nach Südosten ein, sodass es sich bei dieser Großstörung im Untersuchungsgebiet, im Gegensatz zur Lage am Rhein bei Boppard, zumindest oberflächennah um eine Aufschiebung handelt.

Die Boppard-Dausenauer-Görgeshausener Störung und die Siegener Hauptaufschiebung bilden zusammen die Begrenzung der Moselmulde, die daher quer zum Streichen der Schichten in Gänze auf dem Kartiergebiet ausstreicht. Im Nordosten des Kartiergebietes befindet sich die Dillmulde als Fortsetzung der Moselmulde unter der tertiären Bedeckung der Westerwälder Vulkane. Bei Görgeshausen wird die Boppard-Dausenauer-Görgeshausener Störung durch eine Querstörung abgeschnitten, die wiederum die Niedererbacher Mulde nach Südwesten begrenzt (Abb. 2.21, Kap. 2.2.3.1.2). Beim Unterems der Hangendscholle (Lahntaler Schuppe, Abb. 2.24, Kap. 2.2.3.1.2) der Boppard-Dausenauer-Görgeshausener Störung handelt es sich bereits um Einheiten der südwestlichen Lahnmulde (REQUADT 2008: Abb. 1).

Zwei weitere streichende Störungen begrenzen den Ems-Quarzit-Ausstrich im Südwesten des Kartiergebietes nördlich Höhr-Grenzhausen von beiden Seiten (für die hier erwähnten Störungen, sowie die folgenden Störungen siehe Abb. 2.24, Kap. 2.2.3.1.2). Nach der GK 25 Blatt 5511 Bendorf (ELKHOLY & FRANKE 2004) lässt sich die nordwestliche dieser beiden Störungen durch einen Schichtausfall der Nellenköpfchen-Formation auf Blatt Bendorf erkennen. Südöstlich des Ems-Quarzit-Ausstrichs ist auf der GK 25 Blatt 5511 Bendorf eine steil stehende Unterems-Abfolge aufgeschlossen, die sich auf dem Projektgebiet weiter fortsetzt. Für das Untersuchungsgebiet wird angenommen, dass der Ems-Quarzit s. l. mit seinen beiden Störungen aus der ursprünglich nordwestvergenten Anlage in seine heutige südostvergente Lage rotiert wurde (Modell der Untervorschiebung). Mit Hilfe dieses Modells kann allerdings nicht der Schichtausfall im Hangenden der nordwestlichen Störung erklärt werden. Daher wird eine sekundäre Aufschiebung der Hangendscholle angenommen, die den Schichtausfall verursachte. Im Schnitt A–B (Abb. 2.24, Kap. 2.2.3.1.2) erscheint der Ems-Quarzit s. l. deshalb an beiden Störungen abgeschoben. Da sich der Ems-Quarzit s. l., der sich über das ganze Kartiergebiet verfolgen

lässt, nicht bis zum Rhein fortsetzt, ist er im Gebiet von Höhr-Grenzhausen durch eine Querstörung abgeschnitten.

Die nächste streichende Störung ist die Ehrenbreitsteiner Störung. Diese Störung lässt sich über das TK 25 Blatt 5611 Koblenz bis in das Projektgebiet beobachten. Hier grenzt oberes Oberems (Flaser-Schichten, im Nordwesten der Störung) an die Schichten des Unterems (Rittersturz-Formation, im Südosten der Störung) an. Leider wurden keine Aufschlüsse der Störung gefunden. Es kann aber angenommen werden, dass es sich bei der Störung, wie auf Blatt 5611 Koblenz, um eine Untervorschiebung (GAD et al. 2007/08) handelt. Dies ist eine Einengungsstörung, die aber auf der Karte wie eine Abschiebung dargestellt wird.

Bei der weiter südöstlich liegenden streichenden Störung (südöstlich Hillscheid) handelt es sich um die sogenannte Niederlahnsteiner Störung, die ebenfalls von TK 25 Blatt 5611 Koblenz kommend in das Untersuchungsgebiet reicht. Nach ELKHOLY & KRÖLL (1998) und BUDÉUS (1988) wird hier der Niederlahnsteiner Ems-Quarzit-Sattel auf Gesteine des unteren Oberems geschoben. Aufgrund der großen Ausstrichbreite von Ems-Quarzit-Gesteinen im Bereich der Montabaurer Höhe wird angenommen, dass diese Störung bis in diesen Bereich streicht.

Bei der Oberlahnsteiner Störung in der Nähe von Kadenbach und Eitelborn handelt es sich ebenfalls um eine bedeutende streichende Störung, die weit nach Südwesten bis über das Blatt Koblenz zu verfolgen ist (ELKHOLY & KRÖLL 1998, GAD et al. 2007/08, KRÖLL 2001). Hier werden Gesteine des Oberlahnsteiner Ems-Quarzit-Zugs auf die jüngeren Oberems-Gesteine aufgeschoben. Ihre Lage im Kartiergebiet ist nur zu vermuten, im Schnitt A–B (Abb. 2.24, Kap. 2.2.3.1.2) ist der Oberlahnsteiner Ems-Quarzit-Zug nicht mehr vorhanden. Die durch die vermutete Störung im Bereich des Schnitts A–B aneinandergrenzenden Oberems-Abschnitte der beiden benachbarten Schuppen zeigen aber im Profil ein unterschiedliches Einfallen der Schichtung.

Östlich von Arzbach (TK 25 Blatt 5612 Bad Ems) stehen die Ausläufer des Emser Quellensattels an, der bei Bad Ems die Lahn überquert. Der Ems-Quarzit s. l. des Sattels ist ostnordöstlich von Arzbach wiederum durch eine streichende Störung auf unteres Oberems (Hohenrhein-Formation) aufgeschoben (EHRENDREICH 1958, JENTSCH 1960).

Südöstlich von Welschneudorf (TK 25 Blatt 5612 Bad Ems) bringt eine weitere Störung Unterems und Ems-Quarzit s. l. an die Oberfläche. Die Störung wurde von JENTSCH (1960) 1. Dausenauer Überschiebung genannt und ist bis nach Wirzenborn (TK 25 Blatt 5513 Meudt) zu verfolgen. Im Liegenden der Störung steht bei Wirzenborn oberes Oberems und bei Welschneudorf (im Bereich der Schnittlinie A–B) unteres Oberems an. Bei Wirzenborn besteht die Hangendscholle allerdings nur noch aus etwas älterem Oberems. Der Name 1. Dausenauer Störung ist etwas unglücklich gewählt, da er mit der Boppard-Dausenauer-Görgeshausener Störung verwechselt werden könnte.

2.2.3.2 Känozoische Tektonik

Die tektonische Entwicklung vor und während der magmatischen Hauptförderzeit im Rheinischen Schiefergebirge (und in den benachbarten Regionen) ist durch die schlechten Aufschlussverhältnisse und die flächenhafte Ausdehnung der Basalte im Hohen Westerwald nur andeutungsweise zu erkennen. Daher sind verwertbare Hinweise auf die Lage von Störungen in den Erläuterungen der geologischen Karten nur selten zu finden. Die hierin beschriebenen Störungen sind ausnahmslos in den Untertageaufschlüssen der Braunkohleabbau erkannt worden, die um die Jahrhundertwende intensiv betrieben wurden, aber heute nicht mehr zugänglich sind. Die Informationen über Gräben und Horste im Westerwald sind

allerdings in keiner Karte dokumentiert. KLÜPFEL (1929) beschreibt einige dieser Gräben, deren Sprunghöhen mit z. T. mehr als 100 m angegeben werden. Die Lage der Verwerfungszonen ist auch hier nur näherungsweise erläutert. In dieser Arbeit sind zudem sieben Profilschnitte aus den verschiedenen Regionen des Westerwaldes dargestellt. Sie sind durch Bohrdaten und Bergbaudaten, die heute nicht mehr zugänglich sind, gestützt. In seinen Schnitten ist das Streichen der Störungen nicht angegeben. Sie vermitteln aber einen Eindruck über die intensive tektonische Tätigkeit, die während der Schmelzförderungen bzw. danach stattgefunden hat.

Die Ablagerung der tertiären Sedimente erfolgte an vielen Stellen im Rheinischen Schiefergebirge in kleinräumigen Becken, deren begrenzende Störungen entweder Nord-Süd und Ost-West oder Nordwest-Südost und Nordost-Südwest verlaufen. Die Kombination der beiden Systeme ergibt ein komplexes Bruchmuster mit zahlreichen, unterschiedlich stark abgesunkenen Schollen (KLÜPFEL 1927, PFLUG 1959).

Ein seit dem Eozän gebildetes kompliziertes Mosaik aus Hoch- und Tiefschollen ist für den südöstlichen Raum des Westerwaldes im Limburger Becken und der Idsteiner Senke belegt (STENGEL-RUTKOWSKI 1976). Auch hier bildeten sich überwiegend nahezu rechteckige Becken mit Nord-Süd- und Ost-West-Begrenzung. Die Versatzbeträge der einzelnen Störungen liegen im Bereich mehrerer Zehnermeter. Bezogen auf die höchsten herausragenden Schollen erreichen die Absenkungen der Tiefschollen Beträge von insgesamt mehr als 100 m. Die Becken im Westerwald, die vor der vulkanischen Tätigkeit die Tone und Sande der in der Umgebung verwitterten devonischen Gesteine aufnahmen, erreichen eine Sedimentfüllung von z. T. mehr als 100 m (AHRENS 1936). In den Becken selbst treten kleinräumig Störungen mit geringem Versatzbetrag auf, die an wenigen Stellen in Tongruben aufgeschlossen sind (Abb. 2.26). Die durch Versatz gekennzeichneten Tone werden von tertiären Sedimenten in ungestörter Lagerung überdeckt. Daher ist eine tertiärzeitliche Tektonik wahrscheinlich, jedoch sind rutschungsdynamische Prozesse nicht auszuschließen.



Abb. 2.26:
Störung in Tonabfolgen der Arenberg-Formation, Oligozän (Foto: M. Weidenfeller). TK 25 Blatt 5513 Meudt, südöstlich Niederahr; UTM32-Koordinaten E: 419789 N: 5593130.

3 BÖDEN

Böden sind Verwitterungsbildungen der obersten Erdkruste. Ihre Entwicklung ist geprägt durch das Zusammenwirken bodenbildender Faktoren wie Gestein, Relief, Klima (Temperatur, Niederschlag), Wasser (Grund- und Stauwasser), Flora, Fauna, Mensch und Zeit.

3.1 Die Bodenkarte 1:50 000 (BK 50)

Grundsätzlich stellt die Bodenkarte die räumliche Verbreitung von Bodenformen (Bodentypen und bodenbildende Substrate) dar. Betrachtet wird der oberflächennahe Untergrund bis in eine Tiefe von zwei Metern.

In der BK 50 sind die bodenbildenden Substrate das wesentliche Abgrenzungskriterium für die Legendeneinheiten. Es wird davon ausgegangen, dass die physikalischen und chemischen Bodeneigenschaften in erster Linie durch die Zusammensetzung des Substrates bestimmt werden. Durch die unterschiedlichen Ausprägungen von Bodenmerkmalen ergeben sich weitere Differenzierungen der Bodeneigenschaften. Sie sind das Ergebnis der Einwirkung bodenbildender Faktoren.

Maßstabsbedingt setzen sich die Legendeneinheiten der BK 50 aus Bodenformengesellschaften zusammen, da einzelne Bodenformen aufgrund ihrer geringen räumlichen Ausdehnung im Maßstab 1:50 000 meist nicht darstellbar sind. Dies bedeutet, dass auf der Bodenkarte mit wenigen Ausnahmen keine Geometrien für einzelne Bodenformen vorliegen. Eine Bodenformengesellschaft setzt sich aus einer Leitbodenform (Bodenform mit dem höchsten Flächenanteil) und den Begleitbodenformen zusammen. In der Legende zur BK 50 (vgl. Anlage 4) ist aus Übersichtsgründen lediglich die Leitbodenform genannt. Ihre Beschreibung orientiert sich an der 5. Auflage der Bodenkundlichen Kartieranleitung (Ad-hoc-AG Boden 2005) sowie der Systematik der Böden und der bodenbildenden Substrate Deutschlands (Arbeitskreis für Bodensystematik der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 1998).

Die Erstellung der Bodenkarte des Projektgebietes erfolgt durch die Analyse der skizzierten bodenbildenden Faktoren. Grundlage hierfür ist ein computergesteuertes Verfahren auf der Basis künstlicher neuronaler Netze, mit dem die Verbreitung von Bodenformengesellschaften im Gelände prognostiziert werden kann. Die Prognose fußt auf der Auswertung digitaler Daten zu Relief (Höhenmodell), Oberflächenbedeckung und Geologie (BEHRENS et al. 2005). Die am Computer erstellte Karte wird im Gelände überprüft und überarbeitet. Mit Hilfe dieses Verfahrens ist es möglich, den Zeitaufwand für Geländearbeit erheblich zu reduzieren.

Die bodenkundlichen Daten der BK 50 sind in der Datenbank BoFA (Bodenformenarchiv) des Landesamtes für Geologie und Bergbau abgelegt. Bodenkarte und Datenbank sind Teil des Fachinformationssystems Boden, das gemäß gesetzlichem Auftrag durch das Landesamt für Geologie und Bergbau geführt wird (vgl. Landesbodenschutzgesetz Rheinland Pfalz vom 25.07.2005).

Die Datenbank BoFA enthält Boden- und Substratparameter, Angaben zur Oberflächenbedeckung sowie bodenchemische und -physikalische Daten. Die Informationen werden unabhängig vom Blattschnitt der topographischen Karte vorgehalten, sodass beliebige Ausschnitte der Landesfläche bereitgestellt werden können.

3.2 Ausgangssubstrate der Bodenbildung

Nicht nur die anstehenden Festgesteine, sondern auch Verwitterungs-, Umlagerungs- und Verwehungsbildungen sind für die Substratgenese von großer Bedeutung. Entscheidend für die Ausprägung der Böden ist die Landschaftsentwicklung seit dem Tertiär. Während des Tertiärs erfolgte unter tropischen Klimabedingungen die Bildung von Rumpfflächen mit mächtigen Verwitterungsdecken (SPIES 1986, FELIX-HENNINGSSEN 1990). Mit dem einsetzenden Pleistozän folgten ein Klimaumschwung sowie eine erneute phasenweise Hebung des Rheinischen Schiefergebirges. Der wiederholte Wechsel von Warm- und Kaltzeiten erzeugte mehrschichtige Solifluktsdecken, die nach der Bodenkundlichen Kartieranleitung (Ad-hoc-AG Boden 2005) als periglaziale Lagen angesprochen werden. Eine schematisierte Gliederung der periglazialen Lagen zeigt Abb. 3.1.

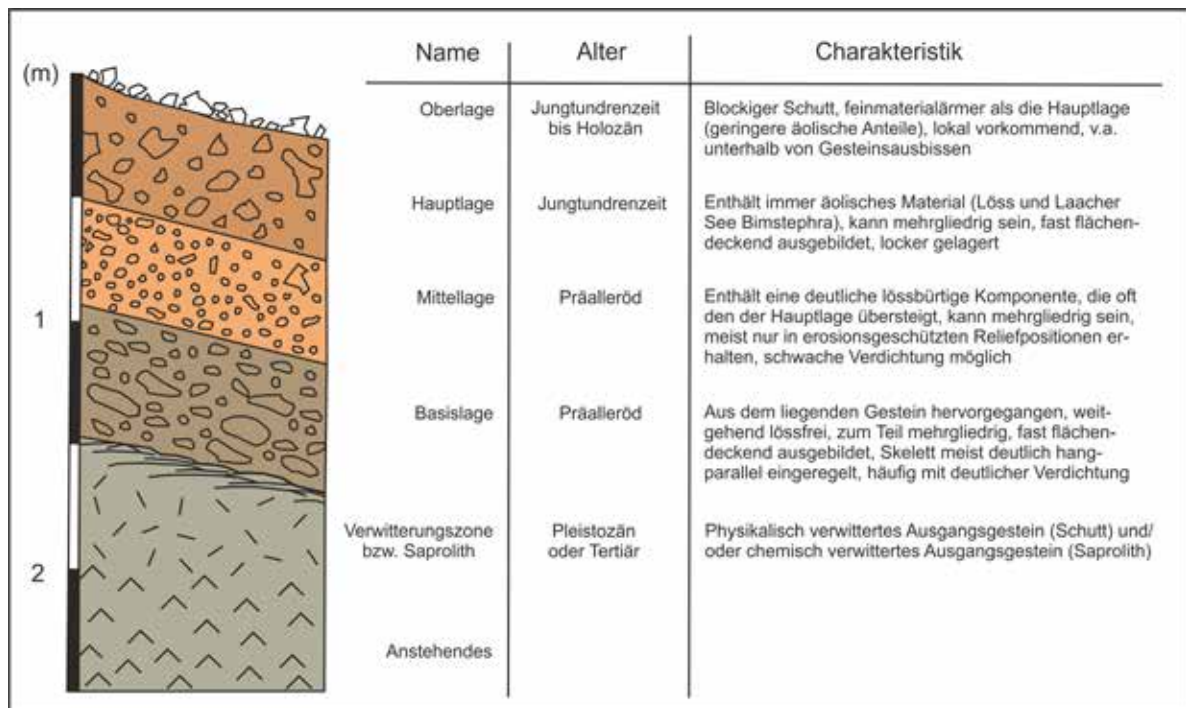


Abb. 3.1: Schematisiertes Deckschichten-Sammelprofil im Rheinischen Schiefergebirge (nach EITEL 2001).

Flächige Verbreitung hat die Hauptlage, die am Ende des Spätglazials, während der Jüngerer Tundrenzeit vor ca. 12000 Jahren entstand (SEMME & PETSCHICK 2006). Sie enthält neben dem verwitterten anstehenden Gestein Beimengungen äolischer Sedimente wie Löss bzw. Lösslehm sowie Anteile der allerödzeitlichen Laacher See Tephra (vorwiegend Bimsaschen). Die Mittellage dagegen ist nicht flächendeckend ausgebildet. Sie ist überwiegend in erosionsgeschützten Reliefpositionen zu finden. Charakterisiert ist sie durch einen meist hohen Gehalt an Löss bzw. Lösslehm. Flächenhafte Verbreitung besitzt wiederum die Basislage, die durch das liegende frische oder zersetzte („saprolithisierte“) Gestein geprägt ist. Fremdkomponenten wie beispielsweise äolische Beimengungen fehlen weitgehend (SEMME 1994).

Die im Projektgebiet vorkommenden Lössse bzw. Lösslehme sind in der Regel polygenetischen Ursprungs (MUF 2003). Häufig sind die Lösslehme in die oberen periglazialen Lagen eingearbeitet und dadurch mit dem liegenden Gestein vermischt. Reine Lössse bzw. Lösslehme sind im Mittelgebirge vergleichsweise

selten zu finden. Ebenfalls überwiegend kleinflächig sind die Vorkommen von Laacher See Tephra. Im Südwesten des Projektgebietes existieren Vorkommen mit einer Mächtigkeit von teilweise über zwei Metern, Richtung Nordost nimmt die Mächtigkeit der Tephren jedoch deutlich ab (vgl. Kap. 2.2.2.2.3). Stellenweise sind Böden zu finden, unter deren Hauptlage einige Dezimeter mächtige Laacher See Tephra folgt. Meist ist jedoch eine deutliche Bimskomponente nur noch in der Hauptlage vorhanden.

Die jüngsten Ablagerungen im Projektgebiet sind holozäne Kolluvien (Abschwemmmassen) und Auensedimente. Sie sind Zeugen des historischen und rezenten anthropogenen Eingriffs in die Landschaft, der zu Abtragung und Verlagerung von Bodenmaterial führte (STOLZ 2011, STOLZ & GRUNERT 2008b).

Damit wird deutlich, dass sich die bodenbildenden Substrate im Projektgebiet in der Regel aus mehreren Komponenten (kaltzeitliche äolische Komponenten, physikalisch und chemisch verwitterte Ausgangsgesteine) zusammensetzen, deren unterschiedliche Anteile maßgeblich den Chemismus und die physikalischen Eigenschaften der Böden beeinflussen (SABEL & FISCHER 1987, SAUER 2002).

3.3 Bodenlandschaften

Auf Basis der unterschiedlichen Ausgangssubstrate der Bodenbildungen ergibt sich eine Untergliederung der Bodenformengesellschaften des Westerwaldkreises in neun Bodenlandschaften (vgl. Abb. 3.2).

Böden aus paläozoischen Vulkaniten

Nur östlich der Ortschaft Hundsangen treten Braunerden aus lösslehm- und grusführendem Schluff (Hauptlage) über Tonschutt (Basislage) aus devonischen Metavulkaniten auf.

Böden aus devonischen Quarziten und Sandsteinen

Die Verbreitung der Bodentypen im Bereich der devonischen Quarzite und Sandsteine zeigt eine deutliche Reliefabhängigkeit. In den höheren Lagen der Quarzitkämme dominieren saure Braunerden und Lockerbraunerden. Gering verbreitet sind Regosole zu finden, nur selten treten pseudovergleyte Böden auf. Aufgrund der Basenarmut des Substrates neigen die Böden zur Podsolierung, sodass mit geringer Verbreitung podsolierte Böden (Podsol-Braunerden bis Podsole) auftreten. Die für diese Areale typische Substratabfolge umfasst Hauptlage – lössarme Mittellage oder Basislage – Anstehendes. Die Grenze zwischen Quarziten und Schiefen ist meist durch Deckschichten verschleiert. Durch solifluidale Prozesse sind die quarzitischen Komponenten in Bereiche verlagert worden, in denen im Untergrund keine Quarzite mehr anstehen. In diesen tiefer gelegenen und schwächer geneigten Bereichen findet man größere Substratmächtigkeiten. Die Substratabfolge besteht nun sehr häufig aus Hauptlage – Mittellage – Basislage – Anstehendes. Bodentypologisch überwiegen Braunerden. Jedoch sind auch Pseudogleye und Regosole zu finden. Ergänzt wird das Inventar an Bodentypen durch Übergangsformen wie beispielsweise pseudovergleyte Braunerden oder Braunerde-Pseudogleye.

Böden aus devonischen Tonschiefern und Sandsteinen

Auf diesen Gesteinen ist der natürliche Klimaxboden unter Wald die Braunerde. Häufig erscheinen die Braunerden jedoch als Regosole, da durch eine rezente oder historische ackerbauliche Nutzung die obersten Horizonte vermischt und teilweise erodiert wurden. Von der Erosion zeugen u. a. auch die örtlich vorkommenden Kolluvisole. Neben den Braunerden und Regosolen sind – bevorzugt an Unterhängen – stellenweise auch pseudovergleyte Böden zu finden. Die Übergänge sind hierbei fließend: Pseudovergleyte Braunerden sind ebenso anzutreffen wie Pseudogleye. Während bei den Braunerden und Regosolen die Substratabfolge Hauptlage – Basislage – Anstehendes dominiert, schaltet sich bei den

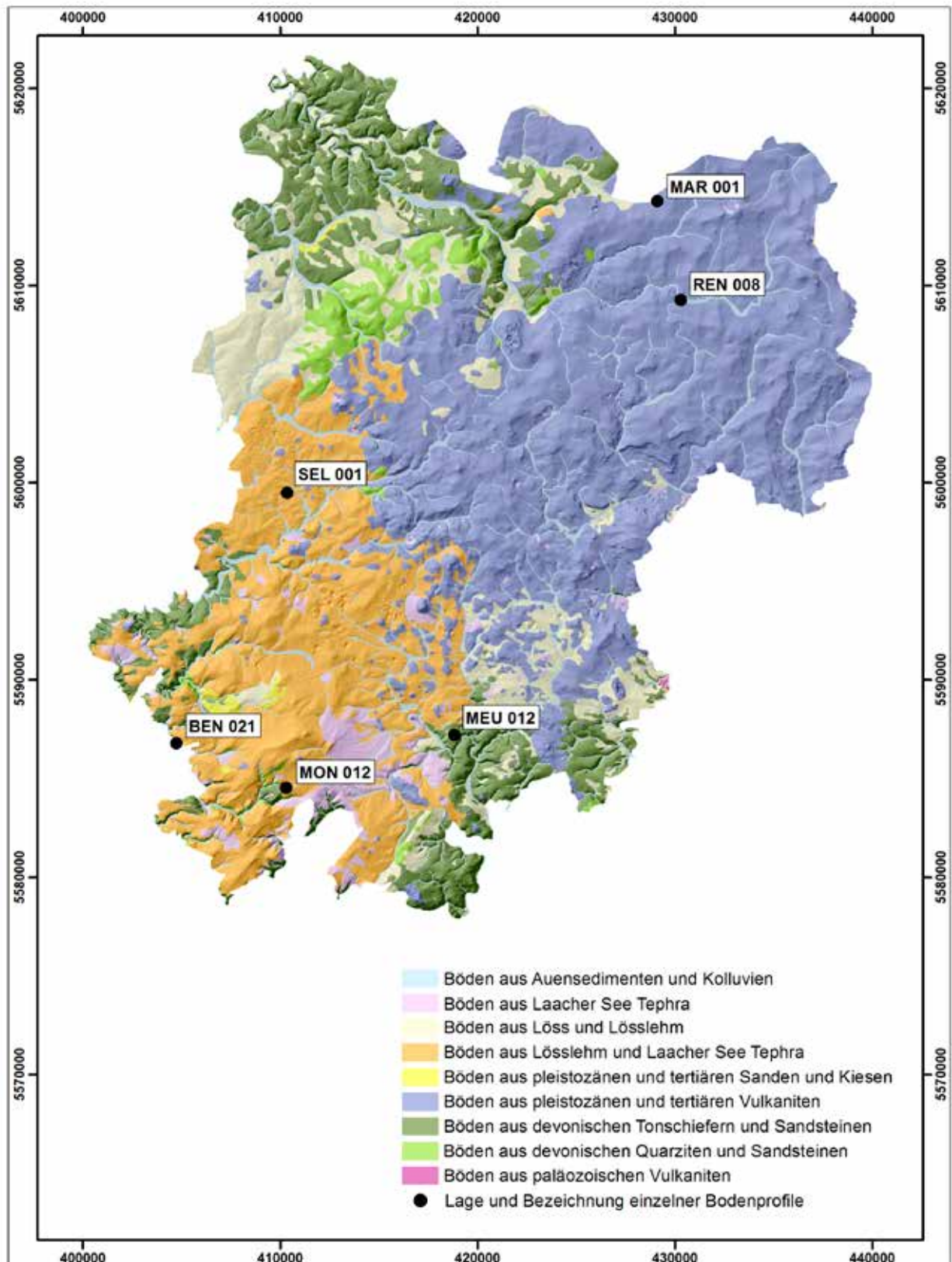


Abb. 3.2: Übersichtskarte der Bodenlandschaften mit Lage der Bodenprofile aus Abb. 3.3.

pseudovergleyten Böden zusätzlich eine lössreiche Mittellage in die Substratabfolge ein. In der Dierdorfer Senke sind großflächig auch Braunerde-Parabraunerden aus lösslehmreichen periglazialen Lagen verbreitet.

Böden aus pleistozänen und tertiären Vulkaniten

Ebenso wie bei den Böden aus Gesteinen des Devons ist bei den Böden aus tertiären Vulkaniten eine deutliche Abhängigkeit vom Relief festzustellen. Auf Oberhängen, Höhen und Kuppen dominieren flach- bis mittelgründige, häufig erodierte Braunerden, die mit Lockerbraunerden und Regosolen vergesellschaftet sind. Substrattypologisch sind diese Böden durch die Abfolge Hauptlage – Basislage – Anstehendes gekennzeichnet. In tiefer gelegenen und schwächer geneigten Bereichen nimmt die Substratmächtigkeit zu. Ursache hierfür können sein: die zunehmende Mächtigkeit der Basislage bzw. das Einsetzen mehrerer Basislagen, das Einsetzen einer Mittellage oder eine ehemalige Entwaldung und damit verbundene Erosion und Akkumulation (SAUER et al. 2001). Die auf diesen Flächen vorkommenden tiefergründigeren Braunerden zeigen häufig Merkmale der Pseudovergleyung. Auch Pseudogleye und Kolluvisole sind in den unteren Hangbereichen und auf den flach geneigten Verebnungsflächen häufig zu finden. Ergänzt wird das Inventar an Bodentypen durch Übergangstypen wie beispielsweise Braunerde-Pseudogleye oder Pseudogley-Kolluvisole. Umfangreiche Daten zu bodenphysikalischen und -chemischen Parametern der Böden aus tertiären Vulkaniten sind im Bodenzustandsbericht Blatt 5413 Westerburg enthalten (MUF 2003). Stratigraphisch stellt der nordöstlich von Caan liegende Basalt des Pfahlbergs eine Ausnahme dar. Aufgrund einer Altersbestimmung (LIPPOLT & TODT 1978) wird er in das Pleistozän gestellt.

Böden aus pleistozänen und tertiären Sanden und Kiesen

Böden aus pleistozänen und tertiären Kiesen sind im Projektgebiet in zwei Hauptausprägungen vertreten. Es handelt sich einerseits um Braunerde-Pseudogleye, andererseits um Braunerden aus solifluidalen Decksedimenten über fluviatilen Sanden und Kiesen.

Böden aus Mischsubstraten: Lösslehm und Laacher See Tephra

Hauptverbreitungsgebiet dieser Bodenformen ist der Westen bis Südwesten des Projektgebietes. Sie treten gesteinsübergreifend über pleistozänem Löss, tertiären Tonen, tertiären Vulkaniten und devonischen Gesteinen auf. Gemeinsam ist diesen Böden, dass sie im oberen Profilbereich durch ein Mischsubstrat aus Lösslehm und Laacher See Tephra geprägt sind. Bodentypologisch dominieren Braunerden und Pseudogleye, über Lösslehm auch Parabraunerden. Häufig lassen sich bodentypologische Übergangsformen finden, wie z. B. Parabraunerde-Pseudogleye, Braunerde-Parabraunerden oder Braunerde-Pseudogleye.

Böden aus Löss und Lössderivaten

Sowohl primäre Lössen bzw. Lösslehme als auch Kolluvial-, Kryo- und Schwemmlösslehme treten gesteinsübergreifend auf. Während die primären Lössablagerungen überwiegend grobbodenfrei sind, enthalten die umgelagerten Lösssedimente häufig einen Skelettanteil. Die Mächtigkeit des Lösssediments beträgt mindestens 1,2 Meter, sodass diese Bodenformen in erster Linie durch die chemischen und physikalischen Eigenschaften der Lössüberdeckung geprägt sind. Typische Bodenbildungen sind Parabraunerden, Pseudogleye und Kolluvisole. Auf Erosionsstandorten sind auch Pararendzinen und Regosole zu finden. Ergänzt werden diese Bodenbildungen durch Übergangstypen (Braunerde-Parabraunerden oder Pseudogley-Parabraunerden).

Böden aus Laacher See Tephra

Überwiegend in der Nähe zum Neuwieder Becken – unter anderem auf der Kanne(n)bäcker Hochfläche – sind stellenweise Vorkommen von über zwei Meter mächtiger Laacher See Tephra zu finden. Bodentypologisch dominieren hier Lockerbraunerden, Braunerden, Regosole und Kolluvisole aus verlagelter Bimstephra (Hauptlage, Kolluvium) über Bimstephra in situ. Nach Nordosten nimmt die Mächtigkeit der Laacher See Tephra kontinuierlich ab. Bis zur Dierdorfer Senke und zum Oberwesterwälder Kuppenland sind Böden zu finden, die in ihrem oberen Profilbereich noch von der Laacher See Tephra dominiert werden. Es handelt sich hierbei um Lockerbraunerden, Braunerden, Kolluvisole und Pseudogley-Braunerden, deren oberste 0,7 bis 1,0 Meter überwiegend aus Bims bestehen. In der Regel folgen bei diesen Böden unter umgelagertem Bims (Hauptlage, Kolluvium) nur einige Dezimeter Laacher See Tephra in situ.

Böden aus Auensedimenten und Kolluvien

Böden aus Auensedimenten bedecken die Überflutungsbereiche der Bäche und Flüsse. Es handelt sich um junge nacheiszeitliche, z. T. rezente Bodenbildungen, die durch Überflutung periodische Stoffzufuhr erfahren. Ihre pedochemischen Eigenschaften sind in erster Linie durch die im Einzugsgebiet verbreiteten Substrate geprägt. Im Randbereich der Flussaue sowie in den Auen der kleinen Nebenflüsse und Bachläufe verzahnen sich die Auensedimente mit solifluidalen und kolluvialen Hangsedimenten. Bodentypologische Differenzierungen sind in der Regel die Folge unterschiedlichen Entwicklungsalters sowie differierender Grundwasserstände. Bei idealtypischer Betrachtung findet man im Projektgebiet in kleinen, steil eingeschnittenen Tälern ohne breite Auenbereiche in Gewässernähe Gleye und im Übergang zu den umgebenden Hängen Gley-Kolluvisole und Gley-Braunerden. In Tälern mit breiteren Auenbereichen überwiegen dagegen Gley-Vegen sowie Kolluvisole.

Gesteinsübergreifend kleinflächig vorkommende Böden

Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, dass weitere Böden im Projektgebiet zu finden sind. Wegen der Kleinflächigkeit ihres Vorkommens treten sie nicht als Leitbodenformen auf und sind aufgrund dessen auf der BK 50 nicht dargestellt. In Quellmulden können beispielsweise Anmoor- oder Quellgleye auftreten. Selten haben sich – oft in Verbindung mit künstlichen Seeanlagen – meist schwache Niedermoore entwickelt (SABEL & FISCHER 1987). Initiale Bodenbildungen sind dort zu finden, wo sich Oberflächenabtrag und Bodenbildung über die Zeit fast die Waage gehalten haben, beispielsweise an sehr steilen Hängen. Als Bodentypen dominieren hier Syrosemi mit Übergängen zum Ranker. Zu erwähnen sind zudem die im Westerwaldkreis stellenweise vorkommenden Paläoböden und „vulkanogenen Edaphoide“ (JARITZ 1966, STÖHR et al. 1982).



BEN 021: Lockerbraunerde aus grusführendem Schluff (Hauptlage aus Lösslehm und Laacher See Tephra) über Tonschluff (Mittellage aus Lösslehm) (Foto: ARGEBO).

SEL 001: Haftnässepseudogley-Parabraunerde aus Lösslehm (Pleistozän) (Foto: CATENA).

MAR 001: Erodierter Pseudogley aus flachem Tonschluff (Hauptlage aus Lösslehm, Basalt und Laacher See Tephra) über Tonschluff (Mittellage aus Lösslehm und Basalt) über Tonschutt (Basislage aus Basalt) über tiefem Basalt (Tertiär) (Foto: CATENA).



REN 008: Podsoliger Pseudogley aus flachem Tonschluff (Hauptlage aus Lösslehm und Basalt) über grusführendem Ton (Mittellage aus Lösslehm und Basalt) (Foto: U. Dehner).

MEU 012: Braunerde-Regosol aus flachem grusführendem Schluff (Hauptlage aus Lösslehm und Tonschiefer) über Schluffgrus (Basislage aus Tonschiefer) über tiefem Schluffton aus Tonschiefer (Unterdevon) (Foto: S. Sauer).

MON 012: Lockerbraunerde aus Lehmschluff (Hauptlage aus Lösslehm, Laacher See Tephra und Schluffstein) über Tonschluff (Mittellage aus Lösslehm und Schluffstein) über tiefem Grusschluff (Basislage) aus Schluffstein (Unterdevon) (Foto: U. Dehner).

Abb. 3.3: Beispiele für typische Bodenbildungen im Westerwaldkreis.

4 BODENHYDROLOGIE

4.1 Einleitung

In nahezu allen Gemeinde- und Stadtarchiven finden sich Hinweise auf extreme Hochwasser. Dies zeigt, dass mit Hochwasser vielfach zu rechnen ist. Allerdings tragen Flächen und Einzugsgebiete je nach ihrem Aufbau (Landnutzung, Geologie, Boden, Relief) unterschiedlich stark zum Abfluss und damit zum Hochwasser bei. Auf un- oder nur geringdurchlässigen Böden beispielsweise entsteht sofort oder nur leicht verzögert Abfluss, während bei durchlässigen und tiefgründigen Böden viel Wasser infiltriert und zurückgehalten werden kann. Die Bodenhydrologische Karte Westerwaldkreis stellt grafisch dar, welche Abflussprozesse bei langanhaltenden, ergiebigen Niederschlägen auf den Flächen und in den Einzugsgebieten dominieren. Mit Hilfe der Karte kann beurteilt werden, wie Hochwasser in den Einzugsgebieten entstehen und von welchen Flächen besonders viel Abfluss stammt. Sie ist damit eine wichtige wasserwirtschaftliche Planungsgrundlage (siehe z. B. DEMUTH et al. 2010).

4.2 Methodik

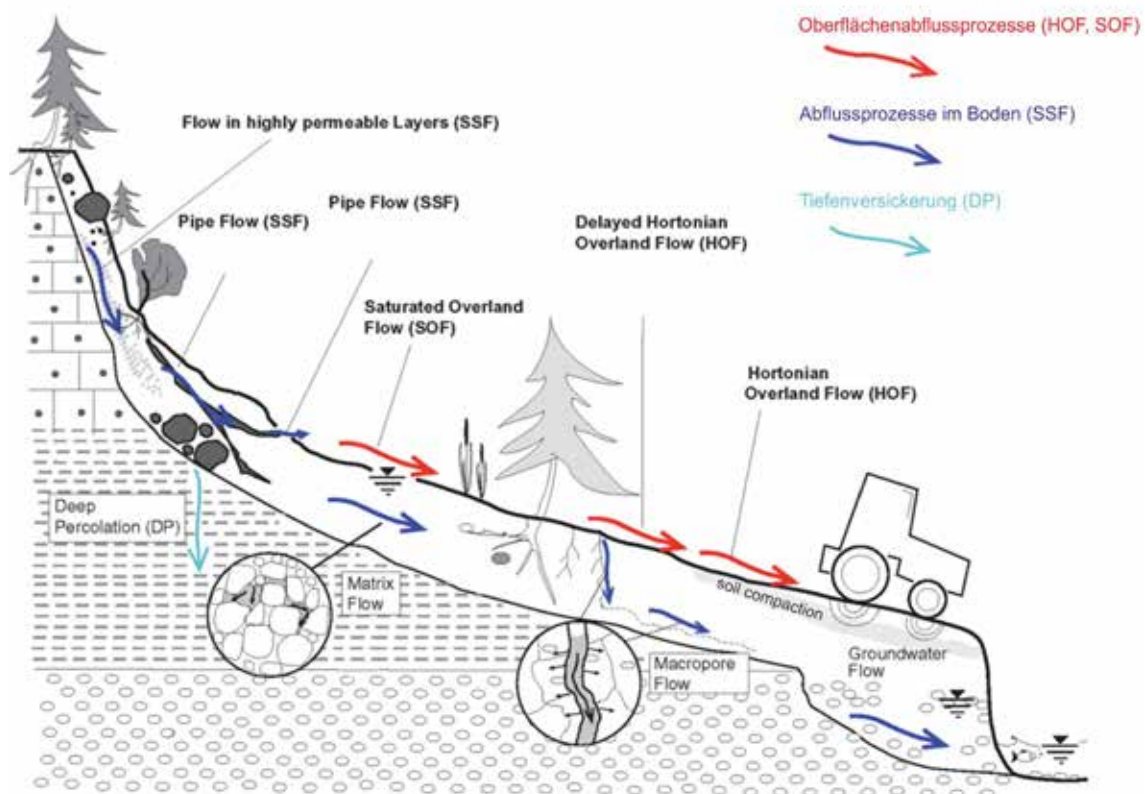


Abb. 4.1: Abflussprozesse an einem Hang (nach SCHERRER 1997).

Ausgangspunkt zur Entwicklung der Bodenhydrologischen Karte Rheinland-Pfalz ist der „Bestimmungsschlüssel zur Identifikation von hochwasserrelevanten Flächen“ (SCHERRER 2006). Mit Hilfe dieser Kartieranleitung können über Prozessbeurteilungsschemata im Gelände die dominanten Abflussprozesse abgeleitet werden. Zur Verdeutlichung sind in Abb. 4.1 die Abflussprozesse an einem Hang dargestellt. Ergänzt wird die Liste der Prozesse um die Einstufung „nicht beitragend (DP=)“ für ebene, gewässerferne Flächen, die aufgrund der Lage im Relief nicht oder nur sehr stark verzögert zum Abfluss beitragen, auch wenn der Untergrund keine Tiefenversickerung erwarten lässt. Die englischen Begriffe werden den deutschen vorgezogen, da auch in der deutschsprachigen Fachliteratur in der Regel die englischen Begriffe genutzt werden und z. T. adäquate deutsche Übersetzungen fehlen.

Da eine Geländekartierung nur in Ausnahmefällen möglich ist, wurde zur Erstellung der Bodenhydrologischen Karten im Zielmaßstab 1 : 50 000 der Ansatz von Scherrer (2006) weiterentwickelt. Hierbei werden in einem kombinierten Verfahren bodenkundliche Flächeninformationen (BK 50 des LGB) und – mittels prognostischer Verfahren aus verschiedenen kartierten Lerngebieten gewonnene – Reliefinformationen bewertet.

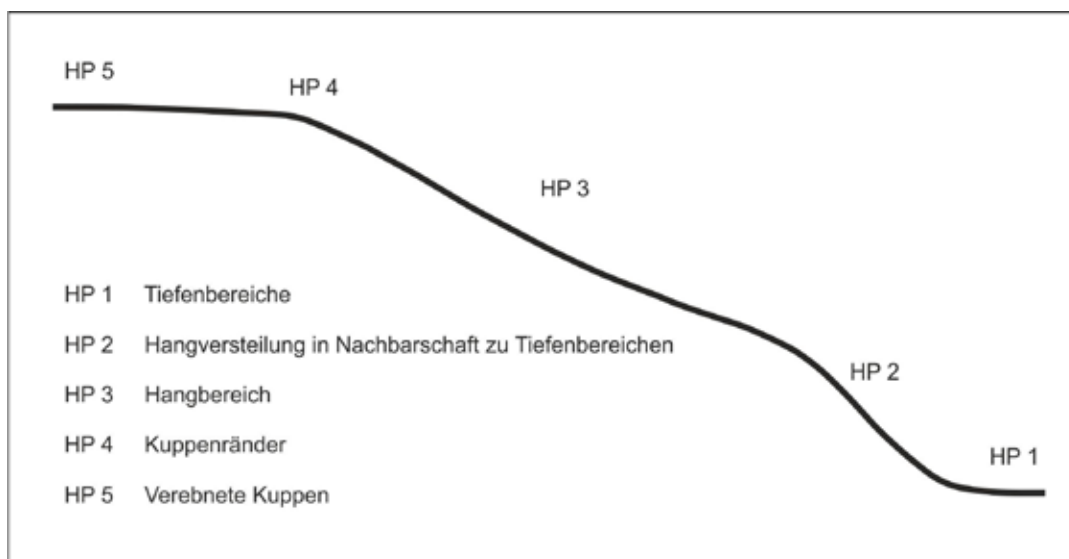


Abb. 4.2: Reliefpositionen als Basis des Reliefpotentials (nach Steinrücken & Behrens 2010).

Neben dem Reliefpotential haben die Eigenschaften der Böden einen großen Einfluss auf die Abflussbildung. Im „Bestimmungsschlüssel zur Identifikation hochwasserrelevanter Flächen“ (SCHERRER 2006) stellen neben Hydromorphiemerkmalen die Makroporosität, die Matrixdurchlässigkeit und das Auftreten lateraler Fließwege zentrale Größen bei der Beurteilung von Böden hinsichtlich des Abflussverhaltens dar. Da diese Parameter im Bodenformenarchiv (BoFA) zur BK 50 nicht vorrätig gehalten werden, wurden Ableitungen aus anderen Größen gebildet, die eine nachvollziehbare und transparente Klassifikation ermöglichen. Hierzu gehören z. B. Staunässe und Grundnässe, k_f -Wert und Luftkapazität. Ergänzt werden die aus BoFA abgeleiteten Kennwerte durch Anzeichen von Stau-, Hang- oder Grundnässe, die in der Bodensystematik (Varietät oder Subtyp), aber auch in den Nässestufen dokumentiert sein können. Mit Hilfe dieser Bodenmerkmale kann das bodenbürtige Abflusspotential bestimmt werden. Die Analyse des Reliefs ergibt dann, inwieweit dieses Bodenpotenzial – ausreichend Niederschläge vorausgesetzt – tatsächlich zum Tragen kommt und welcher Prozesstyp (siehe Tab. 4.1) die Abflussentstehung dominiert. Ausführlich ist der Ansatz in STEINRÜCKEN & BEHRENS (2010) beschrieben.

Abfluss kann auf verschiedene Arten entstehen. In der vorliegenden Bodenhydrologischen Karte werden 9 Abflussprozesstypen unterschieden (Tab. 4.1):

Tab. 4.1: Klassifikation der Bodenhydrologischen Karte Rheinland-Pfalz (IHW 2000, Steinrücken & Behrens 2010).

Abflussprozesse	Abflussprozesstypen
HOF Hortonian Overland Flow Hortonscher Oberflächenabfluss	HOF: Sofortiger Oberflächenabfluss als Folge von Infiltrationshemmnissen
SOF Saturated Overland Flow Gesättigter Oberflächenabfluss	SOF1: Sofortiger Oberflächenabfluss als Folge sich schnell sättigender Flächen SOF2: Verzögerter Oberflächenabfluss als Folge sich sättigender Flächen SOF3: Stark verzögerter Oberflächenabfluss als Folge sich langsam sättigender Flächen
SSF Subsurface Flow Lateraler Abfluss im Boden	SSF1: Rascher Abfluss im Boden SSF2: Verzögerter Abfluss im Boden SSF3: Stark verzögerter Abfluss im Boden
DP Deep Percolation Tiefenversickerung	DP: Versickerung in tiefere geologische Schichten (kein oder nur sehr stark verzögerter Abfluss)
DP= Not Contributing Nicht beitragend	DP=: Kein oder nur sehr stark verzögerter Abfluss auf Grund der Lage im Relief

4.3 Bodenhydrologie im Westerwaldkreis

In der vorliegenden Bodenhydrologischen Karte (Anlage 5) werden, mit Ausnahme des Hortonschen Oberflächenabflusses, die in Tabelle 4.1 aufgeführten Prozesse in ihrer räumlichen Verteilung dargestellt. Flächen mit Hortonschem Oberflächenabfluss werden nicht ausgewiesen, hierfür müssten Flächendaten zur Verschlammbarkeit der Böden oder die aktuelle Versiegelung hinzugezogen werden. In der praktischen Umsetzung führt das Verschneiden von mehreren Informationsebenen (Boden, Relief, Entfernung zum Vorfluter etc.) zu Splitterflächen. Es erfolgte daher eine automatische Bereinigung von Flächen kleiner als 0,1 ha, die den Nachbarflächen mit der längsten gemeinsamen Grenzlinie zugeordnet wurden.

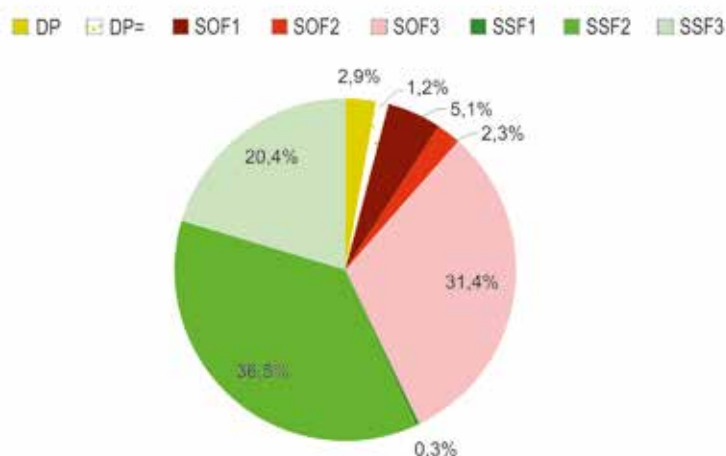


Abb. 4.3: Prozentuale Verteilung der Abflussprozesstypen im Westerwaldkreis (Legende siehe Tab. 4.1).

Die Verteilung der verschiedenen Abflussprozesse im Westerwaldkreis ist in Abbildung 4.3 dargestellt. Der Anteil an nicht beitragenden Flächen (DP und DP=) beträgt in der Summe 4 %, während sehr schnelle und schnelle Prozesse (SOF1, SOF2, SSF1) mit in der Summe 8 % etwa doppelt so häufig vertreten sind. Langsame Prozesse (SOF3 und SSF3) finden auf etwas mehr als der Hälfte der Fläche statt. Der Rest der Fläche wird mit SSF2 bewertet und kennzeichnet verzögert reagierende Areale. Die Aufteilung der auftretenden Abflussprozessstypen nach den naturräumlichen Haupteinheiten (Abb. 4.4) zeigt ein differenzierteres Bild. Die Naturräume Dilltal und Mittelrheinisches Becken sind aufgrund ihrer sehr geringen Anteile an der Gesamtfläche des Projektgebietes nicht berücksichtigt.

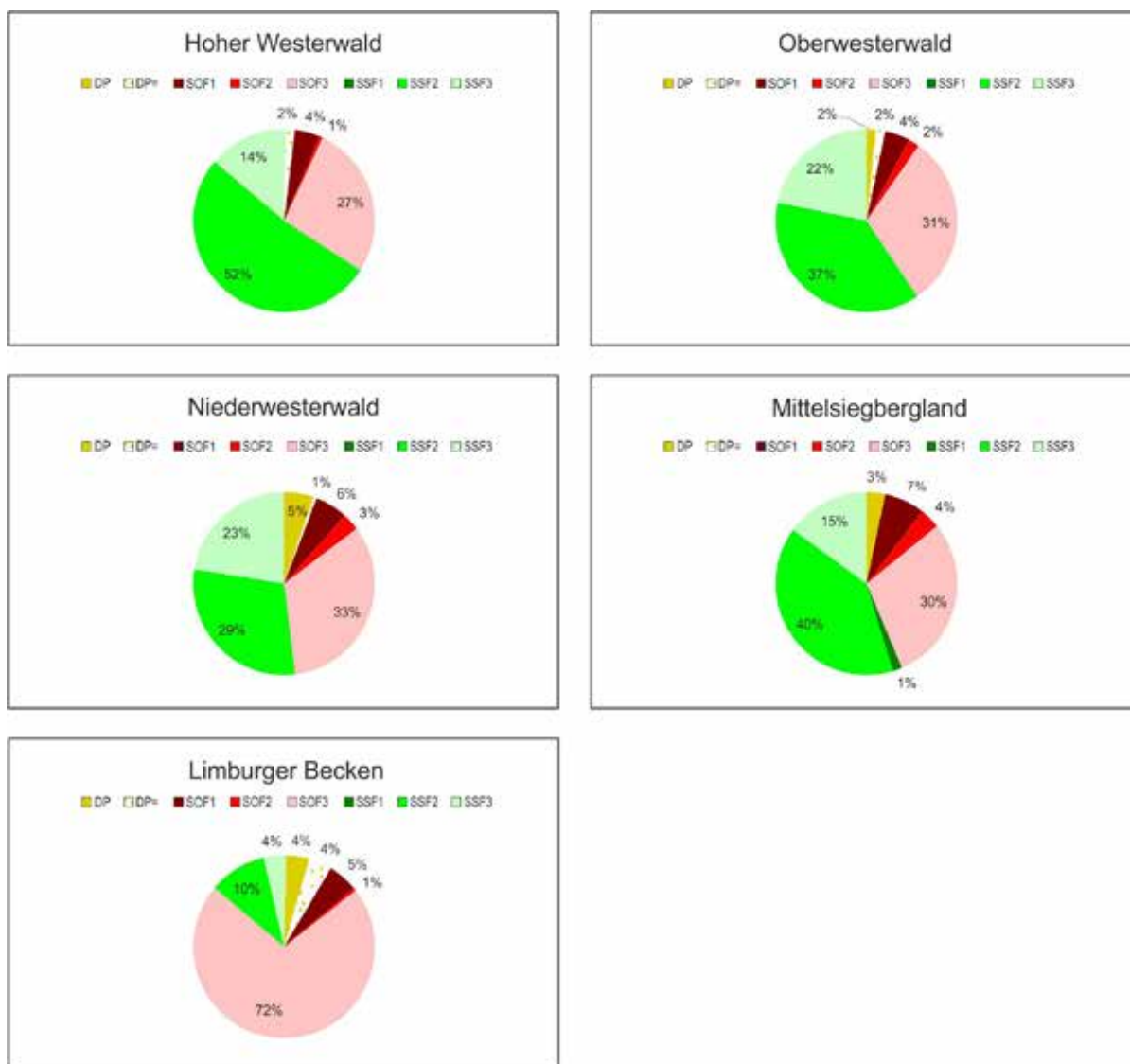


Abb. 4.4: Prozentuale Verteilung der Abflussprozessstypen in den naturräumlichen Haupteinheiten (vgl. Abb. 1.2, Kap. 1) des Westerwaldkreises (Legende siehe Tab. 4.1).

Hoher Westerwald

Im Hohen Westerwald sind die Böden vorwiegend durch verwitterte Basalte im Wechsel mit pleistozänen Fließerden geprägt. Böden aus Gesteinen des Devons treten in den Hintergrund. Das Relief ist sanft hügelig, bachnahe Hangversteilungen sind ausgesprochen selten (2 %).

Schnell reagierende Flächen (5 %) treten eher selten auf und beschränken sich primär auf kleine Bachauen. Eine mit 52 % sehr große Flächenverbreitung nehmen die durch verzögerten Abfluss charakterisierten Areale mit Abflussprozess SSF2 ein. Diese beruhen auf dem Auftreten von Böden aus lösslehmhaltigen Solifluktsdecken, die unter forstlicher, aber auch unter Gründlandnutzung häufig als Pseudogley ausgebildet sind. Vorfluterfern und nur langsam reagierend (SSF3 bzw. SOF3) wirken Braunerden aus verwitterten Basalten. Diese stellen auch zusammen mit den gelegentlich vorkommenden Schieferverwitterungsböden die Grundlage für die mit 2 % seltenen DP bzw. DP= Flächen.

Oberwesterwald

Der Oberwesterwald ist geprägt durch tertiären Vulkanismus. Braunerden aus Solifluktionsschutt aus verwitterten Basalten sind häufig anzutreffen und bilden kleine Erhebungen in der hügeligen Landschaft. Sie werden umgeben von lösshaltigen Fließerden (Mittellagen), in denen sich Braunerden und Pseudogley entwickelt haben. Ebenfalls verbreitet sind Böden aus devonischen Quarziten, Sandsteinen und Tonschiefern. Der Anteil an gewässernahen Hangversteilungen ist mit 4 % sehr gering.

Mit ca. 6 % der Fläche sind schnell reagierende Prozessareale (SOF1, SOF2, SSF1) relativ gering. Verzögernd reagierende Flächen (SSF2) nehmen mehr als ein Drittel der Fläche ein und beruhen auf den Pseudogley-Vorkommen. Flächen mit SOF3 und SSF3 besitzen die größte Verbreitung, während nicht beitragende Areale (DP, DP=) sehr selten auftreten.

Niederwesterwald

Die Substrate der Bodenentwicklung werden geprägt durch die Verwitterungsprodukte devonischer Gesteine. Neben den Braunerden aus verwitterten Schiefern kommen verbreitet Braunerden und Parabraunerden, aber auch Pseudogley aus lösslehmhaltigen pleistozänen Fließerden (Mittellagen) mit unterschiedlichen Bimsgehalten im Oberboden vor.

Schnell reagierende Flächen mit SOF1, SOF2 und SSF1 sind den Tiefenbereichen der Landschaft zuzuweisen. Hangversteilungen zum Gewässer sind relativ kurz und selten; die Übergänge zum Gewässer sind eher flach geneigt und werden von Parabraunerde-Pseudogley-Gesellschaften eingenommen. Diese tragen verzögert zum Abflussgeschehen (SSF2) bei. Der überwiegende Teil der Fläche weist mit SOF3 und SSF3 langsame Abflussprozesse aus. Als nicht beitragende Flächen (DP= und DP) werden 6 % ausgewiesen.

Mittelsiegbergland

Der vom Untersuchungsgebiet angeschnittene Teil des Mittelsiegberglandes ist geprägt durch durchlässige Schieferverwitterungsböden, meistens Braunerden. Die Abflusswege zum Vorfluter sind meist kurz, der Anteil der zum sofortigen Abfluss beitragenden Flächen (SOF1, SOF2, SSF1) beruht auf Tiefenlinien wie Bach- bzw. Flussauen oder Hangrinnen. Die Hangversteilungen entlang der Bäche und Flüsse fördern Zwischenabfluss (SSF2) und nehmen einen großen Teil des Naturraumes ein. Auf den sich nach oben anschließenden flacheren Hangbereichen finden langsame Sättigungsprozesse (SOF3) bzw. langsamer lateraler Abfluss im Boden (SSF3) statt. Kuppenverebnungen, die bei den vorherrschenden Substraten die Grundlage für Tiefenversickerung (DP) darstellen, sind kaum vorhanden.

Limburger Becken

Der Naturraum Limburger Becken ist nur mit geringem Flächenanteil im Untersuchungsgebiet vertreten. Die Häufigkeitsverteilung ist mit 76 % langsam reagierenden (SOF3 und SSF3) und 8 % nicht beitragenden Flächen (DP bzw. DP=) ein Abbild der sanften, reliefenergiearmen Beckenlandschaft mit ihren lössbürtigen Böden. Pseudogleye kommen selten und schwerpunktmäßig unter forstlicher Nutzung vor und tragen verzögert zum Abfluss bei (SSF2). Abflussbahnen in Form von Bächen (SOF1) oder trockenen Gerinnen (SOF2) nehmen mit 5 % bzw. 1 % der Fläche nur einen geringen Flächenanteil ein.

5 HYDROGEOLOGIE

Das Arbeitsgebiet ist aus paläozoischen und känozoischen Schichtenfolgen aufgebaut, die entsprechend ihrer unterschiedlichen Gesteinsausbildung und ihren hydrogeologischen Eigenschaften zu hydrogeologischen Einheiten zusammengefasst werden (Tab. 5.1 und 5.2).

5.1 Beschreibung der hydrogeologischen Einheiten

5.1.1 Paläozoikum

5.1.1.1 Paläozoische Vulkanite

Die Metabasalte (Diabase) stehen bei Hundsangen im Südosten des Projektgebietes in einer insgesamt nur ca. 0,1 km² großen Fläche an. Sie bilden einen Grundwassergeringleiter mit überwiegend geringer bis sehr geringer Gebirgsdurchlässigkeit. Auch das als „Vulkanite und Vulkaniklastite“ zusammengefasste Schichtglied, das lediglich im nordöstlichen Randbereich des Westerwaldkreises durch den Schnitt D–D' erfasst wird, ist wasserwirtschaftlich ohne Bedeutung.

5.1.1.2 Devon: hauptsächlich Ton- und Siltschiefer, untergeordnet quarzitischer Sandstein sowie geschieferter Feinsandstein („Devonische Schiefer“)

Die hydrogeologische Einheit „Devonische Schiefer“ umfasst die bezüglich der Petrographie homogenen Abfolgen des Siegens (USu, MSu, OSu) sowie die siltig-tonigen Gesteine des Mittel- und Oberdevons (dmoe). Es handelt sich um eine mehrere tausend Meter mächtige Abfolge von Ton- und Siltschiefern mit wenigen Einschaltungen von quarzitischen Sandsteinen. Nur im Mittelsiegen dominieren geschieferte Feinsandsteine mit Einschaltungen von Ton- und Siltschiefern. Die in der GK 50 Westerwaldkreis nicht als eigenständige Einheit ausgehaltenen Schalsteine des Mittel- und Oberdevons, die ebenfalls geschiefert sein können, treten nur kleinräumig im südöstlichen Teil des Projektgebietes auf.

Der Begriff „Devonische Schiefer“ bezieht sich auf das gemeinsame Gefügemerkmal der Schieferigkeit, wobei die Eng- bzw. Weitständigkeit der einzelnen Schieferflächen von der Petrographie abhängt.

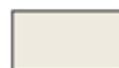
Die Gesteine weisen keinen nennenswerten nutzbaren Porenraum auf. Die Wasserführung ist daher im Wesentlichen auf Klüfte und Störungszonen begrenzt. Diese orientieren sich entsprechend der tektonischen Beanspruchung meist entlang des Schichtstreichens (Südwest-Nordost) sowie senkrecht dazu (Nordwest-Südost). Die daraus resultierende Gebirgsdurchlässigkeit ist im Allgemeinen gering. Einschwemmungen von tonig-lehmigem Material in ehemals offene Klüfte sowie eine Mylonitisierung der Störungen setzen die Wasserdurchlässigkeit in den „Devonischen Schiefen“ häufig herab. Auch sind Spalten zur Tiefe hin weniger weit geöffnet.

(*) in Anlehnung an die Hydrogeologische Kartieranleitung (Ad-hoc-AG Hydrogeologie 1997)

sehr hoch	$\geq 1 \cdot 10^{-2}$ m/s
hoch	$< 1 \cdot 10^{-2}$ m/s - $1 \cdot 10^{-3}$ m/s
mittel	$< 1 \cdot 10^{-3}$ m/s - $1 \cdot 10^{-4}$ m/s
mäßig	$< 1 \cdot 10^{-4}$ m/s - $1 \cdot 10^{-5}$ m/s
gering	$< 1 \cdot 10^{-5}$ m/s - $1 \cdot 10^{-7}$ m/s
sehr gering	$< 1 \cdot 10^{-7}$ m/s - $1 \cdot 10^{-9}$ m/s
äußerst gering	$< 1 \cdot 10^{-9}$ m/s



Grundwasserleiter/Grundwassergeringleiter mit überwiegend mäßiger bis geringer Trennfugendurchlässigkeit



Grundwassergeringleiter mit überwiegend geringer Trennfugendurchlässigkeit



Grundwassergeringleiter mit überwiegend geringer bis sehr geringer Trennfugendurchlässigkeit

Tab. 5.1: Hydrogeologische Klassifikation der paläozoischen Schichtenfolge im Westerwaldkreis. Vom Gilsbach-Quarzit s. I. wird angenommen, dass er sich im Grenzbereich Siegen/Ems gebildet hat. Daher erstreckt sich sowohl das „Obersiegen, ungegliedert“ als auch das „Unterems, ungegliedert“ nicht bis zur Siegen/Ems Grenze.

	Hydrogeologische Einheit	Hydrogeol. Klassifikation (*)	Legendeneinheit
Unterkarbon	Kulm (cuK)		Kulm (cuK)
Oberdevon	Devonische Kalksteine (dK)		Platten- und Flaserkalk (dmok)
Mitteldevon	Devonische Schiefer (dS)		Mittel- und Oberdevon (dmok)
			Massenkalk (dmok)
			Vulkaniklastit (Schalstein) (dmoe)
			Mittel- und Oberdevon (dmoe)
			Wissenbach-Schiefer (dmoe)
Unterdevon	Ems		Ems bis Oberdevon (Edo)
			Oberems, ungegliedert, im Hangenden des Ems-Quarzits s. I. (dzo)
		Devonische Quarzite (dQ)	Ems, ungegliedert (E)
		Devonische Wechselfolge (dW)	Oberems, ungegliedert, inklusive Ems-Quarzit s. I. (dzoE)
			Ems-Quarzit s. I. (Equ)
		Unterems, ungegliedert (dzu)	
	Devonische Quarzite (dQ)		Gilsbach-Quarzit s. I. (Gq)
	Siegen		Obersiegen, ungegliedert (OSu)
			Mittelsiegen, ungegliedert (MSu)
			Untersiegen, ungegliedert (USu)
	Paläozoische Vulkanite (pV)		Metabasalt (Diabas) (D)
			Vulkanite und Vulkaniklastite (V)

Darüber hinaus sind Klüfte oftmals mit Quarz- und metalloxidhaltigen Mineralisationen gefüllt. Zonen erhöhter Gebirgsdurchlässigkeiten sind daher häufig an das Wiederaufleben alter Querstörungen sowie an jüngere rheinisch streichende Störungen gebunden.

Gebiete in denen die hydrogeologische Einheit „Devonische Schiefer“ ansteht, sind aus der Sicht der Wasserversorgung Mangelgebiete. Besonders in den überwiegend ton- und siltschieferführenden Abfolgen des Untersiegens, des Obersiegens sowie des Mittel- und Oberdevons ist von einer geringen Wasserhöflichkeit auszugehen. Relativ höhere Grundwasserdargebote sind aufgrund des größeren Anteils an Sandsteinen nur in den Schichteinheiten des Mittelsiegens zu erwarten.

5.1.1.3 Devon: Wechselfolge von quarzitischen Sandsteinen, Ton- und Siltschiefern („Devonische Wechselfolge“)

Die „Devonische Wechselfolge“ besteht aus den nicht näher differenzierten Legendeneinheiten des Unter- und Oberems (dzu, dzoE, dzo) sowie der zusammengefassten Formation des „Ems, ungliedert“ (E). Es handelt sich im Wesentlichen um eine Wechselfolge von quarzitischen Sandsteinen, Ton- und Siltschiefern. Nur lokal treten auch Quarzsandsteine auf. Die jüngste Einheit des Oberems (Flaser-Schiefer, Kieselgallen-Schiefer) besteht hingegen aus einer Abfolge von Ton- und Siltschiefern. Zudem erfasst die „Devonische Wechselfolge“ den tieferen Teil der Legendeneinheit „Ems bis Oberdevon“ (Edo). Diese Einheit tritt nur nordöstlich Berzhahn (TK 25 Blatt 5414 Mengerskirchen) in einem kleinen Aufschluss und östlich Bilkheim (TK 25 Blatt 5513 Meudt) zutage.



Abb. 5.1:
Dausenauer Störung, im Liegenden der Störung ist Oberes Oberems. Im Hangenden Unteres Oberems aufgeschlossen. Im Bereich der Störung sind die Schichten intensiv tektonisch beansprucht, wodurch sich die Wasserdurchlässigkeit erhöht (Foto: J. Gad).
TK 25 Blatt 55130 Meudt, östlich Wirzenborn;
UTM32-Koordinaten
E: 419573, N:5587137.

Wegen des fehlenden Porenraums der Gesteine erfolgt die Grundwasserbewegung ausschließlich entlang vernetzter wasserwegsamere Trennflächen. Die Wechsellagerung lithologisch unterschiedlicher Gesteine bewirkt, zusammen mit einer ungleichmäßigen Verteilung der Trennflächen, kleinräumige hydraulische Differenzierungen innerhalb der hydrogeologischen Einheit „Devonische Wechselfolge“. Eine großräumige Grundwasserstockwerksgliederung besteht nicht. Die Grundwasserfließrichtung folgt im Allgemeinen der Morphologie in Richtung auf die Haupttäler, in denen die Bäche als Vorfluter wirken.

Die Fließgeschwindigkeiten variieren kleinräumig. Es resultieren örtlich maximale Abstandsgeschwindigkeiten, die in Abhängigkeit von den hydraulischen und morphologischen Bedingungen bis zu mehrere Meter pro Tag betragen können (LGB 2006a).

Die durch Brunnenbohrungen lokal erschlossenen Grundwassermengen sind jeweils relativ gering, so dass sie nur zur örtlichen Wasserversorgung dienen. Die Grundwasservorkommen sind zudem durch die stark wechselnde Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung unterschiedlich gut gegenüber Schadstoffeinträgen geschützt. In Gebieten, in denen sich über dem festen Fels z. T. mächtige Verwitterungs- und Auflockerungszonen gebildet haben, bewirkt der hohe Feinkornanteil ein vergleichsweise hohes Schadstoff-Rückhaltevermögen. Wo diese Deckschichten fehlen, liegt meist nur ein geringer bis mittlerer Schutz vor, der örtlich wiederum durch quartäre Auflagerungen, wie z. B. Deckschichten aus Löss oder aus Fließerden, erhöht sein kann. Besonders Quellwässer sind bei geringen Flurabständen anfällig gegenüber mikrobiologischen und hydrochemischen Einträgen.

Die Quellen zeigen vielfach ausgeprägte Schüttungsschwankungen, wie z. B. die zur Trinkwasserversorgung genutzten Quellen im Biebrichstal auf der Montabaurer Höhe. Messungen ab dem Jahr 1957 belegen für die Quelle 6514 Montabaur Schüttungen von 0,09 bis über 10 l/s, wobei die mittlere Quellschüttung ca. 3,4 l/s beträgt (Abb. 5.2). Die hohen Schüttungsschwankungen gehen überwiegend auf stark variierende Zwischenabflussanteile zurück. Ist der Interflow-Anteil dagegen gering, wie z. B. bei der Quelle 6518 Höhr-Grenzhausen, reagiert die Quelle gedämpft, das heißt ohne große Schüttungsschwankung (Abb. 5.2).

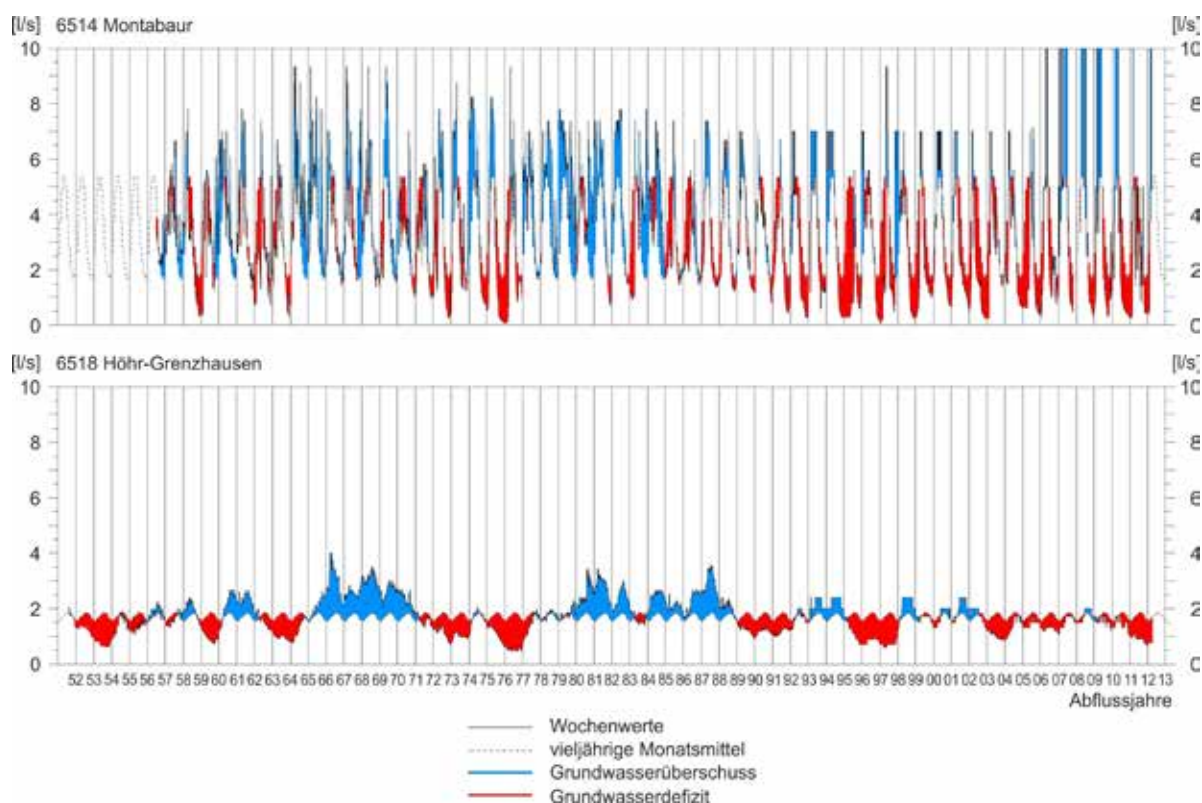


Abb. 5.2: Quellschüttungsganglinien der Quellen 6541 Montabaur und 6518 Höhr-Grenzhausen.

Langjährige Beobachtungsreihen von weiteren 8 Quellen zeigen, dass die mittleren Quellschüttungen ab dem Jahr 1952 meist zwischen 0,3 bis 3,4 l/s (Höchstwert: 6,0 l/s) liegen. Dabei reichen die Einzelmessungen von 0,01 bis 9,1 l/s, die Schüttungsschwankungen der einzelnen Quellen variieren zwischen 1,4 l/s bis maximal 6 l/s. Die berechneten Schüttungsquotienten liegen zwischen 0,003 und 0,43. Die oberirdischen Einzugsgebiete der Quellen umfassen vorwiegend eine Fläche zwischen 0,2 bis 0,4 km². Die in der Regel über einen Zeitraum von mehr als 40 Jahren erfassten Quellschüttungen deuten allerdings einen Rückgang der Schüttungsmengen an.

Schüttungsganglinien von 1999 bis 2002 zeigen, dass die mittleren Quellschüttungen von 23 Quellen im Bereich der Montabaurer Höhe überwiegend zwischen 0,02 und 1,6 l/s liegen (TESCH 2006). Nur in Einzelfällen tritt auch eine mittlere Schüttung bis zu 3,6 l/s auf. Die Schüttungsverläufe variieren zwischen 0,01 und 4,9 l/s, die Schüttungsquotienten liegen zwischen 0,32 bis 0,71.

5.1.1.4 Devon: hauptsächlich quarzitischer Sandstein bzw. Quarzsandstein, untergeordnet Ton- und Siltschiefer („Devonische Quarzite“)

Sowohl der Gilsbach-Quarzit s. l. als auch der Ems-Quarzit s. l. werden aus Quarzsandsteinen und quarzitischen Sandsteinen aufgebaut, die bei der variskischen Orogenese zu Sätteln und Mulden aufgefaltet wurden. Eine Grundwasserführung ist auch hier auf die Bereiche vernetzter wasserwegsamere Trennflächen beschränkt. In den Außenbögen der Sattel- und Muldenumbiegungen sind bevorzugt Zerrungsklüfte angelegt, die eine erhöhte Wasserwegsamkeit und somit auch eine erhöhte Speicherfähigkeit ermöglichen. Die in den Innenbögen entstandenen Pressungsklüfte weisen dagegen kaum Öffnungsweiten auf. Hieraus resultieren im Vergleich geringe hydraulische Leitfähigkeiten.

Die Faltenachsen streichen entsprechend der angelegten Hauptspannung Südwest-Nordost. Parallel zu den Achsenflächen der Falten sind zahlreiche Klüfte und Störungen unterschiedlicher Größenordnung ausgebildet. Eine größere Grundwasserspeicherung und -bewegung lassen die senkrecht zur Faltenachse orientierten Querstörungen sowie jüngere rheinisch streichende Störungen zu (LGB 1989).



Abb. 5.3:
 Quarzitischer Sandstein und Quarzsandstein des Gilsbach-Quarzits s. l. Die Schichtung fällt nach rechts ein. Die Grundwasserbewegung und -speicherung erfolgt in den längs und quer zum Streichen liegenden Klüften. Die Aufschlussfläche ist mit einer Querklüft identisch (Foto: J. Gad).
 TK 25 Blatt 5313 Bad Marienberg, nordöstlich Hachenburg; UTM32-Koordinaten E: 420404, N: 5614576.

Infolge der ausgeprägten Anisotropieverhältnisse im Festgestein kann die Gebirgsdurchlässigkeit auf engstem Raum sehr stark schwanken (LGB 1996). Dort wo offene Klüfte und Störungen erhöhte Durchlässigkeiten bedingen, wird das Gebirge bevorzugt entwässert. In diesen eng begrenzten Bereichen können die Fließgeschwindigkeiten ein Mehrfaches der Fließgeschwindigkeit im angrenzenden Grundwasserkörper betragen und bis zu mehrere Meter pro Tag erreichen (LGB 2008). Jedoch können Störungen auch verlehmt und daraus folgend schlecht durchlässig sein. Die Verlehmung ist dabei auf die Verwitterung des durch tektonische Beanspruchung an Störungszonen entstandenen Mylonits zurückzuführen.

Da über den „Devonischen Quarziten“ meist keine tiefgründige tonige Verwitterungszone ausgebildet ist, ist die Grundwasserschutzwirkung häufig gering. Quartäre Deckschichten können den Schutz gegenüber Schadstoffeinträgen lokal erhöhen. Infolge des nahezu fehlenden Puffervermögens der quarzistischen Gesteine sind in oberflächennahen Grundwässern jedoch vielfach Versauerungserscheinungen festzustellen.

Die „Devonischen Quarzite“ stellen im Untersuchungsgebiet einen bedeutsamen Kluftgrundwasserleiter dar, der durch eine Vielzahl von Brunnen erschlossen ist. Zudem bestehen zahlreiche Quelfassungsanlagen, wie z. B. die Wasserfassungen in der Umgebung der Ortschaft Gehlert. Die gemittelten Schüttungen dieser Quellen variieren zwischen 1,5 und 3,3 l/s, repräsentieren aber nur den Zeitraum zwischen Dezember 1996 und Mai 1997 sowie Juni bis August 1999. Ferner liegt für einige der Quellen ein Einzelwert vom August 1990 vor (LGB 2000).

5.1.1.5 Devon: Kalkstein („Devonische Kalksteine“)

Die Kalksteine des Mittel- und Oberdevon treten im Südostteil des Projektgebietes bei Hundsangen zu Tage. Zudem kommt bei Niedererbach (TK 25 Blatt 5513 Meudt) mitteldevonischer Massenkalk vor. Sie bilden einen Grundwasserleiter mit wechselnder Durchlässigkeit. Wasserwegsamkeiten sind an Trennflächen gebunden, die durch Verkarstung in unterschiedlichem Umfang erweitert sein können. Aufgrund ihrer geringen Verbreitung im Projektgebiet spielen sie wasserwirtschaftlich keine Rolle.

5.1.1.6 Kulm

Ebenfalls östlich der Ortschaft Hundsangen im Südostteil des Projektgebietes stehen Gesteine des Kulms an. Die aus Kieselschiefer, Tonschiefer sowie Grauwacke bestehende Formation streicht hier in einer nur 0,02 km² großen Fläche aus und ist wasserwirtschaftlich ohne Bedeutung.

5.1.2 Mesozoikum und Känozoikum

5.1.2.1 Mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke

Im Mesozoikum und Tertiär erfolgte unter einem verwitterungsintensiven warm-humiden Klima in Kombination mit langen Zeiträumen der relativen tektonischen Ruhe die Bildung mächtiger Verwitterungsdecken (FELIX-HENNINGSSEN 1990, 2006, SPIES 1986). Dabei führten die chemische Verwitterung und die Auswaschungsverluste zu einer Verringerung der Gesteinsfestigkeit und zu einer Vergrößerung des Porenraums (FELIX-HENNINGSSEN 1990). Parallel erfolgte durch die Mineralumwandlung und Hydratisierung eine Volumenerhöhung und damit verbunden eine Verringerung des Kluftvolumens. Die intensiv verwitterten und entfestigten devonischen Schiefer haben daher tendenziell eher die Eigenschaften eines Porengrundwasserleiters. Innerhalb dieser Verwitterungszone ist zwar mit einer geringen Durchlässigkeit,

aber mit einem vergleichsweise hohen Speichervermögen für Grundwasser zu rechnen. Etwas höhere Durchlässigkeiten weisen die Verwitterungsbildungen aus den Quarzsandsteinen und quarzitischen Sandsteinen auf. Die Erhöhung der hydraulischen Leitfähigkeit resultiert hier weniger aus der Vergrößerung des Porenraums als aus dem Anstieg der Klüftigkeit. Da die Quarzsandsteine zu mehr als 95 % aus Quarz und nur zu weniger als 5 % des Volumens aus verwitterbaren Mineralen (Feldspat, Schichtsilikate) bestehen, verändert sich das Porenvolumen von Quarzsandsteinen innerhalb der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke gegenüber unverwitterten Quarzsandsteinen nur oberflächennah nennenswert. Das Kluftvolumen wird dagegen durch Quarzlösung auf den Kluftflächen auch bis in Tiefen von mehreren Zehnermetern deutlich erhöht.

Die im Projektgebiet bis zu 90 m mächtigen Verwitterungszonen bilden z. T. lokale Quellwasserstockwerke.

5.1.2.2 Tertiäre Vulkanite

Die hydrogeologische Einheit „Tertiäre Vulkanite“ umfasst das ca. 800 km² große Basaltfeld im Nordosten des Arbeitsgebietes sowie das im Südwesten angrenzende, etwa 250 km² große intermediäre Vulkanfeld (LGB 2005). Sie enthält auch die zu Beginn des Magmatismus geförderten Tuffe, die der Breitscheid-Formation (BrF) zugeordnet werden. Da die Breitscheid-Formation aus einer Abfolge von Tuffen, Tuffiten und überwiegend siliziklastischen Sedimenten mit Einschaltungen von Braunkohle besteht (SCHINDLER 2011, SCHÄFER et al. 2011), wird sie in der geologischen Stratigraphie den sedimentären Ablagerungen des Tertiärs zugeordnet. Allerdings nehmen die Tuffe und Tuffite im Vergleich zu den rein sedimentären Zwischenlagen vielerorts einen größeren Teil der Gesamtmächtigkeit ein (SCHÄFER et al. 2011). Darüber hinaus weisen die Tuffe im zentralen Hohen Westerwald kaum sedimentäre Einschaltungen auf (SCHINDLER 2011), sodass die Breitscheid-Formation unter hydrogeologischen Gesichtspunkten der hydrogeologischen Einheit „Tertiäre Vulkanite“ zugeordnet wird.

Die maßgeblichen Aquifereigenschaften der intermediären und basaltischen Laven werden durch Abkühlungsklüfte geprägt. In Abhängigkeit des Abkühlungsvorganges variieren die Kluftdichten und Kluftweiten und somit auch die Wasserwegsamkeiten erheblich. Demzufolge bilden die Trachyte, Phonolithe und Basalte einen Kluftgrundwasserleiter mit einer mäßigen bis geringen Gebirgsdurchlässigkeit.

Außerhalb der Schlotbereiche werden diese Grundwasserleiter von unterdevonischen Gesteinen, die aufgrund der Durchlässigkeitskontraste gegenüber den Basalten als Grundwassersohlschicht fungieren, unterlagert. Häufig liegen sie dem Devon jedoch nicht direkt auf, sondern überlagern tertiäre Tone, Sande oder Tuffe. Je nach Grad der Vertonung weisen die Tuffe sehr unterschiedliche Durchlässigkeiten auf. Sie bilden daher einen Kluft-/Porengrundwasserleiter mit stark wechselnder, häufig jedoch geringer Durchlässigkeit. Bei starker Zersetzung und Vertonung wirken sie sogar eher als Grundwasserhemmer.

Aufgrund des Wechsels der Ausbruchsmechanismen von Tuff- und Lavenförderung schalten sich auch zwischen den einzelnen Basaltdecken Tuffe ein. Es kommt zu vertikal stark wechselnden Durchlässigkeiten, sodass kleinräumig Stockwerksgliederungen auftreten können. Dementsprechend liegen sowohl ungespannte als auch durch die absperrende Wirkung der Tuffe gespannte Verhältnisse vor.











Abb. 5.4:
Breite Basaltsäulen in einem
ehemaligen Basaltbruch
(Foto: M. Weidenfeller).
TK 25 Blatt 5414 Mengerskir-
chen, SSW Berzhahn;
UTM32-Koordinaten
E: 429120, N: 5598212.



Abb. 5.5:
Säulige Absonderung von
Basalten. Abhängig von der
Abkühlungsgeschwindigkeit
der einzelnen Lavaströme
entstanden meterlange
sechseckige Basaltsäulen.
Die hierbei durch Volumen-
schrumpfung gebildeten
Trennflächen dominieren als
hydraulisch wirksame Klüfte
(Foto: A. Wehinger).
TK 25 Blatt 5513 Meudt,
northwestlich Nentershausen;
UTM32-Koordinaten
E: 423456, N: 5587704.

Tab. 5.2: Hydrogeologische Klassifikation der känozoischen Schichtenfolge einschließlich der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke im Westerwaldkreis.

		Hydrogeologische Einheit	Hydrogeol. Klassifikation (*)	Legendeneinheit
Tertiär	Pliozän	Tertiäre Sedimente (tS) feinklastisch (f) grobklastisch (g)		Siershahn-Formation (SF) Dernbach-Formation (DF) Kieseloolithschotter (plk)
	Miozän			
	Oligozän	Tertiäre Sedimente (tS) feinklastisch (f) Tertiäre Vulkanite (TV) grobklastisch (g)		Breitscheid-Formation (BrF) Arenberg-Formation (AFs) Arenberg-Formation (AFt)
	Eozän	Tertiäre Sedimente (tS) feinklastisch (f) grobklastisch (g)		Bubenheim-Formation (BF) Immendorf-Formation (IF)
Tertiär	Oligozän bis Pliozän	Tertiäre Vulkanite (tV)		Nephelin-Basanit (Ba) Phonolith (Ph) Trachyt (T) Trachytischer Andesit (Tan) Andesit, undifferenziert (An) Basaltischer Andesit (Ban) Basalt, undifferenziert (B) Trachybasalt (TB) Palagonitartiger Tuff (Pt) Trachytischer Tuff (Tt) Andesitischer Tuff (Ant)
	Mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV)		Saprolith (Ton- und Siltschiefer) / Saprolith (Quarzsandstein und quarzitischer Sandstein)	

		Hydrogeologische Einheit	Hydrogeol. Klassifikation (*)	Legendeneinheit
Quartär	Holozän	Quartäre Sedimente (qS)		Künstlich verändertes Gelände (y)
				Auensedimente und Abschwemmmassen (ha) Moorbildungen (hm)
	Pleistozän	Quartäre Sedimente (qS)		Tephra des Laacher See Vulkanismus (Bi)
				Niederterrassen, ungegliedert (NT)
				Fließerden (flsVu, flB, flSQ, fl)
				Löss, Lösslehm, Schwemmlöss (lo)
Quartäre Vulkanite (qV)	Quartäre Vulkanite (qV)		Mittelterrassen, ungegliedert (MT) Haupt- und Mittelterrassen, ungegliedert (HMT)	
			Hauptterrassen, ungegliedert (HT) Basalt (qB)	

(*) in Anlehnung an die Hydrogeologische Kartieranleitung (Ad-hoc-AG Hydrogeologie 1997)

sehr hoch	$\geq 1 \cdot 10^{-2}$ m/s
hoch	$< 1 \cdot 10^{-2}$ m/s - $1 \cdot 10^{-3}$ m/s
mittel	$< 1 \cdot 10^{-3}$ m/s - $1 \cdot 10^{-4}$ m/s
mäßig	$< 1 \cdot 10^{-4}$ m/s - $1 \cdot 10^{-5}$ m/s
gering	$< 1 \cdot 10^{-5}$ m/s - $1 \cdot 10^{-7}$ m/s
sehr gering	$< 1 \cdot 10^{-7}$ m/s - $1 \cdot 10^{-9}$ m/s
äußerst gering	$< 1 \cdot 10^{-9}$ m/s

	Grundwasserleiter mit wechselnder Porendurchlässigkeit
	Grundwasserleiter mit überwiegend hoher bis mittlerer Porendurchlässigkeit
	Grundwasserleiter mit überwiegend hoher bis mäßiger Porendurchlässigkeit
	Grundwasserleiter mit überwiegend mittlerer bis mäßiger Porendurchlässigkeit
	Grundwasserleiter/Grundwassergeringleiter mit überwiegend mäßiger bis geringer Porendurchlässigkeit
	Grundwassergeringleiter mit überwiegend geringer Porendurchlässigkeit
	Grundwassergeringleiter mit überwiegend geringer bis sehr geringer Porendurchlässigkeit
	Grundwassergeringleiter mit überwiegend sehr geringer bis äußerst geringer Porendurchlässigkeit
	Grundwassergeringleiter mit überwiegend geringer Trennfugen- und Porendurchlässigkeit
	Grundwasserleiter mit überwiegend mäßiger Trennfugendurchlässigkeit
	Grundwasserleiter/Grundwassergeringleiter mit überwiegend mäßiger bis geringer Trennfugendurchlässigkeit



Abb. 5.6:
**Basalttagebau Oelberg/
 Miltersberg.** Die Abbildung
 veranschaulicht die große
 Mächtigkeit des basaltischen
 Grundwasserleiters (Foto:
 A. Wehinger).
 TK 25 Blatt 5513 Meudt,
 zwischen Dreikirchen und
 Hundsangen;
 UTM32-Koordinaten
 E: 426954, N: 5589203.



Abb. 5.7:
Ehemaliger Basaltsteinbruch.
 Aufgrund der geringen
 Durchlässigkeit der liegen-
 den tertiären Tone haben
 sich in vielen aufgelassenen
 Basaltsteinbrüchen Seen
 gebildet (Foto: M. Weiden-
 feller).
 TK 25 Blatt 5513 Meudt, öst-
 lich Zehnhausen;
 UTM32-Koordinaten
 E: 423938, N: 5592146.

Im Bereich der kaum überdeckten anstehenden Vulkanite ist mit hohen Sickerraten und einem geringen Schutz gegenüber Schadstoffeinträgen zu rechnen, was z. B. zu geringen Versauerungserscheinungen durch atmosphärischen Eintrag führen kann. Eine wirksame Schadstoffrückhaltung ist ausschließlich an die Überlagerung bindiger Deckschichten gebunden.

Die Grundwasservorkommen in den tertiären Vulkaniten werden durch eine Vielzahl von Einzelwassergewinnungen (Brunnen- und Quellenanlagen) für die Trinkwasserversorgung genutzt. Als Beispiel sei

die Quelle „Auf dem Attich“ westlich von Liebenseid genannt, die in den niederschlagsarmen Jahren 1996/97 eine mittlere Quellschüttung von 0,5 l/s aufweist (LGB 1997a). Messungen im gleichen Zeitraum ergeben für die Quellen Zollstock und Wüstenholz östlich von Neunkhausen mittlere Schüttungen von 0,9 l/s bzw. 1,3 l/s (LGB 1997b). Die durchschnittliche Schüttung der südwestlich von Alpenrod gelegenen Quellen „Enspel/In der Bücherwies“ sowie „Enspel/Kuhbästcheswies“ liegt für den Zeitraum von 2001 bis 2004 bei jeweils 0,3 l/s (LGB 2006b). Mit 2,4 l/s ist die langjährige mittlere Schüttung der am südwestlichen Hang des Malbergs austretenden Malbergquelle etwas höher. Die Schüttungsverläufe variieren allerdings im Zeitraum zwischen 1953 und 2010 von 0,01 bis 30 l/s. Die Einzugsgebiete der genannten Quellen betragen zwischen 0,09 und 0,35 km².

Langjährige Beobachtungsreihen von weiteren 8 Quellen zeigen, dass die mittleren Quellschüttungen in der Regel zwischen 0,12 und 1,8 l/s liegen. Die Einzelwerte reichen dabei von 0,01 bis 5,0 l/s. Die Schüttungsquotienten variieren von 0,004 bis 0,27.

5.1.2.3 Tertiäre Sedimente

5.1.2.3.1 Tertiäre Sedimente, feinklastisch

Im Mesozoikum und insbesondere im Tertiär unterlagen die devonischen Gesteine unter feuchtwarmen klimatischen Bedingungen einer intensiven und tiefgründigen Verwitterung. Stellenweise wurden die lockeren Verwitterungsprodukte abgetragen und als Tone und Schluffe in intramontanen Senken in z. T. großen Mächtigkeiten abgelagert.

Diese Tone und Schluffe sind aufgrund ihrer sehr geringen bis äußerst geringen Porendurchlässigkeit generell als Grundwassergeringleiter bzw. -stauer einzustufen. Sie bilden daher die Grundwassersohle zum hangenden (tertiären sowie pleistozänen) Grundwasserleiter. Zudem können die tonig-schluffigen Schichten zu gespanntem Grundwasser in den liegenden Schichten sowie zur Ausbildung einer zumindest lokalen Grundwasserstockwerksgliederung führen.

Die Tone weisen ein vergleichsweise hohes Schadstoffrückhaltevermögen auf und bewirken dadurch eine hohe bis sehr hohe Schutzwirkung der Grundwasserüberdeckung.

Die Grundwasserneubildung ist aufgrund der geringen Durchlässigkeit der Tone erheblich vermindert.

In die teilweise bis ca. 95 m mächtigen Tonschichten sind örtlich Braunkohlelagen eingeschaltet. Diese organischen Einschaltungen sind selbst nicht wasserführend. Jedoch wurden durch den jahrzehntelangen Abbau der Braunkohle große Hohlräume geschaffen. Sie sind zwar häufig wieder mit dem bei der Gewinnung angefallenen tauben Gestein verfüllt worden, dennoch ist davon auszugehen, dass die Wasserwegsamkeit stark erhöht bzw. das Retentionsvermögen stark herabgesetzt ist (LGB 1999).

Daher kann in den Bereichen der Untertagebaue mit sehr hohen Abstandsgeschwindigkeiten gerechnet werden. Aufgrund des hohen Adsorptionsvermögens gegenüber bestimmten organischen Stoffen ist im Bereich der sich noch im Gebirge befindlichen Kohle eine relativ hohe Schadstoffrückhaltung zu erwarten.

Abbauwürdige Braunkohlevorkommen sind besonders im westlichen und östlichen Hohen Westerwald sowie im nördlichen Oberwesterwald vorhanden (SCHINDLER 2011). Zur Wasserhaltung der Gruben wurden Entwässerungsstollen angelegt, die heute z. T. zur Trinkwasserversorgung genutzt werden. Hierzu gehört auch eine der bedeutendsten Trinkwassergewinnungsanlagen im nördlichen Rheinland-Pfalz, der Stollen Alexandria. Die tatsächlich gemessene mittlere Schüttungsmenge am Stollenmund beträgt 350 l/s (Kreisverwaltung des Westerwaldkreises 2012).



Abb. 5.8:
Tertiärer Ton in der Tongrube Geigenflur (Foto: A. Wehinger).

TK 25 Blatt 5412 Selters,
nördlich Mogendorf;
UTM32-Koordinaten
E: 412160, N: 5595522.



Abb. 5.9:
Tertiärer Ton in der Tongrube Meudt. Die in verschiedenen Varietäten vorkommenden tertiären Tone bilden einen mehrere Zehnermeter mächtigen Grundwasserergingleiter (Foto: A. Wehinger).

TK 25 Blatt 5513 Meudt, süd-
östlich Meudt;
UTM32-Koordinaten
E: 423276, N: 5592713.

5.1.2.3.2 Tertiäre Sedimente, grobklastisch

Die Ablagerungsprozesse im Tertiär führten zu einer oft kleinräumig wechselnden Verbreitung von Tonen, Sanden und Kiesen. Dabei weisen die Sand-Kiesablagerungen als Porengrundwasserleiter zumeist mittlere bis mäßige Durchlässigkeiten auf. Sie überlagern entweder devonische Gesteine oder ältere tertiäre Tone. Sind die tertiären grobklastischen Sedimente von Tonen und Schluffen bedeckt, erfahren sie nur eine geringe Grundwasserneubildung aus Niederschlag. Grundwasserneubildungsbereiche sind angrenzende oberflächennah anstehende Grundwasserleiter, zu denen ein hydraulischer Anschluss

besteht. Folgen im Hangenden tonig-schluffige Ablagerungen, werden erfahrungsgemäß meist gespannte Grundwasserverhältnisse angetroffen.

Das grobklastische Tertiär ist aufgrund seiner geringen Verbreitung und geringen Mächtigkeit hydrogeologisch von untergeordneter Bedeutung, bildet jedoch die Grundlage zahlreicher kleinerer Wasserversorgungen vor allem im südlichen Bereich des Westerwaldkreises. Die Grundwasserentnahmen sind vorwiegend an die grobklastische Abfolge an der Basis der Immendorf-Formation sowie an die grobklastischen Sedimente der Arenberg-Formation gebunden. Sind diese von feinkörnigem Tertiär überlagert, ist die Verschmutzungsempfindlichkeit sehr gering. In den anderen Bereichen können bindige Deckschichten einen gewissen Schutz vor Verunreinigungen bewirken. Wo diese fehlen, liegt eine geringe Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung vor.

5.1.2.4 Quartäre Vulkanite

Der in einer nur 0,5 km² großen Fläche oberflächennah anstehende quartäre Basalt baut den Pfahlberg nördlich Caan (TK 25 Blatt 5511 Bendorf) auf. Er bildet hier einen Kluffgrundwasserleiter mit mäßiger bis geringer hydraulischer Leitfähigkeit.

Die im Projektgebiet nur wenige Dezimeter bis etwa zwei Meter mächtigen Tephraablagerungen des Laacher See Vulkans bilden keinen eigenständigen Grundwasserleiter. Der Bims besitzt jedoch große innere Oberflächen und damit ein hohes Rückhaltevermögen gegenüber Schadstoffen, sodass er einen guten Schutz für das Grundwasser in den liegenden Schichten darstellt.

5.1.2.5 Quartäre Sedimente

Die ältesten quartären Lockergesteine sind die Kiese und Sande der Haupt- und Mittelterrassen. Aufgrund eines höheren Verwitterungsgrades und damit verbunden eines höheren Anteils an Feinkomponenten stellen sie einen Porengrundwasserleiter mit mittlerer bis mäßiger Durchlässigkeit dar. Wegen ihrer nur lokalen Verbreitung und meist geringen Mächtigkeit haben sie für die Grundwassererschließung im Projektgebiet keine Bedeutung. Vereinzelt können die verlehmteten Terrassenreste die Schutzfunktion der Grundwasserüberdeckung verbessern. Dies gilt ebenfalls für die gering bis sehr gering durchlässigen Substrate Löss, Lösslehm und Schwemmlöss sowie für die pleistozänen bindigen Fließerden. Die lehmig-sandigen Auensedimente und Abschwemmmassen sowie die kleinräumig auftretenden Moore weisen überwiegend eine mäßige bis geringe Durchlässigkeit auf. Die Kiese und Sande der Niederterrassen bilden dagegen einen Porengrundwasserleiter mit hoher bis mittlerer Durchlässigkeit. Da sie im Projektgebiet geringmächtig sind und nur eine lokale Verbreitung zeigen, spielen sie wasserwirtschaftlich keine Rolle.

5.2 Hydraulische Kennwerte

Zur Charakterisierung der Grundwasserleiter dienen die Transmissivität [m^2/s], der Durchlässigkeitsbeiwert k_f [m/s] und die spezifische Ergiebigkeit [$l/(s \cdot m)$]. Für ihre Ermittlung wurde auf Messwerte aus früheren Untersuchungen zurückgegriffen. Diese erfolgten unter verschiedenen Gesichtspunkten bzw. Fragestellungen und wurden von zahlreichen Fachfirmen durchgeführt und dokumentiert.

Aufgrund der resultierenden unterschiedlichen Qualität der Datensätze wurde zur Auswertung der Messungen das vergleichsweise wenige Eingangsdaten benötigende Näherungsverfahren von LINCK (1963)

und LOGAN (1964) herangezogen. Diese Methode liefert im Vergleich mit anderen Methoden plausible und hinsichtlich der Größenordnungen gut nachvollziehbare Ergebnisse. Errechnet werden Transmissivitäten, welche die aufsummierten Gebirgsdurchlässigkeiten des erschlossenen Grundwasserleiters wiedergeben. Teilt man sie durch die erschlossene Grundwasserleitermächtigkeit, so erhält man die mittleren Durchlässigkeitsbeiwerte (k_f). Für die devonischen Kluftgrundwasserleiter wird die abgeleitete mittlere Durchlässigkeit gegenüber der tatsächlichen Gebirgsdurchlässigkeit jedoch in der Regel unterschätzt, da die Zuflusszonen in die Brunnen fast immer nur auf wenige Kluftbereiche beschränkt sind. Wie man anhand der wenigen Bohrlochmessungen zur Ermittlung der Zuflusszonen erkennen kann, erfolgen die Wasserzutritte auf 1/3 bis 1/5 der erschlossenen Mächtigkeiten. Liegen keine geophysikalischen Bohrlochmessungen vor, die Zuflussbereiche erkennen lassen, sollten für die devonischen Kluftgrundwasserleiter keine mittleren k_f -Werte für weitere Auswertungen, wie z. B. für die Abschätzung der Abstandsgeschwindigkeit, angesetzt werden.

Die spezifische Ergiebigkeit [$l/(s \cdot m)$] ergibt sich als Quotient aus dem geförderten Volumenstrom und der dabei erzielten Absenkung. Die auf Dauer gewinnbaren Wassermengen hängen neben der hydraulischen Anbindung des Brunnens an das Gebirge von der langfristig zur Verfügung stehenden Grundwasserneubildung ab. Allerdings zeigen aus wasserwirtschaftlicher Sicht die spezifischen Ergiebigkeiten, in welchen Grundwasserleitern man am ehesten mit den gewünschten Entnahmemengen rechnen kann. Bei den Ergiebigkeiten ist zu beachten, dass bei den Versuchsbohrungen zur Grundwassergewinnung, die aufgrund zu geringer Zuflussmengen nicht ausgebaut wurden, keine Pumpversuche vorliegen. Die Ergiebigkeiten zeigen deshalb besonders für die hydrogeologische Einheit „Devonische Schiefer“ und „Devonische Wechselfolge“, bei denen Fehlbohrungen besonders häufig auftreten, ein zu optimistisches Bild.

Für die vergleichende Betrachtung der hydraulischen Kennwerte standen 283 Pumpversuche an 248 Standorten zur Verfügung. Dementsprechend lagen für einige Standorte Mehrfachmessungen vor, die im Zuge des schrittweisen Abteufens von Bohrungen ermittelt wurden.

Der Gesamtdatensatz wurde für die Auswertung nach den hydrogeologischen Einheiten gegliedert. Die für die jeweiligen Einheiten ermittelten hydraulischen Kennwerte sind in Histogrammen dargestellt. Hierbei wurde jede Zehnerpotenz in 2 Gruppen aufgeteilt, die aufgrund der Annahme einer logarithmischen Normalverteilung der Transmissivitäten sowie der k_f -Werte jeweils in Bereiche von 1 bis 3,2 und 3,2 bis 10 gruppiert wurden. So ergeben sich Klassen z. B. von $1 \cdot 10^{-6}$ bis $3,2 \cdot 10^{-6}$ m^2/s bzw. m/s und $3,2 \cdot 10^{-6}$ bis $1 \cdot 10^{-5}$ m^2/s bzw. m/s .

Die Box-Whisker-Plots geben eine zusammenfassende Übersichtsdarstellung der Transmissivitäts- und Durchlässigkeitsbeiwerte. Als statistische Maßzahlen werden 25 %- und 75 %-Perzentil (Box), Median, 5 %- und 95 %-Perzentil (Whisker) sowie Minimum und Maximum angegeben. Für hydrogeologische Einheiten mit weniger als 10 Pumpversuchen wird auf die Darstellung der statistischen Maßzahlen verzichtet. Die ermittelten Transmissivitäten und Durchlässigkeitsbeiwerte werden ersatzweise als Punkte dargestellt.

5.2.1 Devon: hauptsächlich Ton- und Siltschiefer, untergeordnet quarzitischer Sandstein sowie geschieferter Feinsandstein („Devonische Schiefer“)

Zur Berechnung der hydraulischen Kennwerte in den „Devonischen Schiefen“ standen 24 Pumpversuche an 9 Standorten zur Verfügung. Die hieraus berechneten Transmissivitäten sind mit einem 95 %-Perzentil von $3 \cdot 10^{-4}$ m^2/s und einem Medianwert von $5 \cdot 10^{-5}$ m^2/s sehr gering. Die Durchlässigkeitsbeiwerte variieren zwischen $2 \cdot 10^{-7}$ bis $9 \cdot 10^{-5}$ m/s . Mit einem Medianwert von $8 \cdot 10^{-7}$ m/s sind auch die k_f -Werte insgesamt gesehen gering.

Demzufolge sind die spezifischen Ergiebigkeiten dieses Klüftgrundwasserleiters mit meist weniger als $0,5 \text{ l/(s}\cdot\text{m)}$ ebenfalls sehr gering. Bei üblichen Brunnentiefen von 50 bis 100 m und Absenkungen im Betrieb von ca. 10 m betragen in 75 % der Fälle die Ergiebigkeiten weniger als 1 l/s. Lediglich in einem Fall ist eine spezifische Ergiebigkeit von $2 \text{ l/(s}\cdot\text{m)}$ sowie eine Transmissivität von $2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ und ein hoher k_f -Wert von $9 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ berechnet worden. Möglicherweise führt hier eine intensive Faltung der in ungewöhnlich hohem Anteil auftretenden quarzistischen Sandsteine zu einer hohen Klüftigkeit und damit erhöhten Gebirgsdurchlässigkeit.

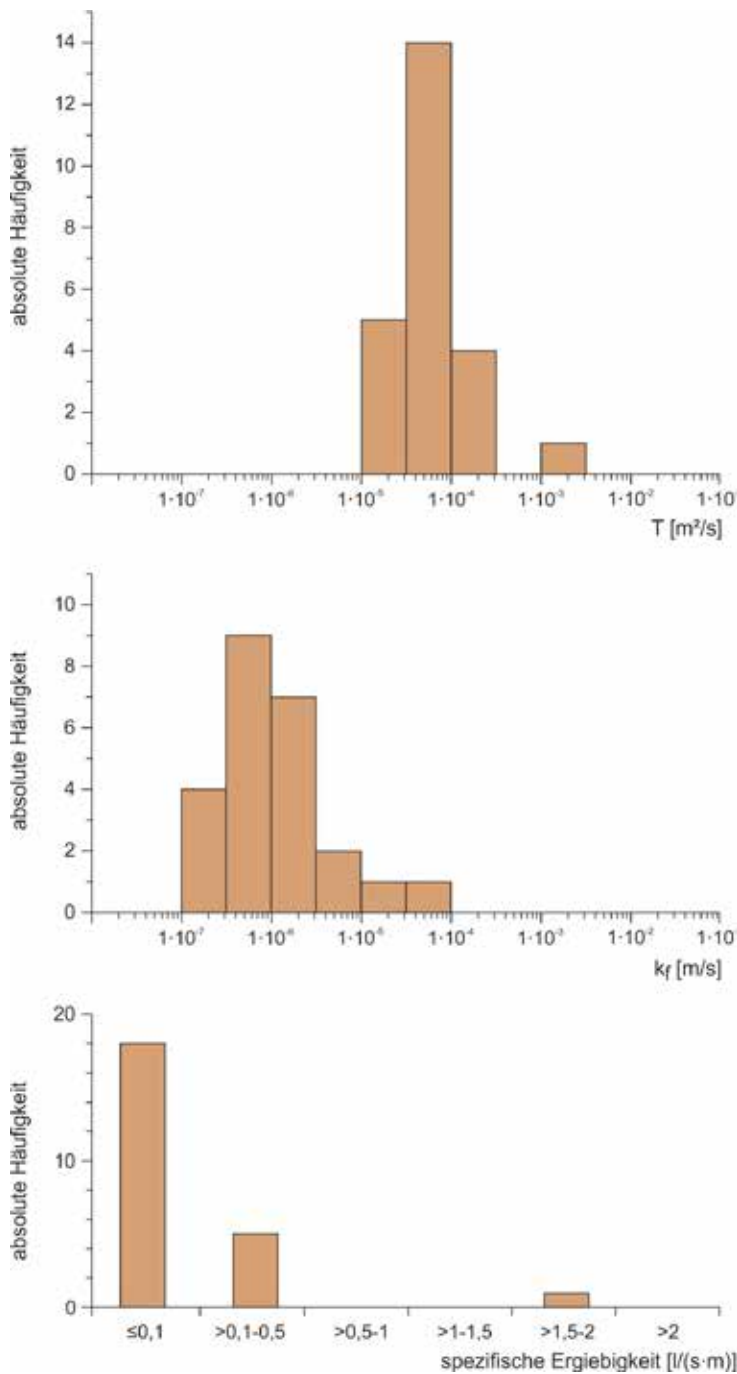


Abb. 5.10:
Häufigkeitsverteilung ($n = 24$) der Transmissivität T , der mittleren Gebirgsdurchlässigkeit k_f (T/M) sowie der spezifischen Ergiebigkeit. (Devon: hauptsächlich Ton- und Siltschiefer, untergeordnet quarzistischer Sandstein sowie geschieferter Feinsandstein)

5.2.2 Devon: Wechselfolge von quarzitischen Sandsteinen, Ton- und Siltschiefern („Devonische Wechselfolge“)

Für die Bestimmung der hydraulischen Kennwerte in der hydrogeologischen Einheit „Devonische Wechselfolge“ wurden 92 Pumpversuche an 89 Standorten ausgewertet. Die Transmissivitätswerte aller Pumpversuche liegen zwischen $4 \cdot 10^{-6}$ und $4 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, der Medianwert liegt bei $1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$. Eine relativ große Bandbreite weisen auch die Durchlässigkeitsbeiwerte auf. Sie variieren zwischen $8 \cdot 10^{-8}$ und $1 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$ mit einem Häufigkeitsmaximum in den Durchlässigkeitsklassen $3,2 \cdot 10^{-7}$ bis $3,2 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$. Der Medianwert liegt bei $1 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$, das 95 %-Perzentil bei $3 \cdot 10^{-5}$.

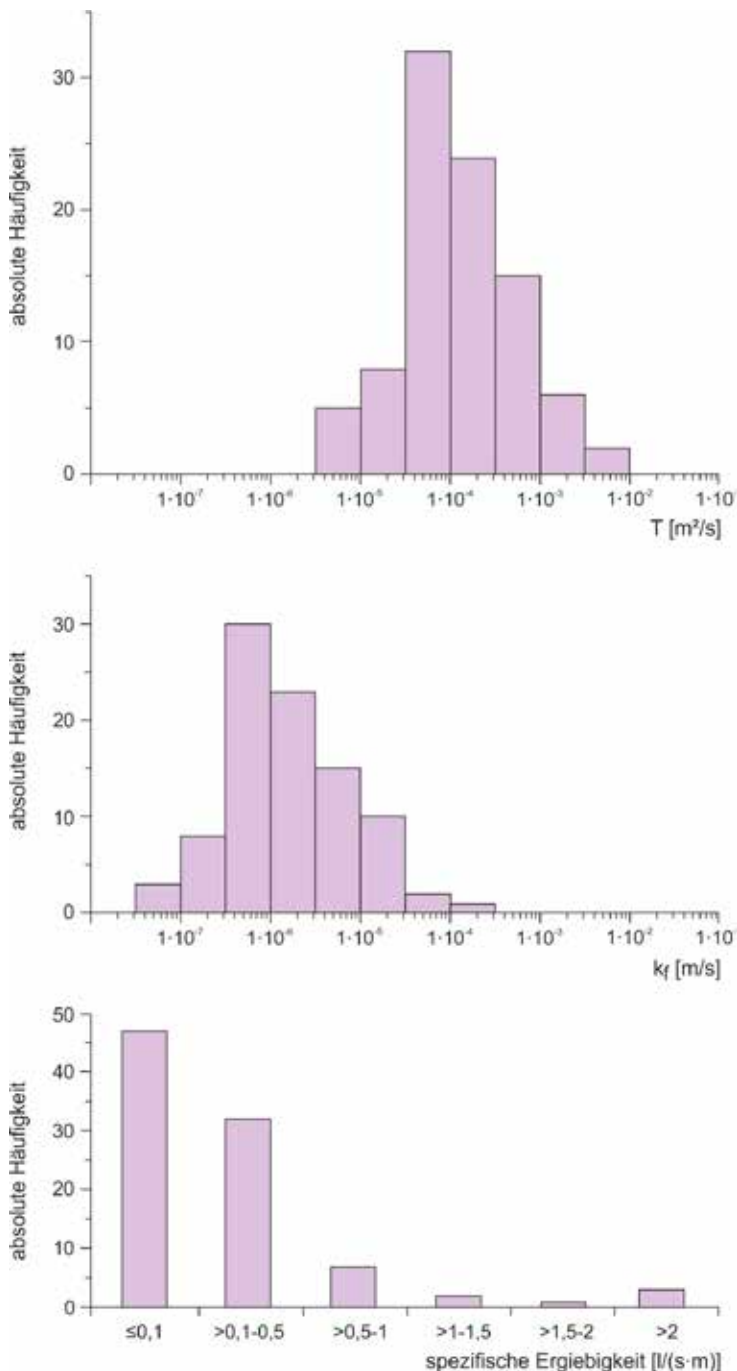


Abb. 5.11:
Häufigkeitsverteilung ($n = 92$) der Transmissivität T , der mittleren Gebirgsdurchlässigkeit k_f (T/M) sowie der spezifischen Ergiebigkeit. (Devon: Wechselfolge von quarzitischen Sandsteinen, Ton- und Siltschiefern)

Bei einer Klassifizierung der Werte nach Standorten, die überwiegend quarzitisches Sandsteine erschließen, und Positionen, die überwiegend Ton- und Siltschiefer sowie geschieferte Feinsandsteine erfassen, lässt sich in der Spannweite der Transmissivitäten kein erheblicher Unterschied feststellen. Für erstere variieren die Werte zwischen $4 \cdot 10^{-6}$ und $4 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, für die zweite Standortgruppe zwischen $6 \cdot 10^{-6}$ und $2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. Der Medianwert der Transmissivitäten sowie der Medianwert der Durchlässigkeitsbeiwerte ist in den sandsteinbetonten Standorten mit $1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ bzw. $2 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$ geringfügig höher als bei den feinkörniger ausgebildeten Bereichen, bei denen der Medianwert $9 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ bzw. $9 \cdot 10^{-7} \text{ m/s}$ beträgt.

Die spezifischen Ergiebigkeiten aller Brunnen variieren zwischen 0,004 und $3 \text{ l}/(\text{s} \cdot \text{m})$. Der Medianwert liegt bei $0,1 \text{ l}/(\text{s} \cdot \text{m})$, der Mittelwert bei $0,3 \text{ l}/(\text{s} \cdot \text{m})$. In ca. 85 % der Fälle betragen die spezifischen Ergiebigkeiten weniger als $0,5 \text{ l}/(\text{s} \cdot \text{m})$. Lediglich in intensiv geklüfteten Bereichen sind Ergiebigkeiten von mehr als $0,5 \text{ l}/(\text{s} \cdot \text{m})$ zu erwarten. Spezifische Ergiebigkeiten größer $1,5 \text{ l}/(\text{s} \cdot \text{m})$ sind hierbei ausschließlich in den von Sandsteinen dominierten Wechselfolgen festgestellt worden.

5.2.3 Devon: hauptsächlich quarzitische Sandstein bzw. Quarzsandstein, untergeordnet Ton- und Siltschiefer („Devonische Quarzite“)

Für die Betrachtung der hydraulischen Kennwerte in den „Devonischen Quarziten“ lagen 45 Pumpversuche an 41 Messstellen vor. Die aus diesen Datensätzen resultierenden Transmissivitäten und Durchlässigkeitsbeiwerte sind aufgrund des intensiver ausgebildeten Kluftnetzes in den „Devonischen Quarziten“ insgesamt höher als bei der hydrogeologischen Einheit „Devonische Schiefer“. Der Medianwert liegt bei $2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ bzw. $3 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$, das 95 %-Perzentil bei $1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ bzw. $2 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$. Allgemein streuen die Transmissivitäten zwischen $5 \cdot 10^{-6}$ und $2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. Die k_f -Werte erreichen eine Bandbreite von $8 \cdot 10^{-8}$ bis $3 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$, wobei sich das Häufigkeitsmaximum in den Klassen $1 \cdot 10^{-6}$ bis $1 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ feststellen lässt.

Auch die spezifischen Ergiebigkeiten sind gegenüber der Einheit „Devonische Schiefer“ insgesamt deutlich höher. In ca. 60 % der Pumpversuche treten bei typischen Brunnentiefen von 50 bis 100 m und Absenkungen von 10 m spezifische Ergiebigkeiten von 1 bis 5 l/s auf. In rund 10 % der Fälle sind sogar mehr als 5 l/s zu beobachten. Allerdings treten in 30 % der Fälle auch sehr geringe Ergiebigkeiten auf. Dies hängt damit zusammen, dass in den quarzitischen Sandsteinen immer wieder geringer durchlässige Schieferpakete eingeschaltet sind, deren Mächtigkeit durch ein steiles Einfallen der Schichten scheinbar erhöht wird.

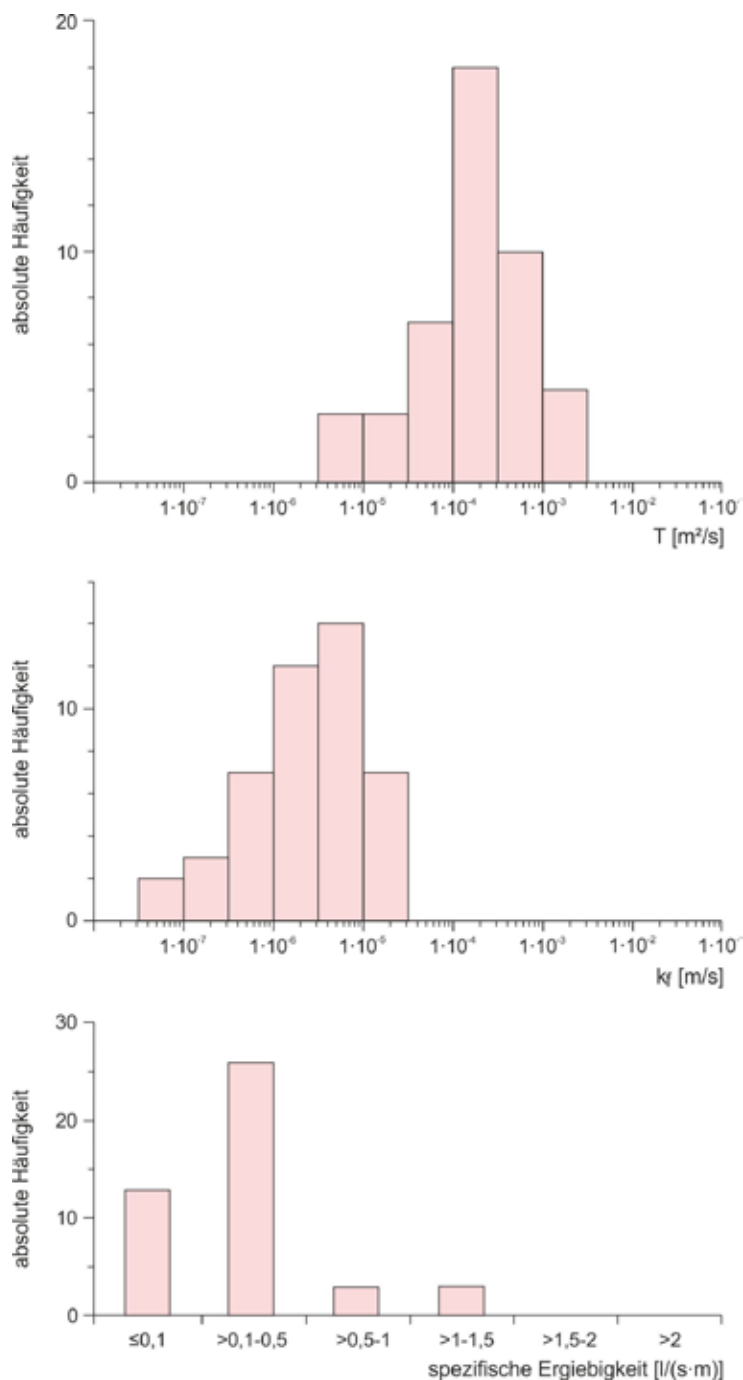


Abb. 5.12:
Häufigkeitsverteilung ($n = 45$) der Transmissivität T , der mittleren Gebirgsdurchlässigkeit k_f (T/M) sowie der spezifischen Ergiebigkeit. (Devon: hauptsächlich quarzitischer Sandstein bzw. Quarzsandstein, untergeordnet Ton- und Siltschiefer)

5.2.4 Tertiäre Vulkanite

Die für die Pumpversuchsauswertungen zur Verfügung stehenden Bohrlochaufschlüsse und Brunnen erschließen fast ausschließlich Basalte und basaltische Tuffe, die auch flächenhaft dominieren. Allerdings haben auch die sehr gering verbreiteten trachytischen Vulkanite für die Trinkwassergewinnung eine gewisse Bedeutung, da sie relativ hohe spezifische Ergiebigkeiten aufweisen.

Eine Unterscheidung in Standorte, die ausschließlich Basalte bzw. Trachyte erschließen und Standorte, die Basalt bzw. Trachyte und deren Tuffe erfassen, konnte nicht erfolgen.

Insgesamt lagen für diese hydrogeologische Einheit 116 Pumpversuche an 94 Standorten vor. Die daraus berechneten Transmissivitäten variieren zwischen $5 \cdot 10^{-6}$ bis $8 \cdot 10^{-3}$ m^2/s , der Medianwert liegt bei $1 \cdot 10^{-4}$ m^2/s . Die k_f -Werte erstrecken sich von $2 \cdot 10^{-7}$ bis $2 \cdot 10^{-4}$ m/s , wobei die Klassen zwischen $1 \cdot 10^{-6}$ und $1 \cdot 10^{-5}$ m/s am stärksten vertreten sind. Der Medianwert der Durchlässigkeitsbeiwerte liegt bei $3 \cdot 10^{-6}$ m/s . Bei den Pumpversuchen mit geringen Durchlässigkeiten wurden meist höhere Anteile von Tuffen erschlossen.

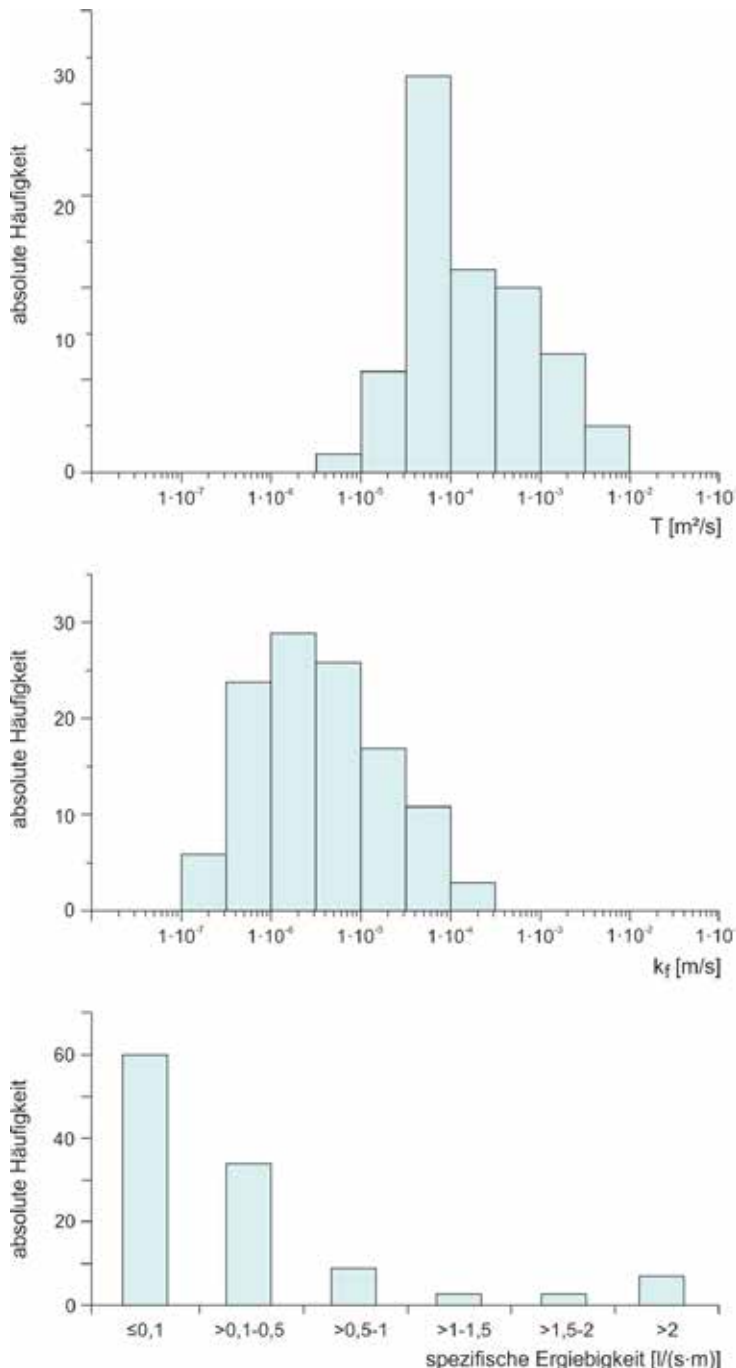


Abb. 5.13:
Häufigkeitsverteilung ($n = 116$) der Transmissivität T , der mittleren Gebirgsdurchlässigkeit k_f (T/M) sowie der spezifischen Ergiebigkeit. (Tertiäre Vulkanite)

Die spezifischen Ergiebigkeiten betragen in ca. 80 % der Fälle weniger als 0,5 $\text{l}/(\text{s} \cdot \text{m})$. Das arithmetische Mittel liegt bei 0,5 $\text{l}/(\text{s} \cdot \text{m})$, der Medianwert bei 0,1 $\text{l}/(\text{s} \cdot \text{m})$. Nur in Einzelfällen sind relativ hohe

spezifische Ergiebigkeiten von mehr als $2 \text{ l}/(\text{s}\cdot\text{m})$ berechnet worden. Die auf Dauer gewinnbaren Wassermengen können jedoch nicht einfach über hohe Absenkungen extrapoliert werden, da wegen des ausgeprägten Reliefs die Einzugsgebiete relativ klein sind und das damit zur Verfügung stehende Grundwasserdargebot das begrenzende Element ist.

5.2.5 Tertiäre Sedimente

Die sieben auswertbaren Pumpversuche in den grobklastischen tertiären Porengrundwasserleitern ergeben Transmissivitäten zwischen $3\cdot 10^{-4}$ und $1\cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ und k_f -Werte von $1\cdot 10^{-5}$ bis $2\cdot 10^{-4} \text{ m/s}$. Die spezifischen Ergiebigkeiten liegen zwischen 0,2 und $1,1 \text{ l}/(\text{s}\cdot\text{m})$. Da die Aquifermächtigkeiten meist nur wenige Meter betragen und somit keine größeren Absenkungen möglich sind, belaufen sich die zu fördernden Mengen nur auf 1 bis 5 l/s .

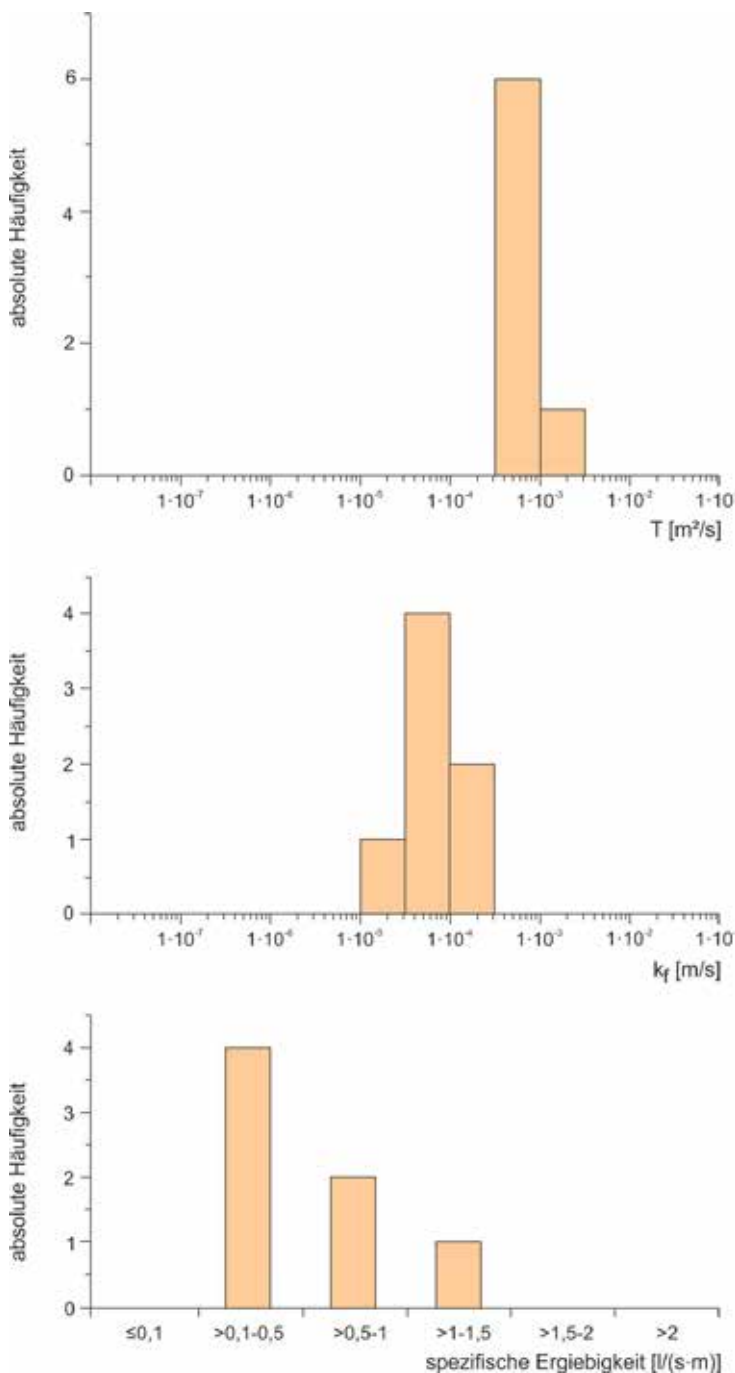


Abb. 5.14:
Häufigkeitsverteilung ($n = 7$) der Transmissivität T , der mittleren Gebirgsdurchlässigkeit k_f (T/M) sowie der spezifischen Ergiebigkeit. (Tertiäre Sedimente)

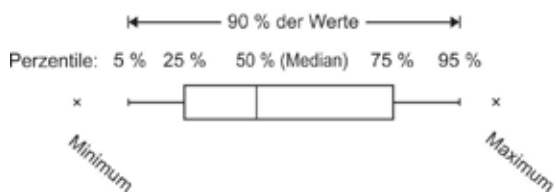
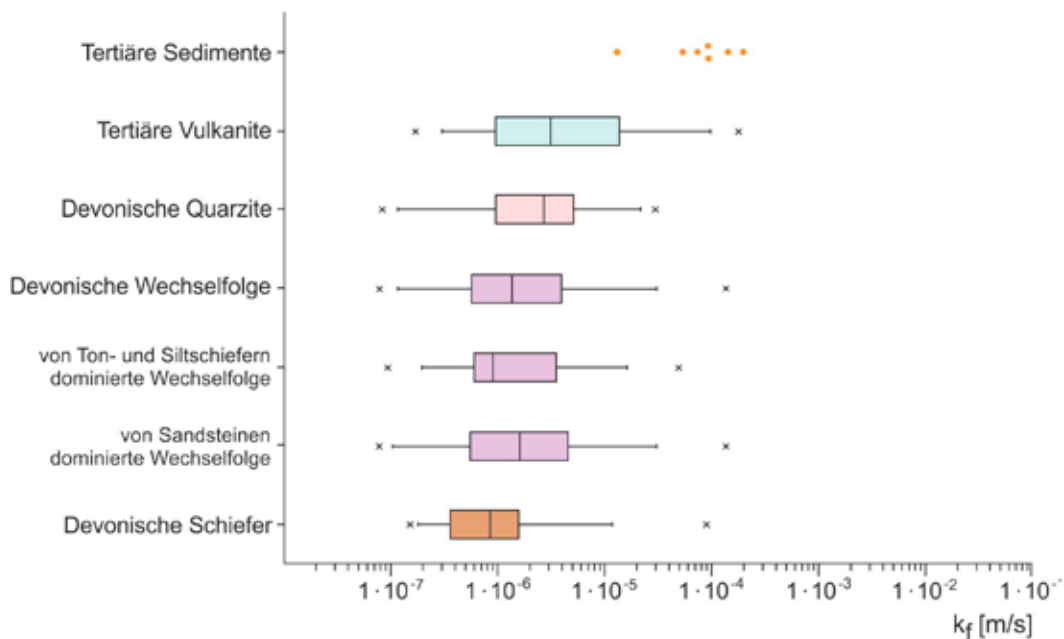
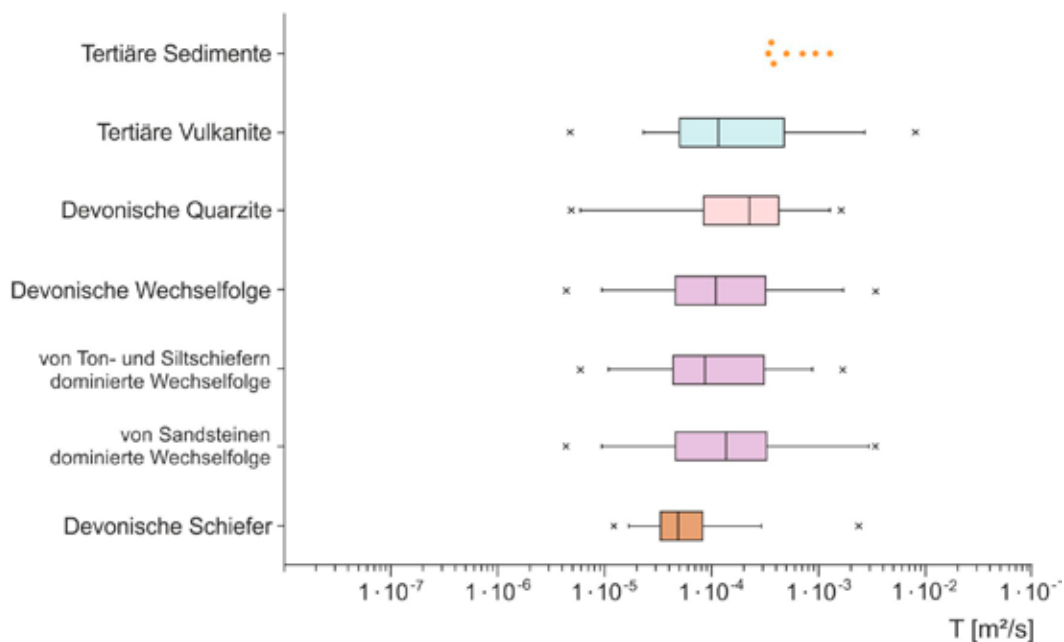


Abb. 5.15: Box-Whisker-Plots der Transmissivität T und der mittleren Gebirgsdurchlässigkeit k_f (T/M), differenziert nach hydrogeologischen Einheiten.

5.3 Hydrologische Verhältnisse

5.3.1 Mittlere jährliche Niederschlagshöhe (1979 bis 2008)

Der Darstellung der mittleren jährlichen Niederschlagshöhen im Zeitraum 1979 bis 2008 liegen nach der Methode REGNIE (RAUTHE et al. 2013) regionalisierte Niederschlagshöhen zugrunde. Die Methode REGNIE bestimmt den räumlichen Ausgleich aktueller täglicher, monatlicher und jährlicher Niederschlagsverteilungen unter Verwendung regionalisierter Niederschlagsbezugswerte des Zeitraumes 1961 bis 1990. Die Werte liegen für ein Raster von 30 geographischen Sekunden längenparallel und 60 geographischen Sekunden breitenparallel für die gesamte Bundesrepublik Deutschland vor.

Dieser Ansatz (DWD 2009) geht davon aus, dass mit der durchgeführten Regionalisierung der Niederschlagsbezugswerte 1961 bis 1990 in Abhängigkeit von

- Höhe
- geographischer Länge und Breite
- Expositionsrichtung des Geländes und
- Hangneigung

bereits die wesentlichen klimatologischen Besonderheiten der Niederschlagsverteilung erfasst sind. Die verbleibenden Abweichungen in den aktuellen Niederschlagsmessungen an den Stationen werden demgegenüber als witterungsbedingt und nicht als klimatologisch eingestuft.

Die aktuellen Niederschlagshöhen an den Stationen können daher in Form von Relativwerten zum Niederschlagsbezugswert entfernungsabhängig interpoliert und auf das Raster übertragen werden (Hintergrund-Methode). Die für jedes Rasterfeld interpolierten Relativwerte werden anschließend durch Multiplikation mit den absoluten Niederschlagshöhen des Bezugfeldes in mm-Angaben umgerechnet.

Als Hintergrundfelder für die Berechnung der aktuellen täglichen Niederschlagshöhen werden die entsprechenden mittleren monatlichen Niederschlagsbezugsfelder des Zeitraumes 1961 bis 1990 verwendet.

Die mittlere jährliche Niederschlagshöhe im Westerwaldkreis liegt bei ca. 1030 mm (Anlage 9). Die Niederschlagsverteilung wird durch die dominierenden Westwindwetterlagen und die orographische Höhenstufung geprägt. Auf der Westerwälder Basalthochfläche, die mit einer mittleren Höhe von rund 520 m NN die am höchsten gelegene naturräumliche Teileinheit des Westerwaldes bildet, werden mit 1200 bis knapp 1300 mm die höchsten Jahressummen erreicht. Mittlere jährliche Niederschlagshöhen über 1200 m NN werden sonst nur noch im Dreifelder Weiherland erzielt. Im Südosten und Südwesten des Untersuchungsgebietes – in Höhenlagen um 300 m – liegt der mittlere Jahresniederschlag bei 800 bis 900 mm. Einzig auf der Montabaurer Höhe steigen die Jahressummen aufgrund der höher gelegenen Bereiche auf bis zu 1100 bis 1150 mm an.

5.3.2 Mittlere jährliche aktuelle Verdunstungshöhe (1979 bis 2008)

Unter Verdunstung (Evapotranspiration) wird der Übergang des Wassers vom flüssigen in den gasförmigen Aggregatzustand verstanden. Dieser Phasenübergang vollzieht sich sowohl an belebten (Vegetationsdecke) als auch an unbelebten Oberflächen (Wasser, Fels, Boden) und wird von den aktuellen Wetterbedingungen und der Vegetation angetrieben. In die Wasserbilanz geht die Verdunstung als Verlustgröße ein und limitiert damit das nutzbare Wasserdargebot.

Eine verlässliche Ermittlung der Verdunstungshöhe ist besonders schwierig, da sie nicht direkt messbar ist und weil beim Verdunstungsvorgang neben rein physikalischen auch biologische Prozesse beteiligt sind. Zudem kann die Verdunstung räumlich und zeitlich stark variieren, was vor allem auf die häufig wechselnden Standorteigenschaften wie Topographie, Meereshöhe, Landnutzung oder Bodenbeschaffenheit und die klimatische Variabilität zurückzuführen ist.

Für das vorliegende Kartenblatt (Anlage 10) erfolgte die räumlich differenzierte Berechnung der mittleren jährlichen Verdunstungshöhe im Zeitraum 1979 bis 2008 mit dem Verdunstungsmodell TRAIN (MENZEL 1997, MENZEL & RÖTZER 2007). Die Struktur des Verdunstungsmodells ist in Abb. 5.16 dargestellt. Das Simulationsverfahren besteht aus einer Abfolge selbstständiger Teilmodelle. Im Folgenden werden die wichtigsten Komponenten kurz charakterisiert:

- Strahlungsberechnung unter Berücksichtigung unterschiedlicher Einstrahlungs- und Abschattungsbedingungen
- Angaben zu unterschiedlicher Landnutzung, wie z. B. Wuchshöhe, Blattflächenentwicklung, Albedo
- Schneedeckenaufbau, Schneeschmelze sowie Verdunstung von Schnee- und Eisflächen
- Interzeption und Interzeptionsverdunstung
- Verdunstung der Pflanzen (Transpiration) in Abhängigkeit des aktuellen Entwicklungszustandes der Vegetation, der Bodenfeuchte und der Witterungsbedingungen: Das Teilmodell zur Berechnung der Transpiration basiert auf der Penman-Monteith-Beziehung. Für die erforderliche Bereitstellung von Bestandswiderständen wird auf den Ansatz von MENZEL (1997) zurückgegriffen.
- Verdunstung der offenen Wasserflächen (Evaporation)
- Aktuelle Wasserverfügbarkeit im Boden: Im Boden-Teilmodell liegt der Schwerpunkt auf der möglichst realitätsnahen Prognose des für die Pflanzen und damit für die Transpiration nutzbaren Bodenwasser-Angebotes. Angaben zur nutzbaren Feldkapazität, bezogen auf die durchwurzelbare Tiefe, werden auf der Grundlage von Bodeninformationen des Landesamtes für Geologie und Bergbau bereitgestellt. In Abhängigkeit des Wasserspeichervermögens der Böden wird die Wasserleitfähigkeit zur Beschreibung der Perkolationsgeschwindigkeit im Boden festgesetzt. Kapillarer Aufstieg ist in der derzeit verwendeten Version von TRAIN noch nicht berücksichtigt.

Die zur Berechnung notwendigen Klimadaten entstammen dem Messnetz des Deutschen Wetterdienstes sowie der Messnetze von Agrarmeteorologie und Wasserwirtschaftsverwaltung Rheinland-Pfalz. Für die flächenhafte Interpolation der Klimadaten wurde das Programmpaket InterMet (DOBLER et al. 2004) genutzt. InterMet ist ein Programm zur Interpolation stündlicher und tagesbasierter meteorologischer Parameter. Es nutzt verschiedene Interpolationsmodelle auf Basis komplexer Hybridverfahren aus Geostatistik und Fuzzy-Theorie (HINTERDING et al. 2000). Als Eingangsdaten nutzt InterMet neben den meteorologischen Stationsdaten relevante flächendeckende Zusatzinformationen (wie z. B. die Geländehöhe). Weitere von TRAIN benötigte Datensätze sind die Landnutzung (ATKIS® (LVerMGeo-RLP 2014)), das digitale Höhenmodell, davon abgeleitete Informationen zu Hangneigungen und Expositionen sowie die nutzbare Feldkapazität der Böden im durchwurzelten Bodenraum.

Die flächendifferenzierte Modellierung der Verdunstung erfolgte auf den Geometrien der landnutzungsbezogenen Bodendaten in täglicher Auflösung für den Zeitraum 1979 bis 2008.

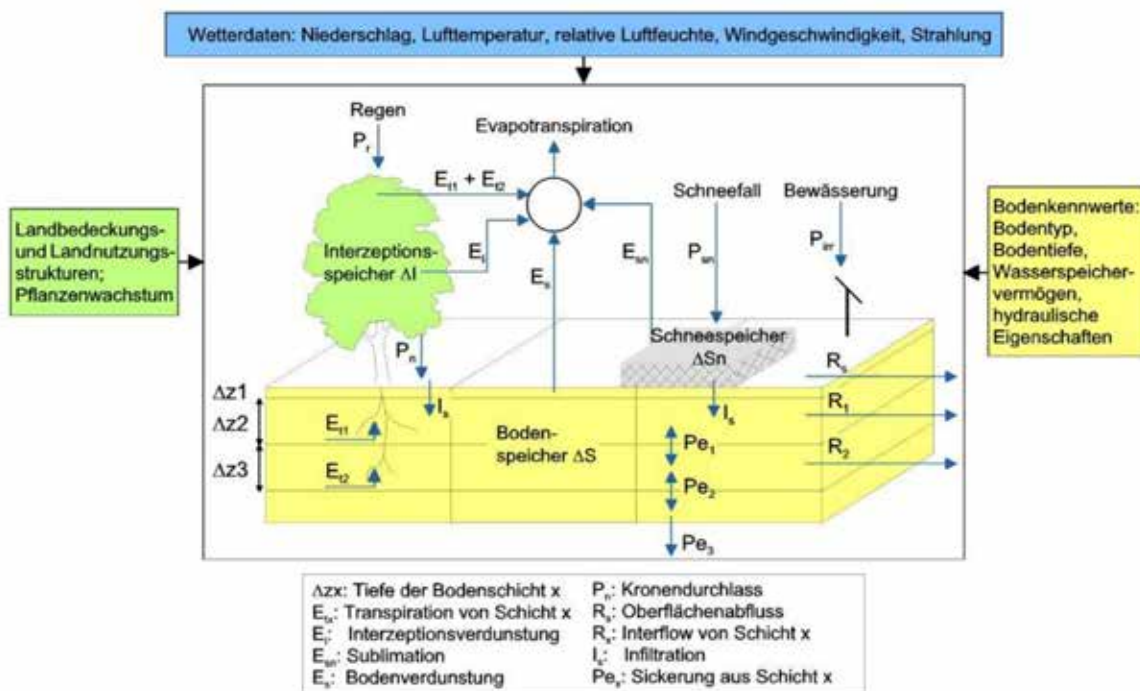


Abb. 5.16: Struktur des Verdunstungsmodells TRAIN (MENZEL 1997).

Die mittlere jährliche aktuelle Verdunstungshöhe im Projektgebiet liegt bei ca. 510 mm/a. Durch die Kombination der Einflüsse von Klima, Höhenlage, Exposition, Landnutzung sowie Bodenbeschaffenheit ergibt sich ein äußerst flächendifferenziertes Bild der Verdunstung. Wie für das gemäßigte Klima und die mittleren Höhenlagen im Untersuchungsgebiet zu erwarten, spiegelt die Verdunstung aber vor allem die unterschiedlichen Landnutzungen wider. So sind die hohen Verdunstungswerte der waldbestandenen Flächen (z. B. Montabauer Höhe oder Dreifelder Weiherland) deutlich erkennbar. In den landwirtschaftlich genutzten Flächen der Montabauer Senke liegen die Verdunstungshöhen häufig bei 400 bis 450 mm/a. Die von Siedlungen, Industrie und Verkehr beanspruchten Flächen heben sich dagegen durch vergleichsweise niedrige Verdunstungswerte heraus. Auf den ersten Blick fallen hier die Städte Montabaur und Ransbach-Baumbach auf.

5.3.3 Mittlerer jährlicher Abfluss (1979 bis 2008)

Zur Darstellung der Abflussverhältnisse wird eine Regionalisierung der mittleren Abflusswerte ausgewählter Pegel vorgenommen. Räumliche Grundlage für die Regionalisierung bilden die Teileinzugsgebiete entsprechend der Basisversion des Gewässerkundlichen Flächenverzeichnisses von Rheinland-Pfalz mit 7991 Teileinzugsgebieten (LUWG 2005, vgl. Abb. 5.25, Kap. 5.4.2.2).

Diese Teileinzugsgebiete variieren hinsichtlich ihrer Gebietsgröße, im Mittel handelt es sich aber um Flächen zwischen 2 und 3 km².

Die Datengrundlage für die Regionalisierung stellen die langjährigen Beobachtungsreihen der Abflüsse (Zeitreihe 1979 bis 2008) dar. Für die räumliche Verteilung werden der mittlere Niederschlag und die mittlere tatsächliche Verdunstung herangezogen. Damit sind implizit auch die klimatischen Verhältnisse, die Landnutzung und die Bodenverhältnisse berücksichtigt.

Die 30-jährigen Reihen (in der Regel 1979 bis 2008) folgender Pegel der rheinland-pfälzischen Wasserwirtschaftsverwaltung finden Verwendung:

- Arzbach/Hollerer-Wald Bach
- Burgen/Baybach*
- Fahren/Wipperbach
- Heimborn/Nister
- Isenburg/Saynbach
- Kautenmühle/Eisenbach
- Kloster Arnstein/Dörsbach*
- Lützelauer Mühle/Kleine Nister
- Nettegut/Nette*
- Niederelbert/Niederelberter Bach
- Seelbach/Wied
- Seifen/Holzbach
- Weinähr/Gelbach
- Westerburg/Schafbach

* Pegel außerhalb des Untersuchungsgebietes; Referenzpegel für regionale Übertragung

Die gesamten von den Pegeln erfassten Teileinzugsgebiete mit insgesamt 694 km² betragen damit etwa 70 % der Fläche des Untersuchungsgebietes von 990 km².

Da die Daten der Pegel jeweils nur eine summarische Information für ihr Einzugsgebiet geben, werden die räumlich differenzierten Ergebnisse der Niederschlags- und Verdunstungskarten benutzt, um eine Flächendifferenzierung des mittleren Abflusses vorzunehmen.

Die allgemeine Wasserhaushaltsgleichung lautet:

$$\text{Abfluss} = \text{Niederschlag} - \text{Verdunstung} \quad (A = N - V)$$

Alle Glieder dieser Gleichung sind, wie oben dargelegt, bekannt. Das räumliche Verteilungsmuster kann durch die Differenz von Niederschlag und Verdunstung beschrieben werden. Bei einer Aufsummierung der N-minus-V-Werte im jeweiligen Pegelinzugsgebiet kommt es naturgemäß zu gewissen Abweichungen von den gemessenen Pegelwerten. Da aber die gemessenen Pegelwerte maßgebend sind, wird ein linearer Abgleich der N-minus-V-Werte auf die Pegelwerte vorgenommen. Die anschließende Aggregation erfolgt entsprechend den Teileinzugsgebieten des Gewässerkundlichen Flächenverzeichnisses (LUWG 2005).

Das sich daraus ergebende Verteilungsmuster führt zu einer den tatsächlichen Verhältnissen sehr nahe kommenden flächendifferenzierten Darstellung des mittleren Abflusses. Daher beschreibt die mittlere Abflussspende [$l/(s \cdot km^2)$] bzw. die mittlere Abflusshöhe [mm/a] den im Abschnitt (Elementarzelle des

Gewässerkundlichen Flächenverzeichnisses) entstehenden Abfluss (Anlage 11). Durch Kumulation der Abflüsse aus den gewässerkundlichen Elementarzellen entlang des Gewässerverlaufs wird unter Einbeziehung der Nebengewässer der mittlere Abfluss [m^3/s] an jeder Stelle des Gewässers abschätzbar (Anlage 12).

Aus der Karte der mittleren Abflüsse ist zu entnehmen, dass neben der nördlich gelegenen Nister vor allem die Wied (zu deren Einzugsgebiet auch der Holzbach gehört), der Saynbach, sowie der Gelbach und der Elbbach die großen Vorfluter bilden. Alle genannten Gewässer entspringen im Untersuchungsgebiet.

Die mittlere jährliche Abflusshöhe des Kartiergebietes beträgt gemäß des oben beschriebenen Regionalisierungsverfahrens 470 mm/a.

Deutlich zu erkennen ist eine Zweiteilung des Gebietes mit hohen Abflusshöhen im Norden, insbesondere Nordosten, und geringeren im Süden. Bei einer etwa gleichmäßigen Verdunstung im Gebiet, wobei die Waldanteile durch ihre erhöhte Verdunstung zu erkennen sind, pausen sich die unterschiedlichen Niederschlagshöhen im Abflussverhalten durch. Im Hohen Westerwald sowie dem Dreifelder Weierland liegt der durchschnittliche Niederschlagswert bei etwa 1150 mm. Dementsprechend liegt die mittlere Abflusshöhe in der Größenordnung von 550 bis 700 mm pro Jahr. In der südlichen Hälfte, der Montabaurer Höhe und Senke sowie Teilen des Kannebäcker Landes, beträgt der Niederschlag etwa 950 mm pro Jahr. Die Bewaldung der Montabaurer Höhe lässt hier weniger Niederschlag zum Abfluss kommen, er beträgt 300 bis 400 mm pro Jahr.

5.4 Grundwasserneubildung aus Abflussdaten

Die Ermittlung der Grundwasserneubildungsrate eines Gebietes aus Gewässerabflussdaten basiert auf der Möglichkeit, den an einem Gewässerpegel gemessenen Gesamtabfluss in einen Direktabfluss und einen Basisabfluss aufzuteilen (Abb. 5.17).

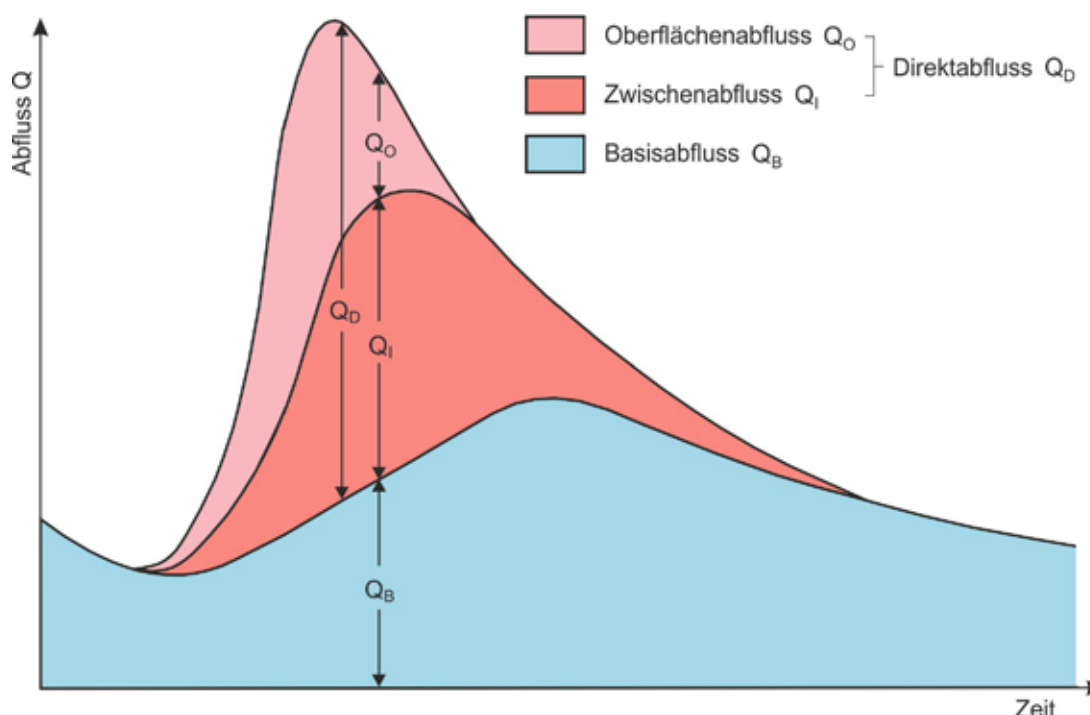


Abb. 5.17: Zusammensetzung einer Abflussganglinie.

Der Direktabfluss ist der Abflussanteil, der den Vorfluter nach Ende eines Niederschlagsereignisses mit nur geringer Zeitverzögerung erreicht. Dabei fließt der Oberflächenabfluss Q_o dem Vorfluter über die Bodenoberfläche zu, während der Zwischenabfluss Q_i als Deckschichtenabfluss sowie als Spitzenabfluss aus Quellstockwerken den Vorfluter speist. Der Basisabfluss Q_b ist der unter dem Direktabfluss befindliche Bereich der Abflussganglinie. Dieser Abflussanteil erreicht den Vorfluter erst mit einer zum Teil erheblichen Zeitverzögerung, die vom Speichervermögen der angeschlossenen Grundwasserleiter abhängt.

Die Separation des Basisabflusses vom Direktabfluss erfolgt entweder rein rechnerisch (z. B. nach WUNDT 1958 oder KILLE 1970) oder grafisch. Der Vorteil der rechnerischen Methoden liegt in der schnellen Auswertung von langen Zeitreihen. Der Nachteil ist, dass die regionalen hydrogeologischen Verhältnisse, die die Speicherung und Entleerung der Grundwasserleiter steuern, nicht berücksichtigt werden. Der Vorteil der grafischen Auswertungen liegt in einer besser an das individuelle Abflussgeschehen angepassten Separation des Basisabflusses, der Nachteil ist der größere zeitliche Aufwand.

Beide Verfahren werden im Folgenden angewendet, wobei bei der grafischen Auswertung ein mathematischer 2-Parameterfilter („Boughton two-parameter algorithm“, CHAPMAN 1999) eingesetzt wird, der zum einen die Auswertung langer Zeitreihen ermöglicht und zum anderen durch die Variation der zwei Filterparameter eine individuelle Anpassung an die Charakteristik der Abflussganglinie ermöglicht.

5.4.1. Grundwasserneubildung nach BOUGHTON/CHAPMAN

Zur Erläuterung der Methode dient die Abb. 5.18. Dargestellt ist die Abflussganglinie des Pegels Westerburg/Schafbach mit der Schüttung der Quelle 6508 Winnen und dem Niederschlag an der Wetterstation in Guckheim. Niederschlag und Quellschüttung werden herangezogen, um den Basisabfluss vom Gesamtabfluss zu trennen. Hierfür werden die Filterparameter so lange variiert, bis der Basisabfluss in seiner Charakteristik mit der Schüttungsganglinie übereinstimmt.

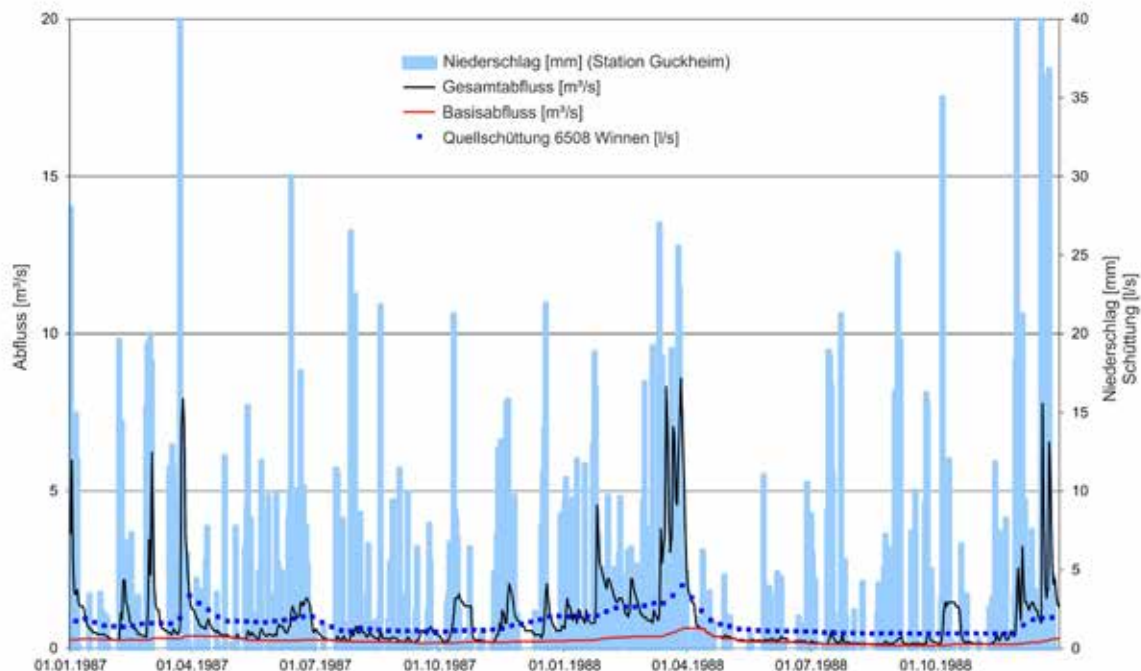


Abb. 5.18: Ermittlung der Grundwasserneubildung durch grafische Abtrennung des Basisabflusses am Beispiel des Pegels Westerburg/Schafbach.

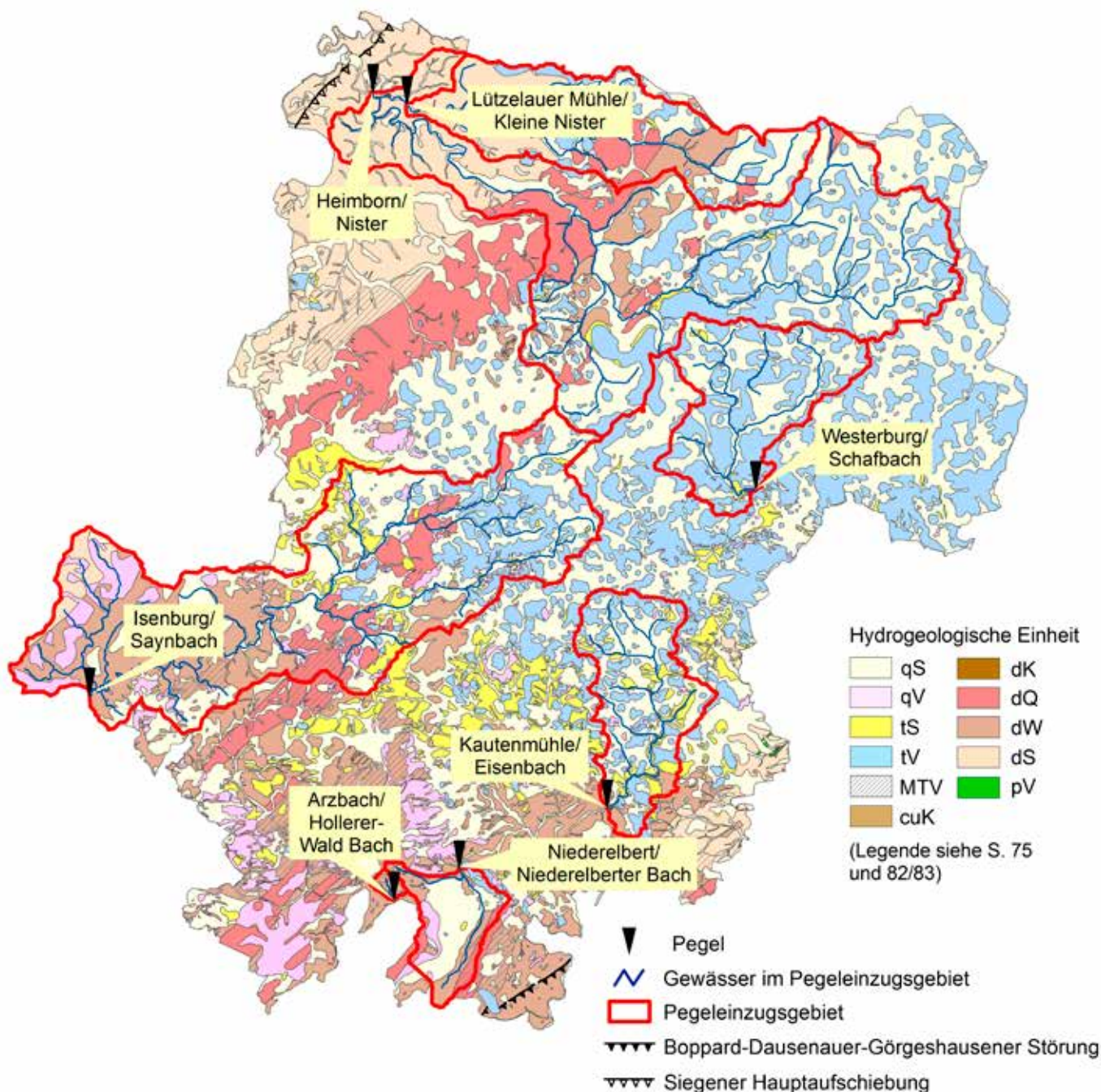


Abb. 5.19: Lage der Pegel und ihrer Einzugsgebiete auf der Basis einer vereinfachten Kartendarstellung der hydrogeologischen Einheiten.

Bei der Bestimmung der Grundwasserneubildung werden die Zeitreihen des Abflusses von 1979 bis 2008 analysiert. Die Abflusswerte werden um die wasserwirtschaftlichen Entnahmen (Wasserversorgung) bzw. Einleitungen (Kläranlagen) korrigiert. Die ausgewählten Pegel sind in Abb. 5.19 dargestellt und tragen die Bezeichnungen:

- Arzbach/Hollerer-Wald Bach
- Heimborn/Nister

- Isenburg/Saynbach
- Kautenmühle/Eisenbach
- Lützelauer Mühle/Kleine Nister
- Niederelbert/Niederelberter Bach
- Westerburg/Schafbach

Die mit dieser Methode ermittelten Grundwasserneubildungen für die Pegelinzugsgebiete sowie die zugehörigen Wasserbilanzen in diesen Gebieten sind in Tab. 5.3 aufgeführt bzw. in Abb. 5.20 dargestellt.

Tab. 5.3: Vieljährige Wasserbilanzen der Pegelinzugsgebiete (Reihe 1979 bis 2008).

Pegelinzugsgebiet	Niederschlag (mm/a)	Verdunstung (mm/a)	Gesamtabfluss (mm/a)	Basisabfluss (mm/a)
Arzbach/Hollerer-Wald Bach	1025	578	447	97
Heimborn/Nister	1134	491	643	152
Isenburg/Saynbach	932	597	335	104
Kautenmühle/Eisenbach	921	536	385	129
Lützelauer Mühle/Kleine Nister	1153	588	565	128
Niederelbert/Niederelberter Bach	996	562	434	139
Westerburg/Schafbach	1106	586	520	170

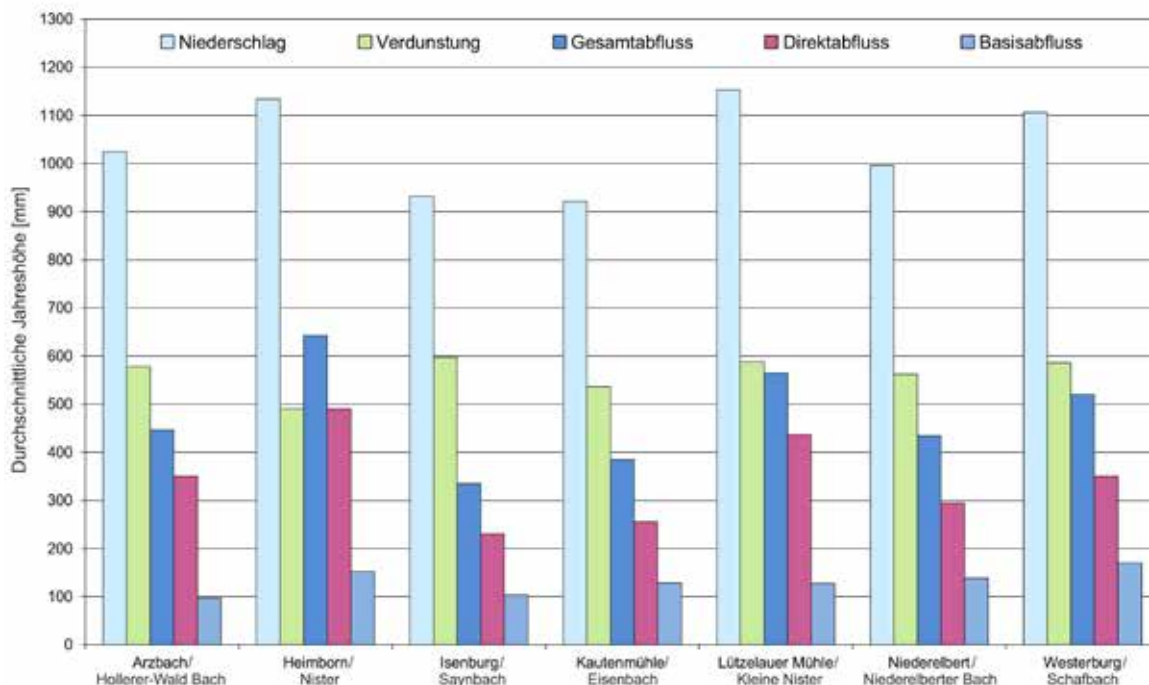


Abb. 5.20: Grafische Darstellung der vieljährigen Wasserbilanz der Pegelinzugsgebiete (Reihe 1979 bis 2008).

Den höchsten Wert für die Grundwasserneubildung weist der Pegel Westerburg/Schafbach auf, in dessen Einzugsgebiet fast ausschließlich tertiäre Basalte, Tuffe und Fließerden anstehen. Bei den mit Lehm und Tuff bedeckten Flächen tritt nach stärkeren Niederschlägen ein erhöhter Oberflächen- bzw. Zwischenabfluss auf, während im Bereich der anstehenden Basalte der Direktabfluss als relativ gering anzunehmen ist. Bei gleichzeitig hohen Jahresniederschlägen ist daher auch ein erhöhter Basisabfluss im Verbreitungsgebiet der tertiären Vulkanite zu erwarten.

Der Flächenanteil der tertiären Vulkanite ist mit ca. 75 % der Gesamtfläche auch im Pegelinzugsgebiet Kautenmühle/Eisenbach relativ hoch. Der geringere Niederschlag führt zu einem geringeren Basisabfluss und somit zu einer niedrigeren Grundwasserneubildungshöhe.

Das Einzugsgebiet des Pegels Heimborn/Nister erfasst etwa zu gleichen Flächenanteilen tertiäre Vulkanite und Gesteine des Unterdevons. Die Niederschläge sind mit 1134 mm/a sehr hoch. Bei einer im Westerwaldkreis vergleichsweise geringen Verdunstung führt dies zu einem sehr hohen Gesamtabfluss, sodass trotz des hohen Direktabflusses der Basisabfluss immer noch relativ groß ist.

Eine ähnlich hohe durchschnittliche Niederschlagshöhe liegt auch im Pegelinzugsgebiet Lützelauer Mühle/Kleine Nister vor. Dennoch ist die Grundwasserneubildung aufgrund einer höheren Verdunstung und eines relativ hohen Direktabflusses, bedingt durch einen hohen Anteil devonischer Gesteine mit geringer Trennfugendurchlässigkeit, geringer.

Auch im Einzugsgebiet des Pegels Isenburg/Saynbach zeigen die oberflächennah anstehenden devonischen Gesteine eine große Verbreitung. Während im Bereich des Ems-Quarzites s. l. eine höhere Neubildungsrate zu erwarten ist, ist vor allem bei den devonischen Ton- und Siltschiefern von einer geringen Grundwasserneubildung auszugehen. Die Auswertung der Ganglinie liefert für das gesamte Einzugsgebiet einen niedrigen Neubildungswert. Die vergleichsweise geringe Niederschlagshöhe bei gleichzeitig hoher Verdunstung führt zu einem geringen Gesamtabfluss und bedingt somit eine niedrige Grundwasserneubildung.

Trotz der großflächigen Lössüberdeckung im zugehörigen Einzugsgebiet weist der Pegel Niederelbert/Niederelberter Bach einen höheren Basisabfluss auf.

Das Einzugsgebiet des Pegels Arzbach/Hollerer-Wald Bach, das ausschließlich Ton- und Siltschiefer sowie quarzitisches Sandsteine des Oberems erfasst, weist im Projektgebiet die niedrigste Grundwasserneubildung auf.

Grundwasserneubildung in Trocken- und Nassjahren

Zur beispielhaften Darstellung der Grundwasserneubildung in besonders niederschlagsarmen bzw. niederschlagsreichen Jahren wurden das hydrologische Nassjahr 1994 und das hydrologische Trockenjahr 1996 ausgewählt und für zwei Pegel verglichen.

Die Abbildungen 5.21 bis 5.24 visualisieren die unterschiedlichen Abfluss- und Niederschlagsverhältnisse während der Jahre 1994 und 1996 für die Pegelinzugsgebiete Westerburg/Schafbach und Heimborn/Nister.

Bei einer Niederschlagsmenge von 1302 mm (Wetterstation in Guckheim) für das hydrologische Nassjahr 1994 beträgt die Grundwasserneubildung für den Pegel Westerburg/Schafbach 205 mm. Im hydrologischen Trockenjahr 1996 mit einer Niederschlagsmenge von 790 mm sinkt die Neubildung auf 89 mm. Für den Pegel Heimborn/Nister beträgt die Grundwasserneubildung für das hydrologische Nassjahr 181 mm, für das Trockenjahr 71 mm, bei einer Niederschlagsmenge von 1247 mm für 1994 bzw. 851 mm für 1996 (Wetterstation in Bad Marienberg).

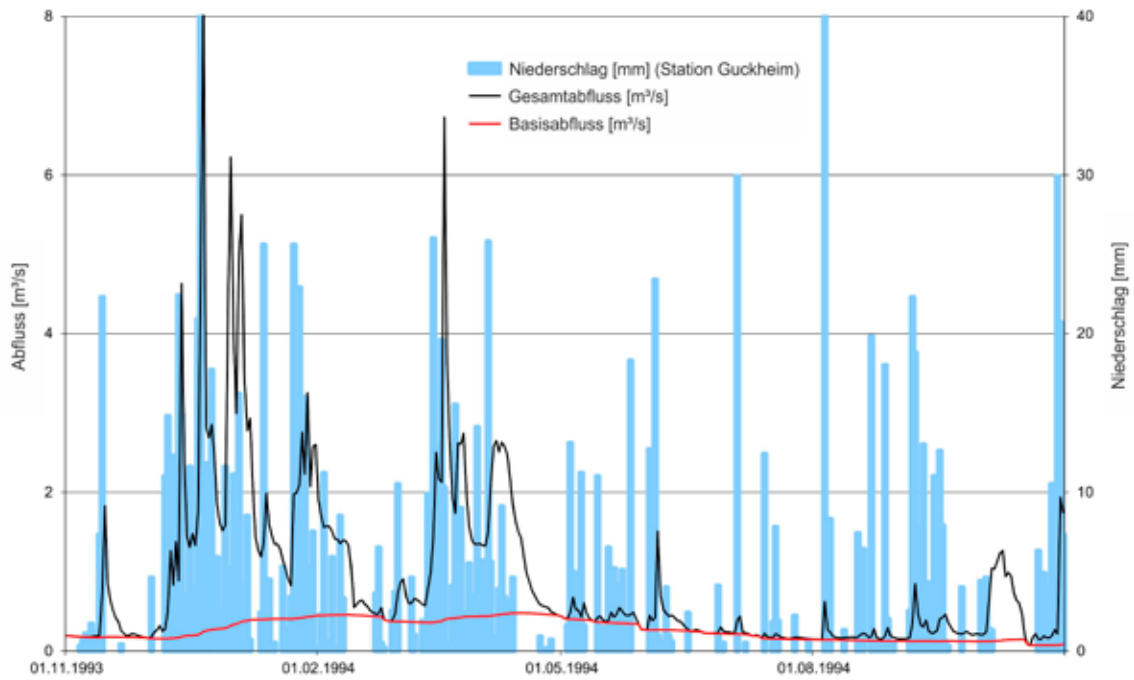


Abb. 5.21: Grundwasserneubildung im hydrologischen Nassjahr 1994 für das Pegelinzugsgebiet Westerburg/Schafbach.

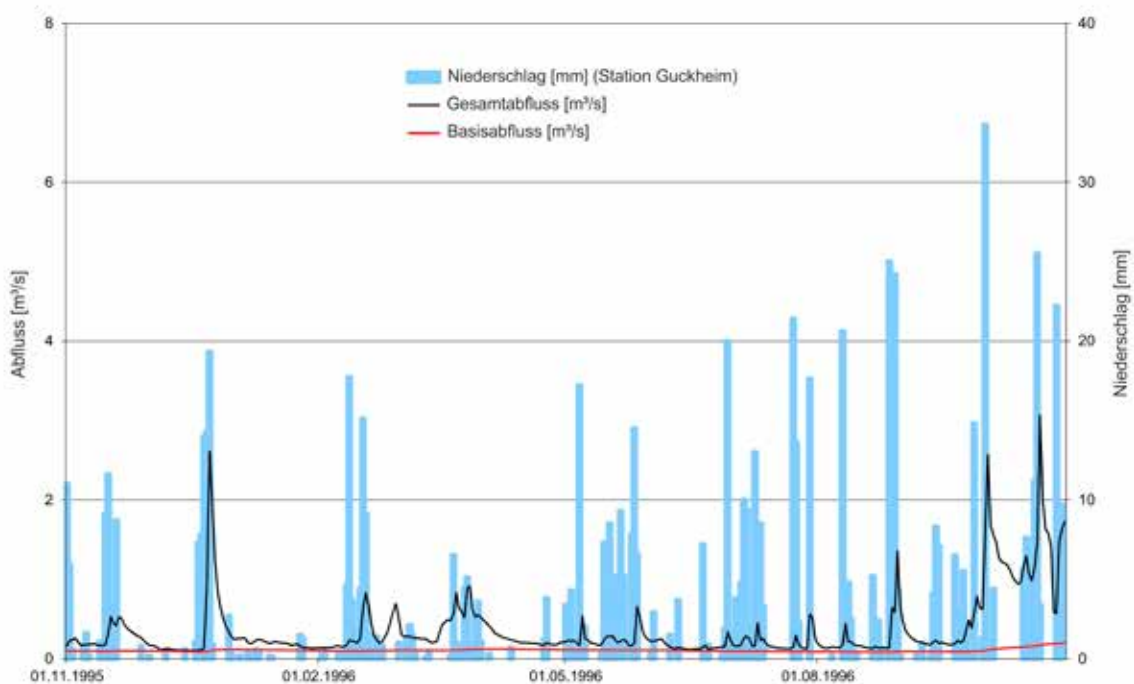


Abb. 5.22: Grundwasserneubildung im hydrologischen Trockenjahr 1996 für das Pegelinzugsgebiet Westerburg/Schafbach.

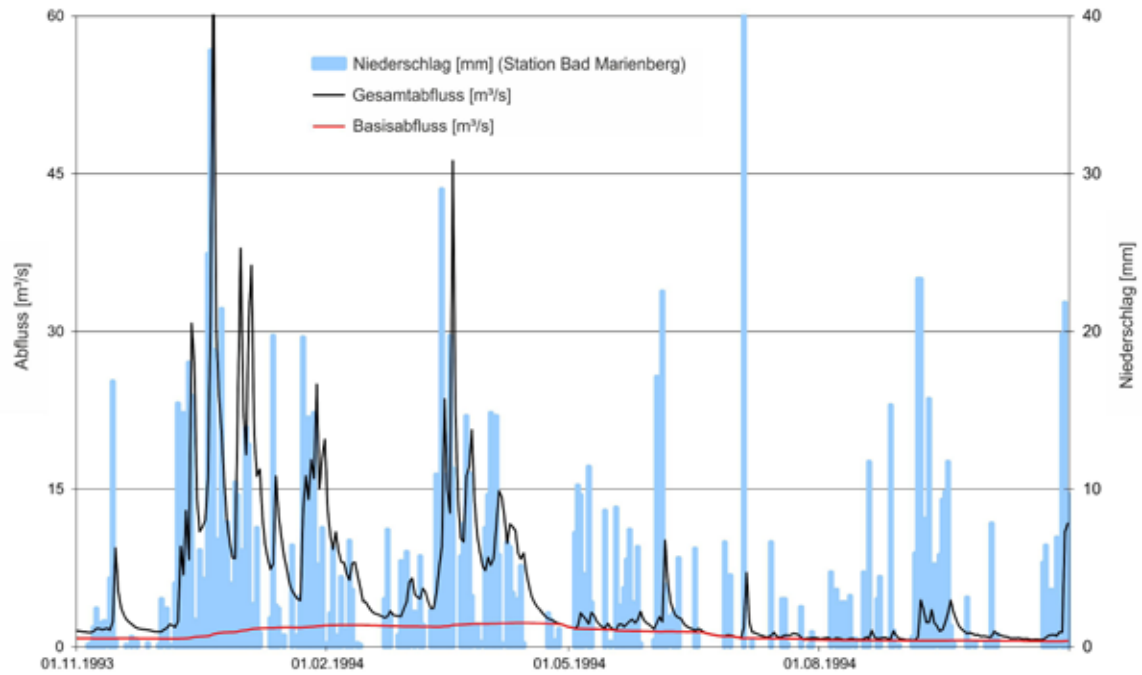


Abb. 5.23: Grundwasserneubildung im hydrologischen Nassjahr 1994 für das Pegelinzugsgebiet Heimborn/Nister.

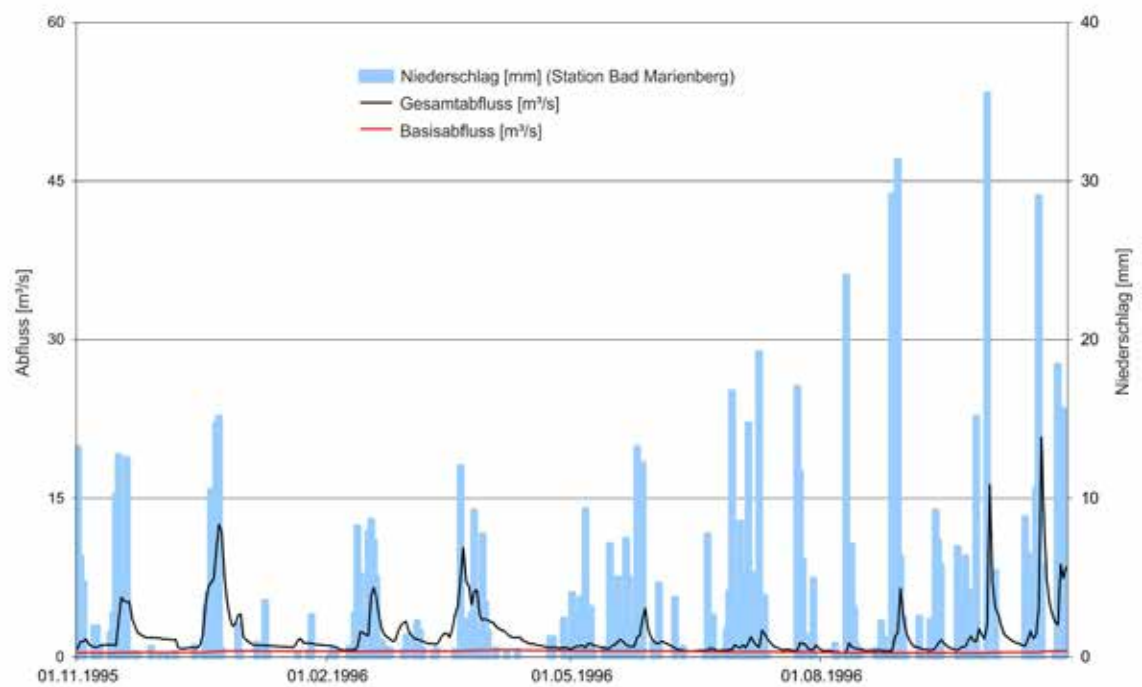


Abb. 5.24: Grundwasserneubildung im hydrologischen Trockenjahr 1996 für das Pegelinzugsgebiet Heimborn/Nister.

5.4.2. Grundwasserneubildung mittels rechnerischer Methoden

5.4.2.1 Regionalisierung des mittleren Niedrigwasserabflusses

Instrument für die Berechnung der Grundwasserneubildung ist das „Modell zur Regionalisierung des mittleren Niedrigwasserabflusses in Rheinland-Pfalz“ (LfW 2002). Die Ergebnisse des Modells dienen als Planungsgrundlage, um Belastungen von Gewässern durch Einleitungen öffentlicher und gewerblicher Kläranlagen besser abschätzen zu können. Mit dem Modell wird der an den Landespegeln ermittelte und um Messfehler korrigierte mittlere Niedrigwasserabfluss (MNQ) nach hydrogeologischen Aspekten in die Pegel Einzugsgebietsfläche verteilt. Unter MNQ wird das arithmetische Mittel der niedrigsten Tagesmittelwerte des Abflusses jedes Jahres für die zu Grunde liegende Reihe verstanden. Zur Berechnung stehen das Gewässerkundliche Flächenverzeichnis (LUWG 2005) mit einer Untergliederung der Landesfläche in 7991 Gewässerabschnitte (Abb. 5.25) und MNQ-Werte von 118 Landespegeln für die Reihe 1979 bis 2008 zur Verfügung. Grundlage sind zudem die Hydrogeologische Übersichtskarte von Rheinland-Pfalz (HÜK 300, LGB 2009) mit 26 hydrogeologischen Einheiten sowie dazugehörige, empirisch ermittelte Grundwasserneubildungsraten. Damit erhält man Werte für etwa drei Viertel der Landesfläche in den entsprechenden Pegel Einzugsgebieten. Um auch für die übrigen Gebiete Aussagen treffen zu können, wurden 23 Teilflächen (Übertragungsgebiete) nach hydrologischen und hydrogeologischen Gesichtspunkten abgegrenzt. Jeder Teilfläche sind ein oder mehrere gebietstypische Referenzpegel – meist in der Nachbarschaft – zugewiesen worden. Die Neubildungswerte in den Einzugsgebieten der Referenzpegel wurden damit als Eingangswerte für die Berechnung in den entsprechenden Teilflächen festgelegt.

Nach der Verschneidung der Gewässerabschnitte mit den Flächenanteilen der hydrogeologischen Einheiten wird der Abfluss (MNQ) der Pegel zwischeneinzugsgebiete in die Gewässerabschnitte verteilt. Diese Verteilung erfolgt entsprechend der empirisch ermittelten Grundwasserneubildungsraten. Nach diesem Berechnungsschritt ergibt die Addition aller MNQ-Werte der Gewässerabschnitte im Einzugsgebiet den gemessenen MNQ-Wert am Pegel. Das Modell liefert mittlere Niedrigwasserabflusswerte für jeden Gewässerabschnitt wie auch für jedes frei gewählte Einzugsgebiet (Anlage 13).

Die Niedrigwasserabflusswerte können auch kumulativ dargestellt werden, d.h. die MNQ-Einzelwerte der Kleinst-einzugsgebiete sind entlang des Gewässerlaufs aufsummiert. Das kumulative MNQ zeigt damit den tatsächlichen Abflusswert für jedes Kleinst-einzugsgebiet des Gewässerkundlichen Flächenverzeichnisses (Anlagen 14).

Die mittlere Niedrigwasserabflusshöhe beträgt für das Bearbeitungsgebiet 77 mm/a bzw. 76 Mio. m³/a. Da in die Berechnung nur die niedrigsten Tageswerte eines jeden Jahres (Reihe 1979 bis 2008) eingehen, liegt die mittlere Niedrigwasserabflusshöhe deutlich unter der mittleren Grundwasserneubildungsrate.

5.4.2.2 Grundwasserneubildung nach KILLE und WUNDT

Zur Berechnung der Grundwasserneubildungsraten im Untersuchungsraum wird das „Modell zur Regionalisierung des mittleren Niedrigwasserabflusses in Rheinland-Pfalz“ (LfW 2002) in modifizierter Weise verwendet. Hierzu werden die Abflussdaten von 14 Pegeln ausgewertet, wobei 5 Pegel im Bearbeitungsgebiet liegen. Um mit natürlichen Abflusswerten rechnen zu können, müssen die am Pegel gemessenen Abflusswerte in mehreren Schritten korrigiert werden. An einigen Pegeln sind die Niedrigwasserabflusswerte durch Verkrautung im Gerinne unplausibel hoch. Sie werden durch Vergleich mit unbeeinflussten Ganglinien benachbarter Pegel korrigiert. Zum anderen werden die Grundwasserentnahmen der öffentlichen und privaten Wasserversorgung als „abflussschwächende“ Komponente im Pegel Einzugsgebiet zum gemessenen Abfluss addiert und die Schmutzwassermengen der öffentlichen Kläranlagen sowie der Direkteinleiter als „abflusserhöhende“ Komponente vom gemessenen Abfluss subtrahiert.

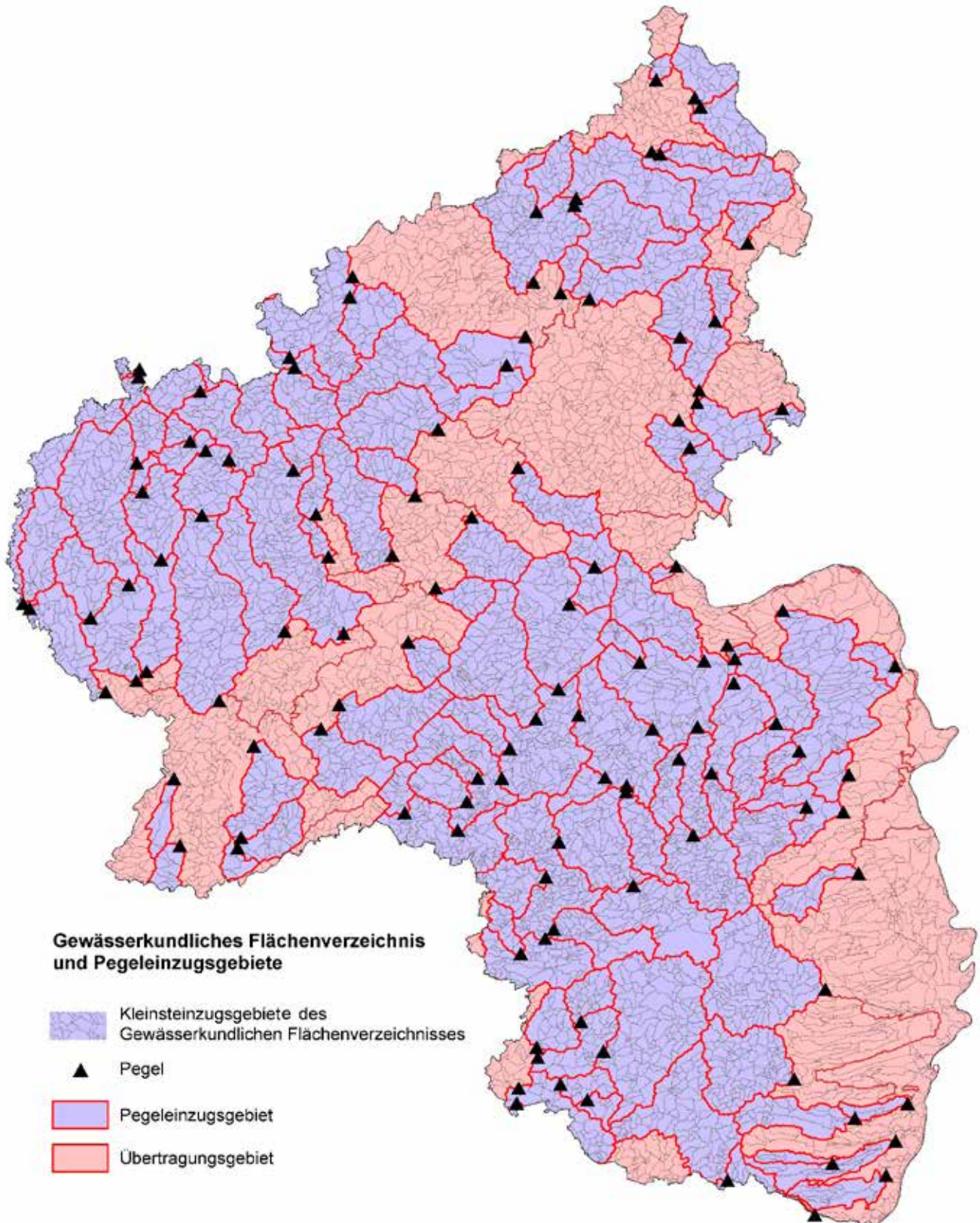


Abb. 5.25: Gewässerkundliches Flächenverzeichnis und Pegelinzugsgebiete in Rheinland-Pfalz.

Die mittlere jährliche Grundwasserneubildung wird im Projektgebiet mit zwei Verfahren berechnet. Dabei kommt in Gebieten mit einem Niederschlagsdargebot von weniger als 900 mm/a das MoMNQ_r-Verfahren nach KILLE (1970) zum Einsatz (Abb. 5.26).

Verfahrensbereiche zur Berechnung der Grundwasserneubildung

- 1 SoMoMNQ-Verfahren (WUNDT_{SOMMER})
in Festgesteinsgebieten mit mehr als
900 mm/a Niederschlag
- 2 MoMNQ_r-Verfahren (KILLE)
in Festgesteinsgebieten mit weniger als
900 mm/a Niederschlag

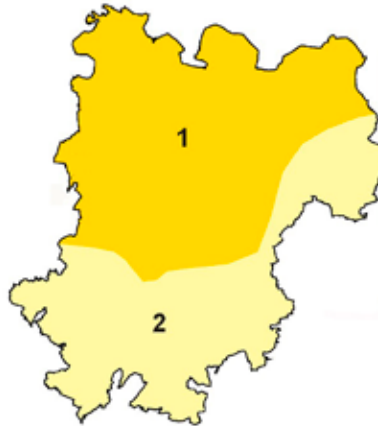


Abb. 5.26: Verfahrensbereiche zur Berechnung der Grundwasserneubildung im Westerwaldkreis.

Direktabfluss und verzögerter Zwischenabfluss werden bei diesem Verfahren durch Medianbildung von 360 monatlichen Niedrigstwerten (NQ) der Reihe 1979 bis 2008 eliminiert. Im nördlichen Bereich des Untersuchungsgebietes liegen die mittleren Niederschlagshöhen zum Teil deutlich über 900 mm/a. In diesen Gebieten mit stärkeren Reliefunterschieden macht sich der verzögerte Zwischenabfluss als Teil des Direktabflusses in den NQ-Werten der Winterhalbjahre stärker bemerkbar. Daher wird hier die Grundwasserneubildungshöhe nach dem SoMoMNQ-Verfahren nach WUNDT (1958) berechnet. Man erhält sie durch arithmetische Mittelung von 180 monatlichen NQ-Werten der hydrologischen Sommerhalbjahre der Reihe 1979 bis 2008. Zur Ermittlung der „natürlichen“ Grundwasserneubildung (GWNEU_{natürlich}) müssen in jedem Pegelzugsgebiet bzw. Pegelzweigsgebiet die störenden Einflüsse von Grundwasserentnahmen (ENT) und Schmutzwassereinleitungen von Kläranlagen (EIN) nach der Formel

$$\text{GWNEU}_{\text{natürlich}} = \text{GWNEU}_{\text{Pegel}} + \text{ENT} - \text{EIN}$$

eliminiert werden.

Für das Bearbeitungsgebiet ergibt sich mit dieser Methode eine durchschnittliche Grundwasserneubildungshöhe von 129 mm/a bzw. 127 Mio. m³/a. In der Kartendarstellung (Anlage 15) hebt sich das tertiäre Vulkanfeld deutlich von den devonischen Grundgebirgsarealen ab. Im Verbreitungsgebiet der tertiären Vulkanite herrschen Grundwasserneubildungshöhen von 125 bis 200 mm/a vor. Auch die höchste Neubildung mit Werten zwischen 175 und 200 mm/a tritt im Nordosten des Untersuchungsgebietes in der Westerwälder Basalthochfläche auf. In den Grundgebirgsbereichen liegt die Grundwasserneubildungshöhe dagegen bei 75 bis 125 mm/a, bereichsweise auch darunter. Eine Ausnahme bildet das Umfeld der Montabaurer Höhe im Südwesten des Untersuchungsgebietes, das mit überwiegend 125 bis 175 mm/a eine relativ hohe Grundwasserneubildungsrate zeigt.

5.4.3 Vergleich der Methoden BOUGHTON/CHAPMAN und KILLE/WUNDT

Damit ein direkter Vergleich zwischen den beiden Methoden möglich ist, sind die rechnerisch ermittelten Grundwasserneubildungswerte für die Teileinzugsgebiete nach KILLE/WUNDT auf die Flächen der Pegel einzugsgebiete umgelegt worden (Abb. 5.27).

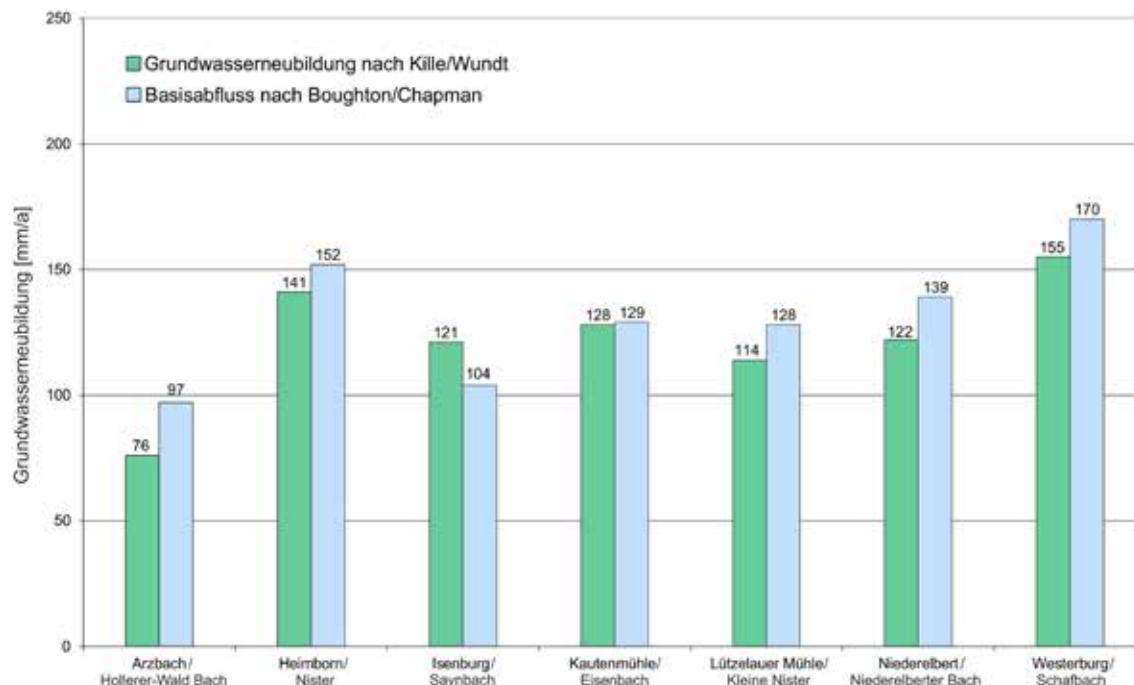


Abb. 5.27: Ergebnisse der beiden Methoden zur Ermittlung der Grundwasserneubildung.

Im direkten Vergleich der beiden Methoden zeigt sich im Allgemeinen eine gute Übereinstimmung der ermittelten Grundwasserneubildungsraten. Eine größere Differenz mit 22 % tritt nur bei dem Pegel Arzbach/Hollerer-Wald Bach auf, ansonsten liefert die rein rechnerische Methode einen zwischen 1 bis maximal 12 % niedrigeren Grundwasserneubildungswert als die grafische Methode. Ausnahme ist der Pegel Isenburg/Saynbach, bei dem der Wert nach BOUGHTON/CHAPMAN 14 % niedriger als der Vergleichswert nach KILLE/WUNDT liegt.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass die Methode KILLE/WUNDT die Mindestmenge der Grundwasserneubildung erfasst. Diese Neubildungsraten sind für die Trinkwasserversorgung relevant, da sie auch in Trockenzeiten zur Verfügung stehen. Die Methode BOUGHTON/CHAPMAN liefert eine realistische Grundwasserneubildung unter Berücksichtigung von Nass- und Trockenjahren.

In Einzugsgebieten von Wasserfassungen (vorrangig Quellwasserfassungen), die einen gewissen Anteil an Direktabfluss – meist den langsamen Zwischenabfluss – mit erfassen, liegt die tatsächliche Grundwasserneubildung erfahrungsgemäß über den hier ermittelten Werten.

Bei Fragen der Bewirtschaftung des Grundwassers muss die hydrogeologische und hydrologische Situation im Einzelfall untersucht werden, wobei die vorliegenden Ergebnisse der Kartierung eine gute Orientierung bieten.

5.5 Grundwasserbeschaffenheit

5.5.1 Allgemeine Charakteristik der Grundwasserbeschaffenheit

5.5.1.1 Datengrundlage und Datendarstellung

Für die Beschreibung der Grundwasserbeschaffenheit wurden Datensätze folgender Herkunft verwendet:

- Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz
- Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz
- Untersuchungsergebnisse Dritter (Wasserversorger, Gutachten etc.)

Der Gesamtdatensatz wurde für die Auswertung und Charakterisierung der Grundwässer nach den hydrogeologischen Einheiten aufgeteilt. Die Zuordnung der Bohraufschlüsse zu den hydrogeologischen Einheiten erfolgte über die filterwirksame Strecke, hilfsweise über die Filterstrecke. Dabei blieben Analyseergebnisse aus mischverfilterten, d.h. aus hydrogeologischen Einheiten übergreifend verfilterten Brunnen und Grundwassermessstellen unberücksichtigt. Die Zuordnung der Quellen erfolgte über die im zugehörigen Einzugsgebiet verbreitete hydrogeologische Einheit.

Häufig lagen Mehrfachbeprobungen eines Grundwasseraufschlusses vor. Für die nachfolgenden statistischen Auswertungen wurde jedoch für jede Probenahmestelle nur der jeweils aktuellste Datensatz verwendet.

Als Kriterium der Datenqualität wurde ein Fehler in der Ionenbilanz von kleiner 10 % angesetzt. Analyseergebnisse mit größeren Bilanzfehlern blieben unberücksichtigt.

Die Anzahl der verbleibenden Datensätze ist, differenziert nach den hydrogeologischen Einheiten, in Tabelle 5.4 dargestellt.

Tab. 5.4: Anzahl der Datensätze, gegliedert nach der Zugehörigkeit zu den hydrogeologischen Einheiten.

Hydrogeologische Einheit	„Devonische Schiefer“ (dS)	„Devonische Wechselfolge“ (dW)	„Devonische Quarzite“ (dQ)	„Tertiäre Vulkanite“ (tV)	„Tertiäre Sedimente“ (tS)
Bohrlochaufschluss	5	40	14	39	3
Quelle	3	16	7	17	0
Summe	8	56	21	56	3

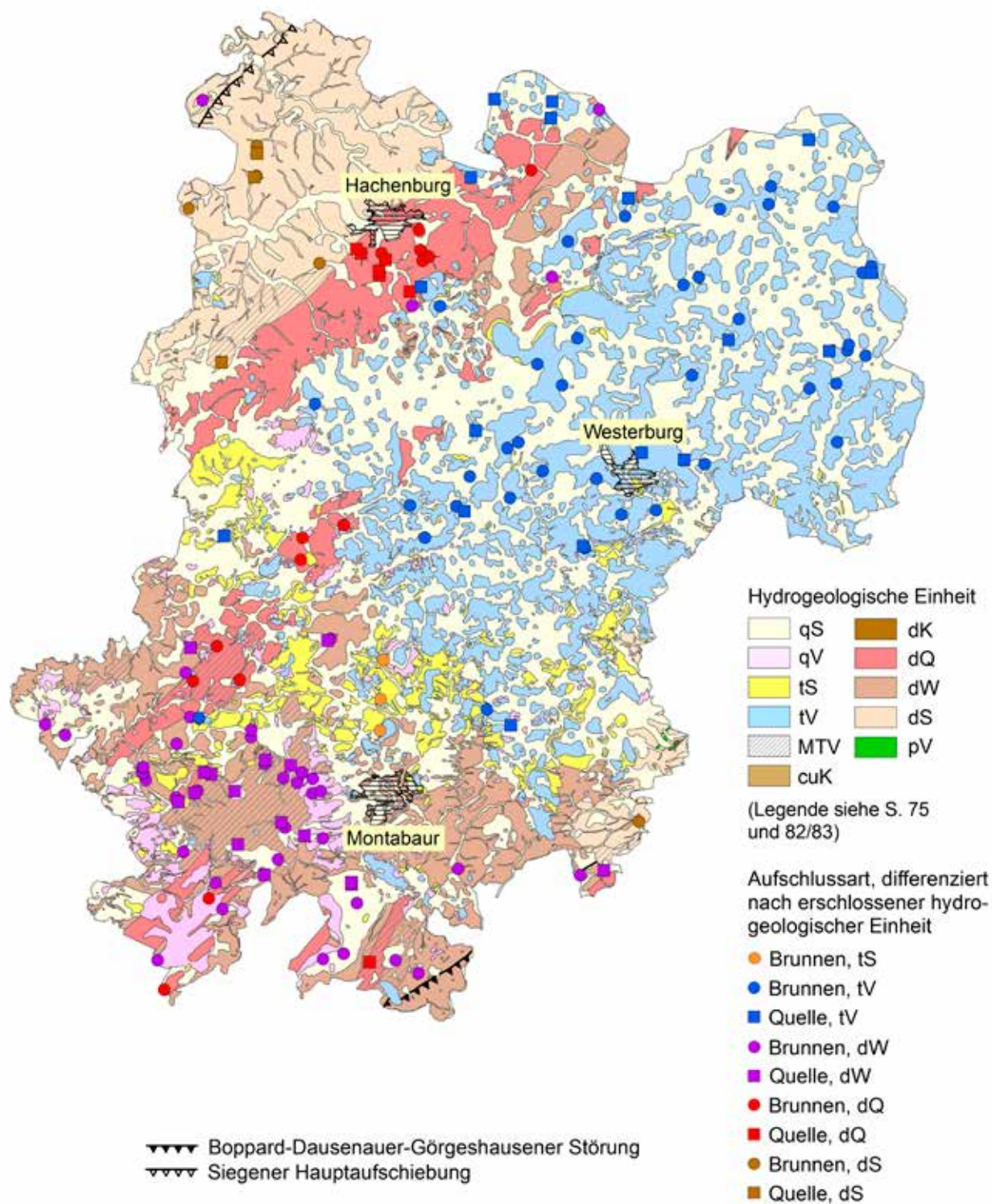


Abb. 5.28: Lage der Entnahmestellen auf der Basis einer vereinfachten Kartendarstellung der hydrogeologischen Einheiten.

Die Entnahmestellen sind über das gesamte Untersuchungsgebiet relativ gleichmäßig verteilt (Abb. 5.28), wobei eine gewisse Häufung von Brunnen und Quellen im Bereich der Montabaurer Höhe vorliegt. Viele Probenahmepunkte befinden sich südlich von Hachenburg, wo sie überwiegend die hydrogeologische Einheit „Devonische Quarzite“ erfassen. Die Mehrzahl der Messstellen erschließt allerdings die hydrogeologischen Einheiten „Devonische Wechselfolge“ und „Tertiäre Vulkanite“.

Zur allgemeinen hydrochemischen Charakterisierung der Grundwässer werden die Hauptinhaltsstoffe dargestellt in:

- Piper-Diagrammen (Äquivalentkonzentrationen) zur Typisierung der Grundwässer nach FURTAK & LANGGUTH (1967)
- Box-Whisker-Plots (jeweils Stoffkonzentrationen sowie elektrische Leitfähigkeit und pH-Wert), die eine zusammenfassende Übersichtsdarstellung liefern. Als statistische Maßzahlen werden 25 %- und 75 %-Perzentil (box), Median, 5 %- und 95 %-Perzentil (whisker) sowie Minimum, Maximum und arithmetisches Mittel angegeben. Für die statistische Auswertung werden Stoffgehalte unterhalb der Bestimmungsgrenze mit dem halben Wert der jeweiligen Bestimmungsgrenze angesetzt. Bei einer Anzahl der Datensätze kleiner 10 wird auf die Darstellung der statistischen Maßzahlen verzichtet. Zur Ergänzung werden die Analysenergebnisse als Punkte angegeben. Die Reihenfolge der hydrogeologischen Einheiten auf der Ordinate folgt den stratigraphischen Verhältnissen.

5.5.1.2 Charakterisierung der Grundwässer nach hydrogeologischen Einheiten

Die wesentlichen Aspekte zur Grundwasserbeschaffenheit der hydrogeologischen Einheiten werden kurz skizziert und auf den folgenden Seiten näher beschrieben.

- Die geogen bedingten Inhaltsstoffe der Grundwässer sind in den hydrogeologischen Einheiten meist sehr gering, sodass die Medianwerte der elektrischen Leitfähigkeiten nur zwischen 100 und 180 $\mu\text{S}/\text{cm}$ liegen. Aufgrund des überwiegend quarzbasierten Mineralbestandes befinden sich die lösungsärmsten Grundwässer in den „Devonischen Quarziten“. Kalkhaltige Deckschichten sowie ein gewisser Calciumanteil in den Sandsteinen und Schiefen können unter anderem zu einer etwas höheren Mineralisierung der Grundwässer in den „Devonischen Schiefen“ und der „Devonischen Wechselfolge“ führen. Den höchsten Medianwert der elektrischen Leitfähigkeiten weisen mit 180 $\mu\text{S}/\text{cm}$ zwar die Grundwässer der „Tertiären Vulkanite“ auf, bei einer geringen Spannweite von 104 bis 280 $\mu\text{S}/\text{cm}$ sind aber selbst hier die Lösungsinhalte durchweg sehr gering.
- Die Konzentrationen an Kationen und Hydrogenkarbonat sind in den Grundwässern der silikatischen Kluftgrundwasserleiter erwartungsgemäß niedrig.
- Die Nitrat-, Sulfat- und Chloridkonzentrationen der Grundwässer repräsentieren den natürlichen, ubiquitär überprägten Hintergrund. Nur vereinzelt treten deutlich erhöhte Konzentrationen auf, die vornehmlich aus anthropogenen Stoffeinträgen resultieren. Nitratwerte über der Qualitätsnorm für Grundwasser (50 mg/l) sind im gesamten Untersuchungsraum nicht anzutreffen.
- Die Sauerstoffgehalte zeigen eine große Spannweite, wobei erwartungsgemäß in den oberflächennahen Grundwasserleitern höhere Sauerstoffgehalte auftreten als in den Grundwässern aus tieferen Aquiferen. Mehrheitlich liegen die Sauerstoffgehalte über 6 mg/l. Werte unter 2 mg/l treten sehr vereinzelt und nur in den devonischen Grundwasserleitern auf.

- Etwa 25 % der Eisen- und Mangankonzentrationen in Grundwässern devonischer Gesteine liegen über dem Grenzwert der TrinkwV 2001. In den Grundwasservorkommen der „Tertiären Vulkanite“ finden sich insgesamt sehr geringe Eisen- und Mangangehalte.
- Die Wässer der devonischen Grundwasserleiter weisen meist schwach saure pH-Werte auf (Medianwert 6,2 bis 6,4). Ausgeprägte Versauerungserscheinungen aufgrund atmosphärischer Depositionen sind bei den untersuchten Messstellen nicht zu erkennen. Demgegenüber liegen die pH-Werte der Grundwässer in den „Tertiären Vulkaniten“ mit einem Medianwert von pH 7,1 im Neutralbereich, was durch das höhere Puffervermögen der Böden und Gesteine zu erklären ist.

5.5.1.2.1 Devon: hauptsächlich Ton- und Siltschiefer, untergeordnet quarzitischer Sandstein sowie geschieferter Feinsandstein („Devonische Schiefer“)

Aufgrund der geringen Anzahl der zur Verfügung stehenden Analysenpunkte ist die Beschreibung der Grundwasserbeschaffenheit in dieser Einheit mit einer entsprechenden Unsicherheit behaftet.

Piper-Diagramm

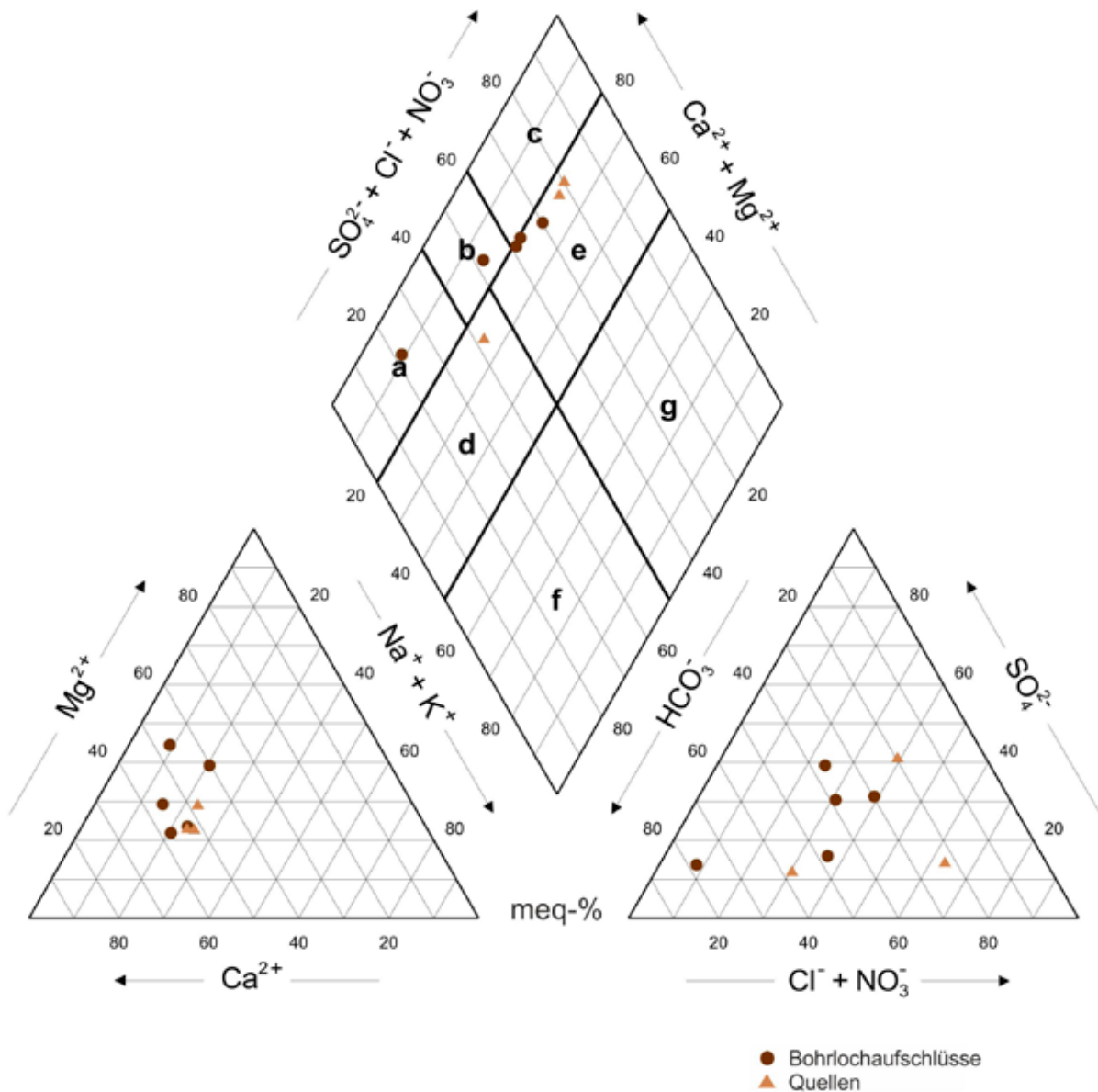
Bei den Grundwässern der „Devonischen Schiefer“ überwiegen auf der Kationenseite die Erdalkalimetalle Calcium und Magnesium. Auf der Anionenseite besteht eine höhere Variabilität der Zusammensetzung. Es treten sowohl höhere Hydrogencarbonatanteile, als auch erhöhte Anteile von Chlorid und Nitrat sowie Sulfat auf. Nach der Klassifikation von FURTAK & LANGGUTH (1967) lassen sich die Grundwässer im Wesentlichen als erdalkalische Wässer mit höherem Alkaligehalt vom Typ „überwiegend sulfatisch, überwiegend chloridisch“ beschreiben.

Beschreibung der Analysenwerte

Die Calciumgehalte liegen vornehmlich im Bereich von 7 bis 21 mg/l. Der Medianwert beträgt 14 mg/l, der arithmetische Mittelwert 19 mg/l. Die Magnesiumkonzentrationen sind mit Werten von mehrheitlich 2 bis 7 mg/l und einem Medianwert von 4 mg/l insgesamt geringer. Der arithmetische Mittelwert liegt aufgrund des hohen Maximalwertes von 36 mg/l bei 8 mg/l. Auch der Anteil an Alkalien ist gering, wobei Natrium mit einem Medianwert und arithmetischem Mittelwert von 6 mg/l etwas höhere Gehalte aufweist als Kalium mit Werten meist kleiner 1 mg/l.

Bei den Anionen ist zwar das Hydrogencarbonat vorherrschend, mit einem Medianwert von 26 mg/l ist es dennoch nur in geringen Mengen im Grundwasser nachweisbar. Mit Ausnahme eines Maximalwertes von 311 mg/l liegen die Messwerte in einer Spannweite von 12 bis 57 mg/l. Der arithmetische Mittelwert beträgt 63 mg/l. Die Sulfat- und Nitratgehalte weisen einen Medianwert von 18 mg/l bzw. 8 mg/l sowie einen arithmetischen Mittelwert von 19 bzw. 11 mg/l auf. Bei den wenigen vorliegenden Messwerten ist lediglich ein Nitratwert mit 27 mg/l einem anthropogenen Stoffeintrag zuzurechnen. Die Chloridgehalte liegen zwischen 5 und 18 mg/l mit einem Medianwert von 10 mg/l und einem arithmetischen Mittelwert von 11 mg/l.

Die Eisengehalte liegen meist unter 0,08 mg/l, die Mangangehalte sind vorwiegend unter der jeweiligen Bestimmungsgrenze. Die Sauerstoffgehalte der Grundwässer weisen eine Spannweite von 6,6 bis 9,6 mg/l auf.



Grundwassertypen nach Furtak & Langguth (1967)

Normal erdalkalische Wässer
 a: überwiegend hydrogenkarbonatisch
 b: hydrogenkarbonatisch-sulfatisch
 c: überwiegend sulfatisch

Erdalkalische Wässer mit höherem Alkaligehalt
 d: überwiegend hydrogenkarbonatisch
 e: überwiegend sulfatisch, überwiegend chloridisch

Alkalische Wässer
 f: überwiegend (hydrogen-)karbonatisch
 g: überwiegend sulfatisch-chloridisch, überwiegend chloridisch

Abb. 5.29: Piperdiagramm aller verwendeten Analysen der hydrogeologischen Einheit „Devonische Schiefer“.

Die festgestellten Maximalkonzentrationen sind hauptsächlich einer Analyse zuzuweisen, die als einzige das Grundwasser der Ton- und Siltschiefer des Mittel- und Oberdevons erfasst, während die übrigen Entnahmestellen die Schichtenfolge des Siegens erschließen. Eine Beeinflussung durch die angrenzende hydrogeologische Einheit „Devonische Wechselfolge“ ist für diesen Brunnen zwar möglich, die höheren Werte dürften aber in einem vergleichsweise höheren Gehalt an feinverteiltem Kalk sowie an Pyrit in den Ton- und Siltschiefern des Mittel- und Oberdevons im Vergleich zu denen des Siegens begründet sein.

Auch bei den elektrischen Leitfähigkeiten weist das Grundwasser aus den Ton- und Siltschiefer des Mittel- und Oberdevons den Maximalwert auf. Ansonsten liegen die elektrischen Leitfähigkeiten im Bereich von 85 bis 214 $\mu\text{S}/\text{cm}$ und weisen zusammen mit einem Medianwert von 145 $\mu\text{S}/\text{cm}$ auf eine geringe Gesamtmineralisation der Grundwässer hin. Der arithmetische Mittelwert beträgt 197 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Die pH-Werte, die zwischen 5,9 und 7,0 variieren, zeigen in Verbindung mit den geringen Erdalkalikonkonzentrationen ein überwiegend geringes Puffervermögen der vorliegenden Böden und Gesteine an, ohne dass jedoch Versauerungserscheinungen auftreten. Der Medianwert entspricht mit 6,3 in etwa dem arithmetischen Mittelwert von 6,4 und liegt damit im schwach sauren Bereich.

5.5.1.2.2 Devon: Wechselfolge von quarzitären Sandsteinen, Ton- und Siltschiefern („Devonische Wechselfolge“)

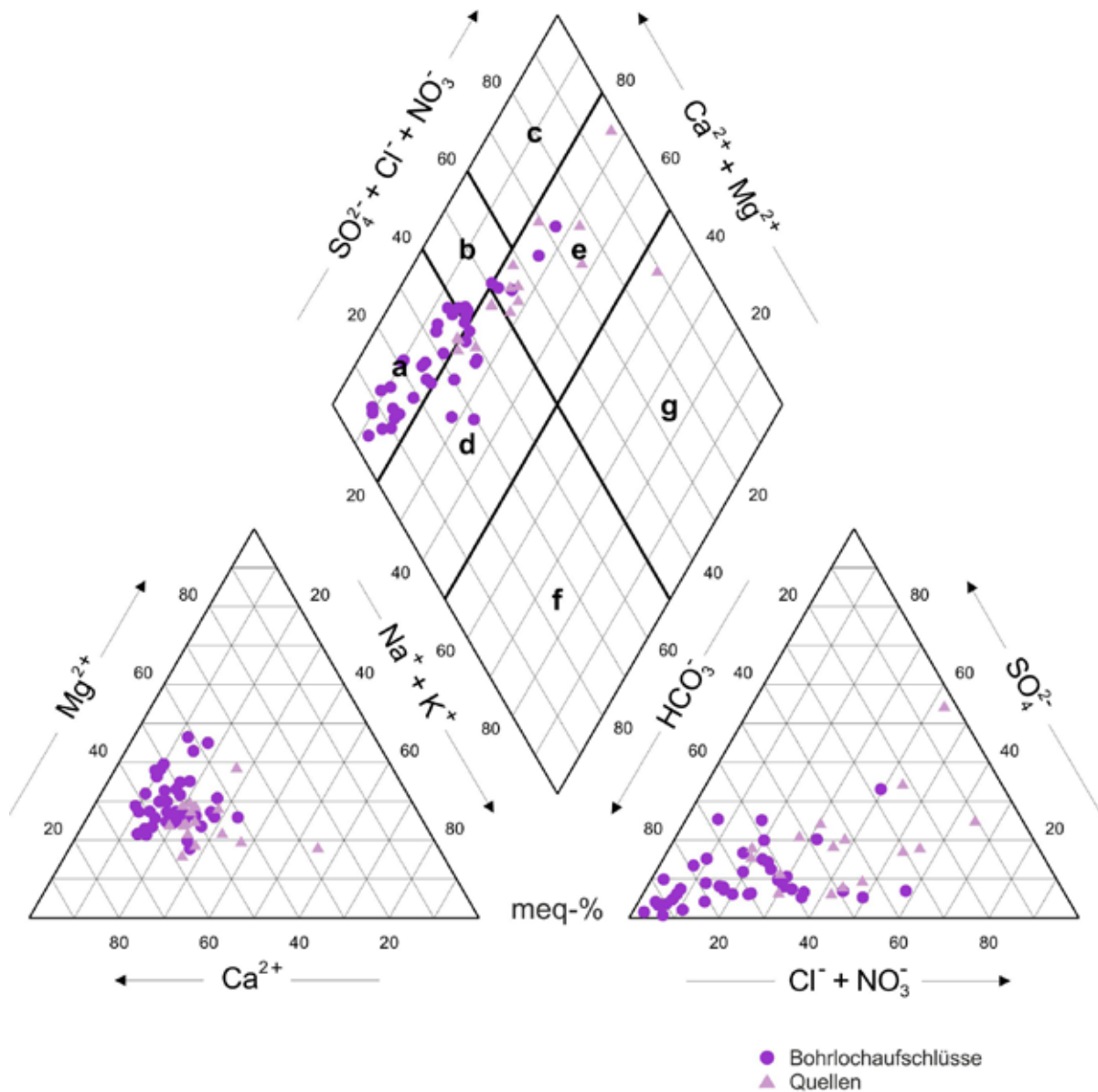
Piper-Diagramm

Die Hauptkationen der untersuchten Wässer aus der Einheit „Devonische Wechselfolge“ sind Calcium und Magnesium. Im Anionen-Dreieck ist die Streuung der darstellenden Punkte dagegen größer. Höhere Chlorid-, Nitrat- sowie Sulfatanteile zeigen sich vor allem in den Quellwässern, während bei den Entnahmen aus Brunnen und Grundwassermessstellen meist der relative Anteil an Hydrogencarbonat dominiert. Dementsprechend liegen die Grundwässer aus Bohrlochaufschlüssen überwiegend in den Feldern normal erdalkalische Wässer vom Typ „überwiegend hydrogencarbonatisch“ sowie erdalkalische Wässer mit höherem Alkaligehalt vom Typ „überwiegend hydrogencarbonatisch“, während es sich bei den Quellwässern im Wesentlichen um erdalkalische Wässer mit höherem Alkaligehalt vom Typ „überwiegend sulfatisch, überwiegend chloridisch“ handelt.

Beschreibung der Analysenwerte

Bei den Kationen überwiegt Calcium mit einem Medianwert von 14 mg/l und einer Spannweite für 90 % der Werte zwischen 6 und 46 mg/l. Die Magnesiumgehalte sind mit 2 bis 17 mg/l und einem Medianwert von 4 mg/l deutlich niedriger. Gering sind auch die Kaliumwerte, die generell unter 3 mg/l liegen. Natrium weist mit einem Medianwert von 6 mg/l und einer Spannweite für 90 % der Werte zwischen 2 und 18 mg/l etwas höhere Gehalte auf.

Hauptinhaltsstoff bei den Anionen ist das Hydrogencarbonat. Der Medianwert von 49 mg/l sowie die Spannweite aller Werte von 2 mg/l bis 225 mg/l weisen allerdings auf eine überwiegend nicht oder nur schwach kalkige Matrix der Sandsteine und Schiefer hin (GAD et al. 2007/08). Der in einem Quellwasser festgestellte Extremwert von 2 mg/l deutet darauf hin, dass die betroffene Quelle ihre hydrochemische Ausprägung vor allem durch Quarzsandsteine erhält und durch atmogene Säureinträge eine nahezu vollständige Entkarbonisierung stattgefunden hat. Die Nitratkonzentrationen variieren für 90 % der Werte zwischen 0,1 und 16 mg/l. Der Medianwert beträgt 4 mg/l. Der deutlich über dem Medianwert liegende Maximalwert von 33 mg/l zeigt die landwirtschaftliche Beeinflussung eines Quellwassers



Grundwassertypen nach Furtak & Langguth (1967)

Normal erdalkalische Wässer
 a: überwiegend hydrogenkarbonatisch
 b: hydrogenkarbonatisch-sulfatisch
 c: überwiegend sulfatisch

Erdalkalische Wässer mit höherem Alkaligehalt
 d: überwiegend hydrogenkarbonatisch
 e: überwiegend sulfatisch, überwiegend chloridisch

Alkalische Wässer
 f: überwiegend (hydrogen-)karbonatisch
 g: überwiegend sulfatisch-chloridisch, überwiegend chloridisch

Abb. 5.30: Piperdiagramm aller verwendeten Analysen der hydrogeologischen Einheit „Devonische Wechselfolge“.

an. Die Sulfatkonzentrationen streuen für 90 % der Messwerte in einem Bereich von 2 bis 31 mg/l, die Chloridgehalte liegen für 90 % der Werte zwischen 2 bis 35 mg/l. In beiden Fällen liegt der Medianwert bei 6 mg/l.

Da die Brunnen und Quellen unterschiedliche Anteile an oberflächennahem und tieferem Grundwasser erschließen, weist der Sauerstoffgehalt eine große Spannweite von 0,1 bis 10,4 mg/l auf. Der Medianwert liegt mit 7,2 mg/l etwas über dem arithmetischen Mittelwert von 6 mg/l. Dementsprechend zeigen die Eisenkonzentrationen der Grundwässer ebenfalls eine relativ große Variation von unterhalb der Bestimmungsgrenze bis 2 mg/l. Der Medianwert beträgt 0,03 mg/l.

Die elektrischen Leitfähigkeiten zeigen mit einer Spannweite von 50 bis 451 $\mu\text{S}/\text{cm}$ eine gewisse Variabilität des Lösungsinhaltes an. Mit einem Medianwert von 141 $\mu\text{S}/\text{cm}$ ist die Mineralisation der Grundwässer überwiegend gering.

Die pH-Werte variieren zwischen 4,4 und 7,6. Mit einem Medianwert von 6,4 liegen die Wässer überwiegend im schwach sauren Bereich. Der Minimalwert von 4,4 wird bei einer Oberhangquelle angetroffen, die nur den stark sauren Interflow erfasst. pH-bedingt ist hier auch das versauerungsrelevante Mangan erhöht. Während etwa 30 % der gemessenen Mangangehalte unter der Bestimmungsgrenze liegen, ergibt sich für etwa den gleichen Prozentsatz eine Grenzwertüberschreitung nach der TrinkwV 2001.

5.5.1.2.3 Devon: hauptsächlich quarzitischer Sandstein bzw. Quarzsandstein, untergeordnet Ton- und Siltschiefer („Devonische Quarzite“)

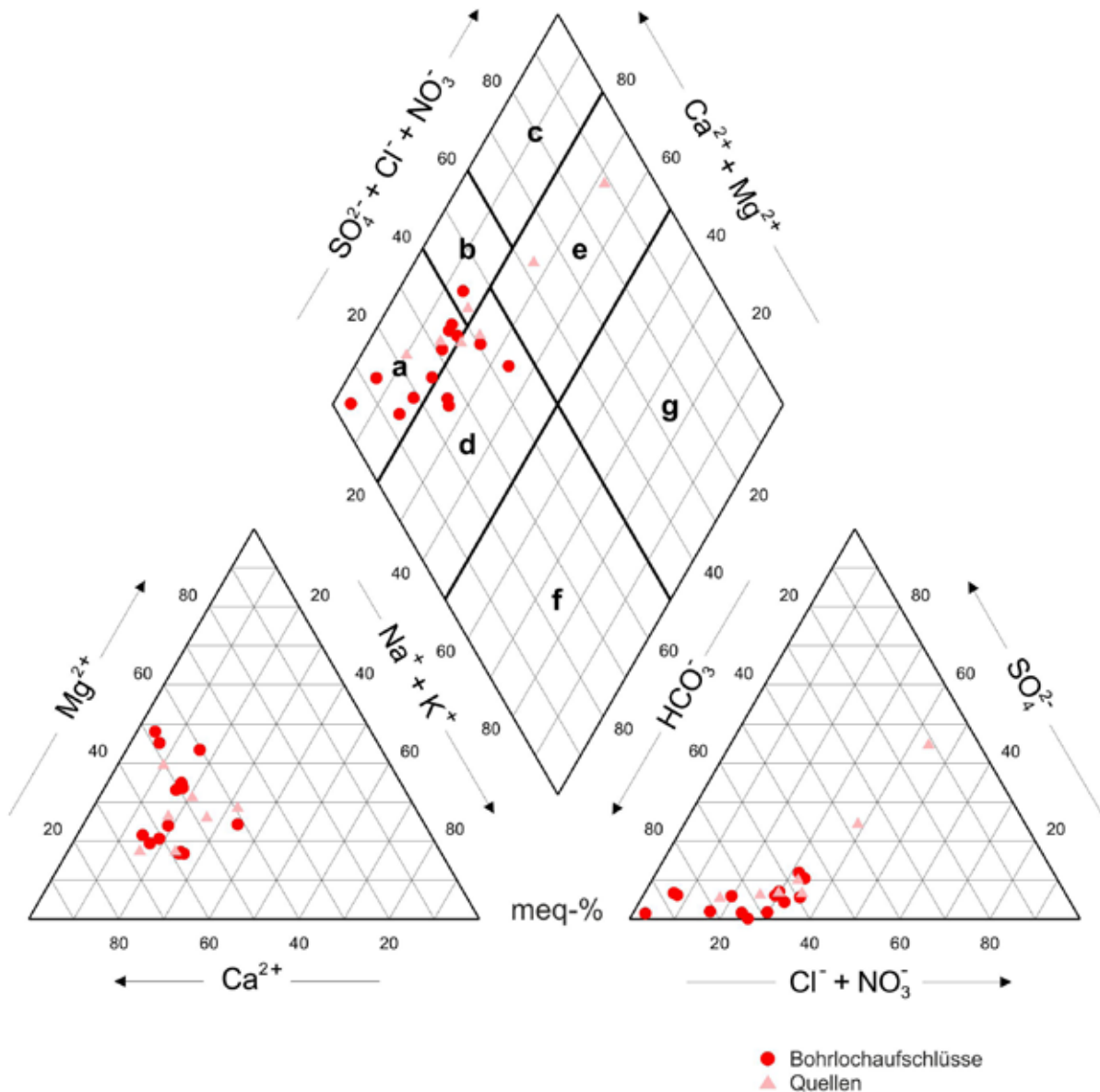
Piper-Diagramm

Bei den Hauptinhaltsstoffen der Grundwässer der „Devonischen Quarzite“ herrschen auf der Kationenseite die Erdalkalimetalle Calcium und Magnesium, auf der Anionenseite Hydrogencarbonat vor. Dementsprechend handelt es sich im Wesentlichen um normal erdalkalische Wässer vom Typ „überwiegend hydrogencarbonatisch“. Nur in wenigen Fällen ist der Natrium- und Kaliumanteil etwas höher, sodass die Wässer zur Gruppe der erdalkalischen Wässer mit höherem Alkaligehalt vom Typ „überwiegend hydrogencarbonatisch“ gehören. Zwei der darstellenden Punkte liegen im Feld erdalkalische Wässer mit höherem Alkaligehalt vom Typ „überwiegend sulfatisch, überwiegend chloridisch“. Da der Lösungsinhalt der Grundwässer jedoch sehr gering ist, darf eine solche Klassifizierung nicht überbewertet werden. Die Konzentrationsänderung eines Stoffes um wenige Milligramm pro Liter führt zu einer merklichen Änderung der Verhältnisdarstellung im Piper-Diagramm.

Beschreibung der Analysenwerte

Die Calcium- und Magnesiumkonzentrationen sind mit einem Medianwert von 11 mg/l bzw. 3 mg/l vergleichsweise niedrig. Auch die Streuung der Werte ist relativ gering. 50 % der Calciumkonzentrationswerte liegen zwischen 7 und 16 mg/l, 90 % der Werte weisen eine Spannweite von 7 bis 24 mg/l auf. Die Magnesiumgehalte liegen für 90 % der Wässer zwischen 1 bis 13 mg/l. Ebenso sind die Gehalte an Alkalien mit einem Medianwert von 4 mg/l für Natrium und 0,5 mg/l für Kalium äußerst gering.

Bei den Anionen stellt das Hydrogencarbonat das dominierende natürliche Anion dar. Aufgrund des überwiegend quarzbasierten Mineralbestandes dieser Einheit ist der Medianwert mit 37 mg/l dennoch klein. Entsprechend gering sind auch die Konzentrationsschwankungen. 50 % der Messwerte variieren zwischen 29 und 54 mg/l, 90 % der Werte befinden sich zwischen 18 bis 126 mg/l. Die Nitratkonzentrationen liegen mit einem Medianwert von 5 mg/l im Bereich der natürlichen Gehalte. Auch die



Grundwassertypen nach Furtak & Langguth (1967)

Normal erdalkalische Wässer
 a: überwiegend hydrogenkarbonatisch
 b: hydrogenkarbonatisch-sulfatisch
 c: überwiegend sulfatisch

Erdalkalische Wässer mit höherem Alkaligehalt
 d: überwiegend hydrogenkarbonatisch
 e: überwiegend sulfatisch, überwiegend chloridisch

Alkalische Wässer
 f: überwiegend (hydrogen-)karbonatisch
 g: überwiegend sulfatisch-chloridisch, überwiegend chloridisch

Abb. 5.31: Piperdiagramm aller verwendeten Analysen der hydrogeologischen Einheit „Devonische Quarzite“.

Spannweite aller Werte von 0,5 bis 9 mg/l zeigt keine anthropogene Überprägung an. Chlorid findet sich in Konzentrationen unter 12 mg/l, die Sulfatgehalte betragen meist unter 10 mg/l.

Die Sauerstoffgehalte liegen im Wesentlichen zwischen 5 und 10 mg/l. Die Eisenkonzentrationen variieren zwischen Gehalten kleiner der Bestimmungsgrenze und 2 mg/l. Für rund 30 % der untersuchten Messstellen liegt eine Grenzwertüberschreitung nach der TrinkwV 2001 für Eisen vor. Die Mangankonzentrationen liegen im Wesentlichen unter 0,05 mg/l. Nur lokal werden Werte bis zu 0,8 mg/l angetroffen.

Die elektrischen Leitfähigkeiten zeigen mit einer Spannweite von 69 bis 224 $\mu\text{S}/\text{cm}$ für 90 % der Werte und einem Medianwert von 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$ eine vergleichsweise niedrige Mineralisation der Grundwässer an.

Die pH-Werte liegen mit 5,5 bis 7,4 im sauren bis sehr schwach alkalischen Bereich, wobei mit einem Medianwert von 6,2 die sauren Wässer überwiegen. Die devonischen Quarzite sind damit die einzige Einheit im Beschreibungsraum, bei denen vereinzelt niedrige pH-Werte im Grundwasser infolge atmosphärischer, versauernd wirkender Stoffeinträge zu beobachten sind. Dies gilt im Wesentlichen für topographisch höher austretende Quellwässer.

5.5.1.2.4 Tertiäre Vulkanite

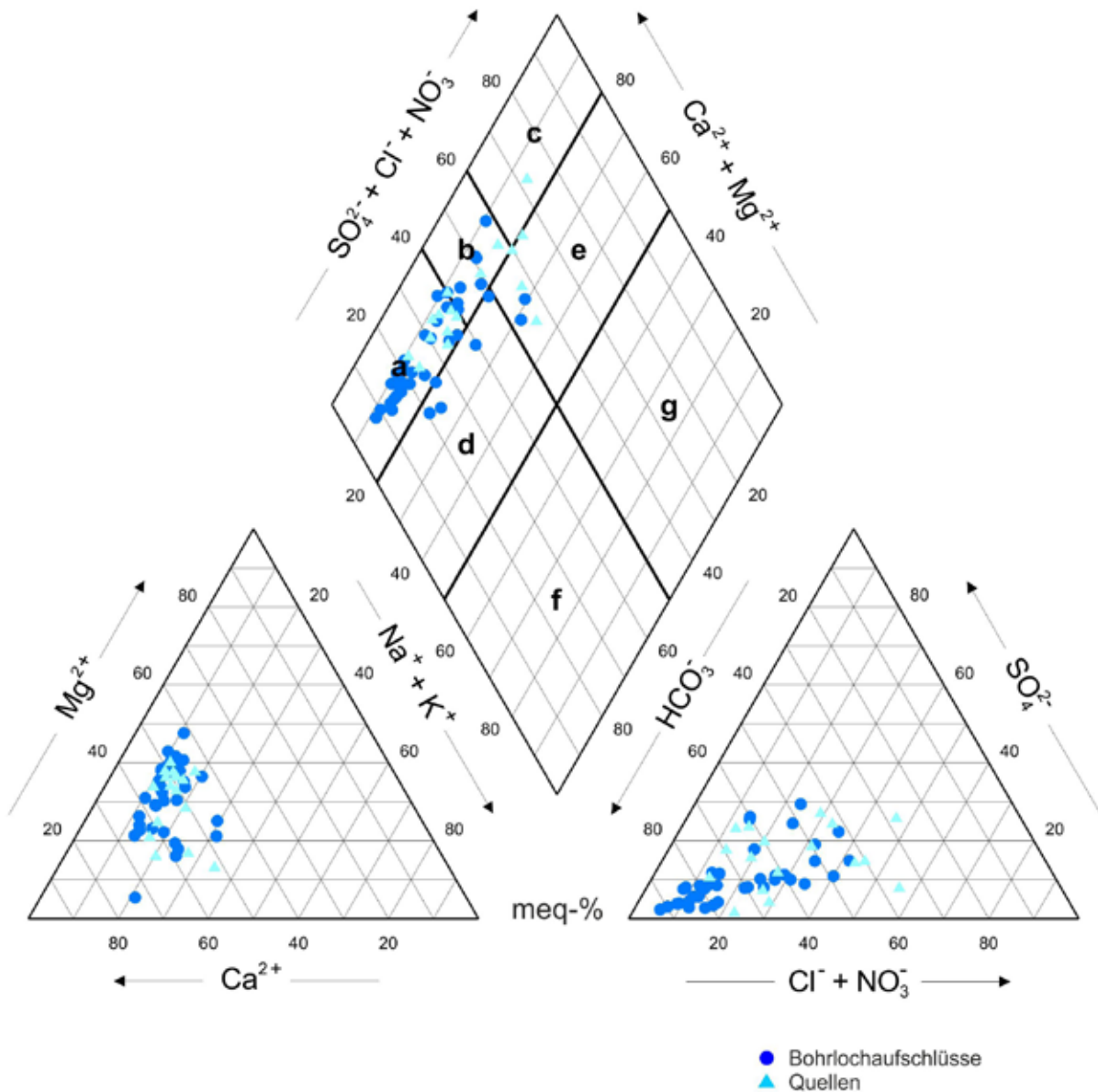
Piper-Diagramm

Bei den Grundwässern der „Tertiären Vulkanite“ dominieren auf der Kationenseite Calcium und Magnesium. Auf der Anionenseite ist der Anteil an Hydrogenkarbonat groß, wobei auch die Summe aus Chlorid und Nitrat einen höheren Anteil einnehmen kann. Daher belegen die darstellenden Punkte im Vierstoffdiagramm nach der Klassifikation nach FURTAK & LANGGUTH (1967) die Felder der normal erdalkalischen Wässer vom Typ „überwiegend hydrogen-karbonatisch“ sowie untergeordnet vom Typ „hydrogenkarbonatisch-sulfatisch“. Zudem liegen einige Grundwässer in den Feldern erdalkalische Wässer mit höherem Alkaligehalt, überwiegend hydrogenkarbonatisch und überwiegend sulfatisch, überwiegend chloridisch.

Beschreibung der Analysenwerte

Der Medianwert der Erdalkalimetalle Calcium und Magnesium ist mit 19 mg/l und 7 mg/l geringfügig höher als in den devonischen Grundwasserleitern. Bedingt durch das vorwiegend silikatisch geprägte Einzugsgebiet der Brunnen und Quellen sind die Konzentrationen mit 10 bis 30 mg/l bzw. 1 bis 12 mg/l auch hier insgesamt gering. Ebenso sind die Kaliumgehalte mit einem Medianwert von 1 mg/l und einer Spannweite aller Werte von 0,1 bis 5 mg/l niedrig. Die Natriumwerte erstrecken sich von 3 bis 11 mg/l.

Niedrige Konzentrationen sind auch bei den Anionen festzustellen. Die Hydrogenkarbonatgehalte liegen zwischen 20 und 148 mg/l mit einem Medianwert von 73 mg/l, der auch dem arithmetischen Mittelwert entspricht. Der Medianwert für Nitrat liegt bei 7 mg/l, wobei die Nitratgehalte zwischen 0,3 bis 43 mg/l variieren. Die höchsten Nitratgehalte sind in oberflächennahen Quellwässern festgestellt worden und zeigen eine deutliche Beeinflussung durch landwirtschaftliche Flächennutzung im Einzugsgebiet an. In den „Tertiären Vulkaniten“ werden damit die höchsten Nitratwerte im gesamten Untersuchungsraum angetroffen, wenn auch die Qualitätsnorm für Grundwasser in keinem Fall überschritten wird. Der für Chlorid festgestellte Wertebereich erstreckt sich von 3 bis 21 mg/l, die Sulfatkonzentrationen streuen zwischen 1 und 22 mg/l. Der Medianwert liegt bei 6 bzw. 8 mg/l.



Grundwassertypen nach Furtak & Langguth (1967)

Normal erdalkalische Wässer

a: überwiegend hydrogenkarbonatisch

b: hydrogenkarbonatisch-sulfatisch

c: überwiegend sulfatisch

Erdalkalische Wässer mit höherem Alkaligehalt

d: überwiegend hydrogenkarbonatisch

e: überwiegend sulfatisch, überwiegend chloridisch

Alkalische Wässer

f: überwiegend (hydrogen-)karbonatisch

g: überwiegend sulfatisch-chloridisch, überwiegend chloridisch

Abb. 5.32: Piperdiagramm aller verwendeten Analysen der hydrogeologischen Einheit „Tertiäre Vulkanite“.

Die Quellen wie auch die Brunnen und Grundwassermessstellen weisen aufgrund ihres meist oberflächennahen Grundwassers bis auf einige Ausreißer Sauerstoffgehalte zwischen 6 und 12 mg/l auf. Der Medianwert liegt bei 9,2 mg/l, der arithmetische Mittelwert bei 8,9 mg/l. Als Folge der vergleichsweise hohen Sauerstoffgehalte werden durchschnittlich niedrige Eisenkonzentrationen festgestellt. Etwa 60 % aller gemessenen Eisengehalte liegen unter der Bestimmungsgrenze. Der Medianwert beträgt 0,01 mg/l. Nur in einem Fall wird der Grenzwert der TrinkwV 2001 überschritten. Entsprechend gering sind auch die Mangangehalte. Fast 80 % der Analysen weisen Mangangehalte unterhalb der Bestimmungsgrenze auf. Auch hier liegt nur eine Grenzwertüberschreitung nach der TrinkwV 2001 vor.

Die elektrischen Leitfähigkeiten liegen im Median bei 179 $\mu\text{S}/\text{cm}$, die Spannweite aller Werte reicht von 104 bis 280 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Die pH-Werte zeigen mit 5,7 bis 8,1 eine recht breite Spanne, wobei 50 % der Werte zwischen 6,8 und 7,4 liegen. Der Medianwert der pH-Werte ist mit 7,1 etwas höher als in den hydrogeologischen Einheiten des Devons und zeigt ein wirksames Pufferungsvermögen gegenüber den sauren Niederschlägen an.

5.5.1.2.5 Tertiäre Sedimente

Die geringe Anzahl der Brunnen, die ausschließlich die Einheit „Tertiäre Sedimente“ erschließen sowie ein möglicher Grundwasserzufluss aus benachbarten hydrogeologischen Einheiten lässt keine abgesicherten Rückschlüsse auf die Grundwasserbeschaffenheit dieser Einheit zu.

Piper-Diagramm

Bei den wenigen Grundwasserproben der „Tertiären Sedimente“ überwiegen auf der Kationenseite Calcium und Magnesium, auf der Anionenseite Hydrogenkarbonat. Dementsprechend handelt es sich um normal erdalkalische Wässer vom Typ „überwiegend hydrogenkarbonatisch“.

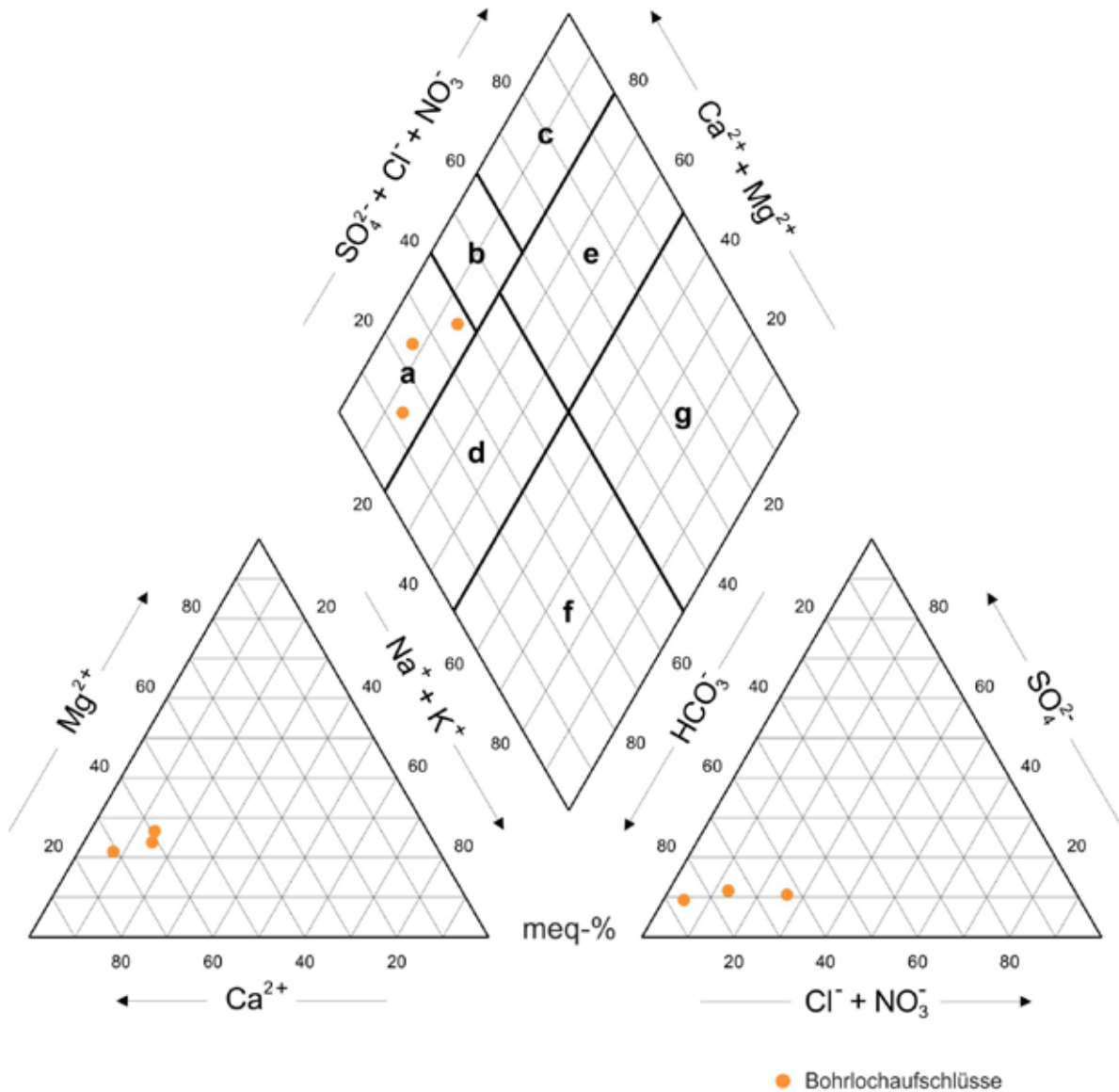
Beschreibung der Analysenwerte

Bei den Kationen ist Calcium mit Gehalten von 33 bis 49 mg/l vorherrschend. Magnesium mit Konzentrationen von 8 bis 10 mg/l und Natrium mit Gehalten von 5 bis 9 mg/l treten in den Hintergrund. Die Kaliumgehalte liegen nicht über 2 mg/l.

Bei den Anionen ist mit 98 bis 172 mg/l das Hydrogenkarbonat der bedeutendste Bestandteil. Die Konzentrationen von Chlorid mit 5 bis 15 mg/l, Sulfat mit 13 bis 21 mg/l sowie Nitrat mit 1 bis 15 mg/l sind durchweg gering.

Die Manganwerte liegen allgemein unter dem Grenzwert der TrinkwV 2001, bei den Eisengehalten wird dieser bei einer Analyse überschritten. Mit einer Konzentration von 0,7 mg/l ist hier auch der Sauerstoffgehalt entsprechend gering. Für die zwei weiteren Proben liegen keine Sauerstoffgehalte vor.

Die elektrischen Leitfähigkeiten variieren zwischen 261 bis 384 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Die pH-Werte liegen mit 6,7 bis 6,9 im sehr schwach sauren Bereich.



Grundwassertypen nach Furtak & Langguth (1967)

Normal erdalkalische Wässer
 a: überwiegend hydrogenkarbonatisch
 b: hydrogenkarbonatisch-sulfatisch
 c: überwiegend sulfatisch

Erdalkalische Wässer mit höherem Alkaligehalt
 d: überwiegend hydrogenkarbonatisch
 e: überwiegend sulfatisch, überwiegend chloridisch

Alkalische Wässer
 f: überwiegend (hydrogen-)karbonatisch
 g: überwiegend sulfatisch-chloridisch, überwiegend chloridisch

Abb. 5.33: Piperdiagramm aller verwendeten Analysen der hydrogeologischen Einheit „Tertiäre Sedimente“.

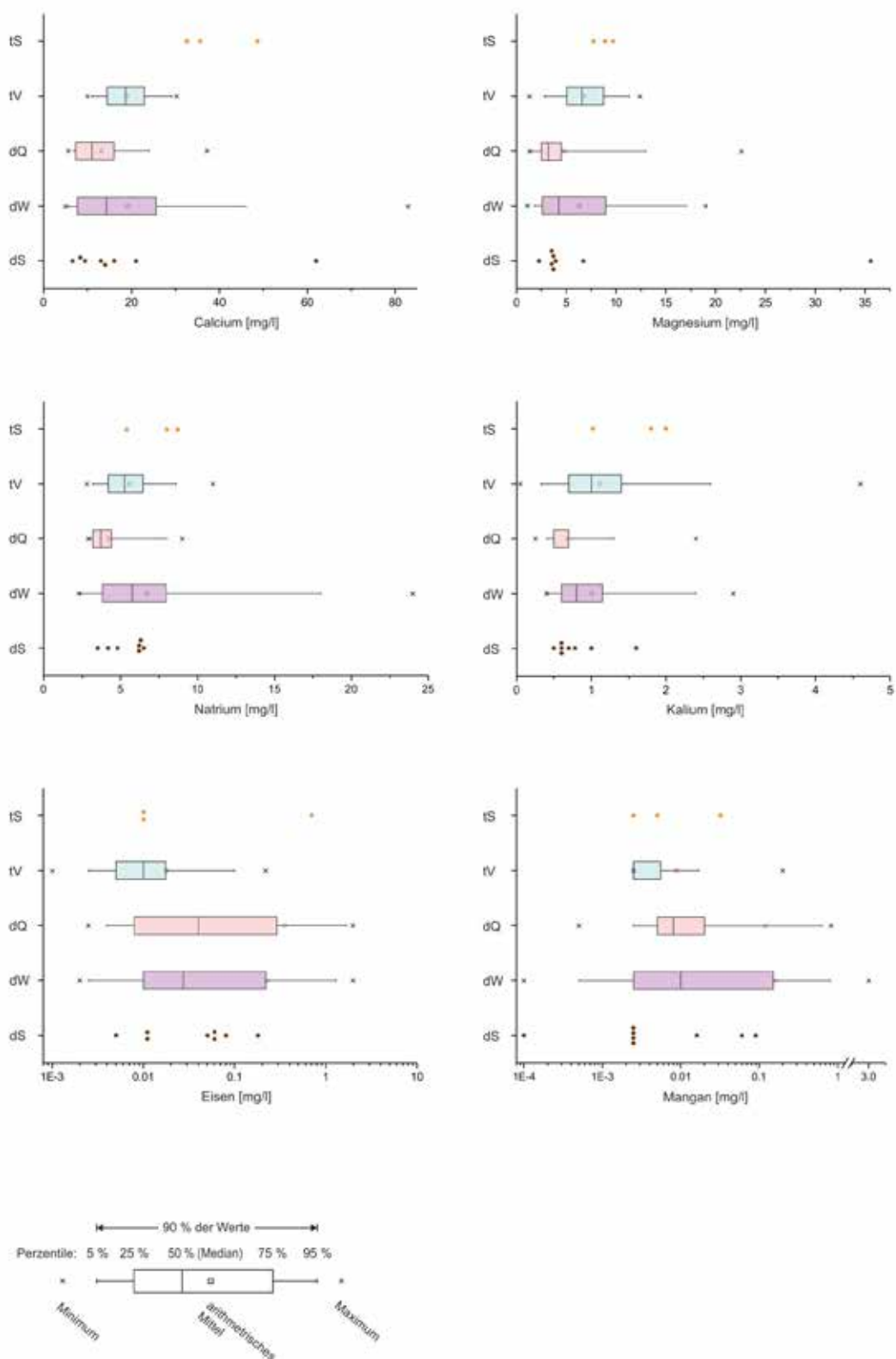


Abb. 5.34: Box-Whisker-Plots der Hauptinhaltsstoffe (Kationen), differenziert nach hydrogeologischen Einheiten (Legende siehe S. 75 und 82/83).

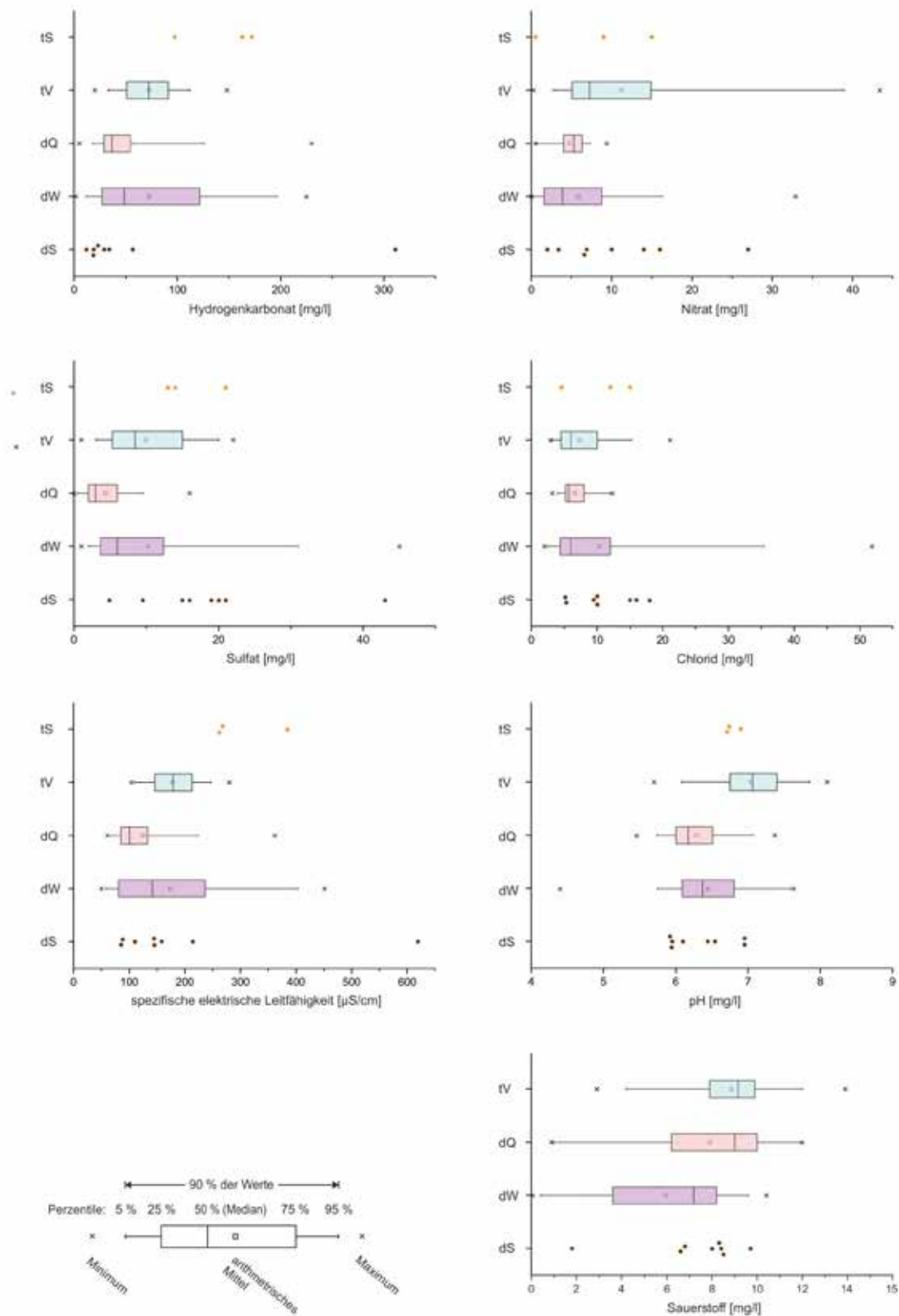


Abb. 5.35: Box-Whisker-Plots der Hauptinhaltsstoffe (Anionen) sowie der spezifischen elektrischen Leitfähigkeit, des pH-Werts und des Sauerstoffgehalts, differenziert nach hydrogeologischen Einheiten (Legende siehe S. 75 und 82/83).

SCHRIFTEN

- Ad-hoc-AG Boden (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. 5. Aufl., 438 S., 41 Abb., 103 Tab., 31 Listen, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe & Staatliche Geologische Dienste in der Bundesrepublik Deutschland, Hannover.
- Ad-hoc-AG Hydrogeologie (1997): Hydrogeologische Kartieranleitung. – Geol. Jb., **G 2**, 157 S., 15 Abb., 6 Tab., 10 Anl., Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe & Staatliche Geologische Dienste in der Bundesrepublik Deutschland, Hannover.
- AHRENS, W. (ohne Jahr): Geologische Manuskriptkarten Westerwald, 4 Blätter, 1:50 000. – [unveröff.].
- (1936): Die Ton- und Quarzitlagerstätten des Westerwaldes. – Z. dt. geol. Ges., **88**, 1936, S. 438–447, Berlin.
 - (1941): Pliozäne Basalte im Westerwald. – Ber. Reichsstelle Bodenforsch., **1941**, S. 194–202, Wien.
 - (1942) mit Beiträgen von MICHELS, F.: Geologische Karte des Westerwälder Tertiärs, 1:50 000, Reichsamt für Bodenforschung, Berlin.
 - (1957): Überblick über den Aufbau des Westerwälder Tertiärs, mit besonderer Berücksichtigung der stratigraphischen Stellung der vulkanischen Gesteine. Exkursion im südwestlichen Westerwald am 21.09.1956. – Fortschr. Min., **35**, S. 109–116, Stuttgart.
 - (1960): Die Lagerstätten nutzbarer Steine und Erden im Westerwald. – Z. dt. geol. Ges., **112**, S. 238–252, Hannover.
- AHRENS, W., STADLER, G. & WERNER, H. (1960): Beitrag zur Genese der Westerwälder Tertiärquarzite. – Z. dt. geol. Ges., **112**, S. 253–258, 65 Abb., Berlin.
- AHRENS, W. & VILLWOCK, R. (1966): Exkursion in den Westerwald am 6. September 1964. – Fortschr. Min., **42** (2), S. 303–320, Stuttgart.
- ANGELBIS, G. (1890/91a): Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, 1:25 000, Blatt 41 Girod (jetzt: 5513 Meudt), mit Erl., 31 S., Kgl. preuss. geol. Landesanstalt, Berlin.
- (1890/91b): Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, 1:25 000, Blatt 33 Montabaur (jetzt: 5512 Montabaur), mit Erl., 31 S., Kgl. preuss. geol. Landesanstalt, Berlin.
- Arbeitskreis für Bodensystematik der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft (1998): Systematik der Böden und bodenbildenden Substrate Deutschlands. – Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **86**, 180 S., Oldenburg.
- BAALES, M., BITTMANN, F., JÖRIS, O., STREET, M., WENINGER, B. & WIETHOLD, J. (2002): Impact of the Late Glacial Eruption of the Laacher See Volcano, Central Rhineland, Germany. – Quaternary Research, **58**, S. 273–288, Washington.
- BARTOLOSCH, T. (1982): Basalt im Westerwald. Zur Wirtschafts- und Sozialgeschichte der Basaltindustrie im Westerländer Wirtschaftsraum. – Westerwälder Beiträge, **2**, 131 S., Hachenburg.

- BEHRENS, T., FÖRSTER, H., SCHOLTEN, T., STEINRÜCKEN, U., SPIES, E.-D. & GOLDSCHMITT, M. (2005): Digital Soil Mapping using Artificial neuronal Networks. – J. Plant Nutr. Soil Sci., **168**, S. 21–33, Weinheim.
- BENDER, P. (1998): Hörre. – In: KIRNBAUER, T. & SCHNEIDER, J. (Hrsg.): Geologie und hydrothermale Mineralisation im rechtsrheinischen Schiefergebirge. – Jb. nass. Ver. Naturk., Sonderbd., **1**, S. 62–66, 1 Abb., 1 Tab., Wiesbaden.
- (2008): Lahn- und Dill-Mulde. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland VIII. Devon. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **52**, S. 221–246, 1 Abb., 2 Tab., Hannover.
- BERLO, D. (1994): Geologie des SE-Teils des Blattes Bendorf (5511) zwischen Berg Schönstadt und Höhr-Grenzhausen (nordöstlich von Koblenz). Diplomarbeit Univ. Bonn, 100 S., 43 Abb., 5 Taf., 3 Ktn., Bonn. – [unveröff.].
- BUDEUS, P. P. (1988): Strukturgeologische Untersuchungen im Mittelrheingebiet und an der Untermostel auf dem N-Flügel und im Zentrum der Moselmulde. Diss. Univ. Bonn, 214 S., 67 Abb., 10 Anl., Bonn.
- CHAPMAN, T. (1999): A comparison of algorithms for stream flow recession and baseflow separation. – Hydrological Processes, **13**, S. 701–714, 11 Abb., Chichester.
- DEMUTH, N., HAAG, I. & LUCE, A. (2010): Integrating spatially distributed information on dominant runoff processes into the hydrological model LARSIM. – In: PFISTER, L. et al. (Hrsg.): Looking at catchments in colors – Debating new ways of generating and filtering information in hydrology, EGU Leonardo Topical Conference, 10.–12. November 2010, S. 94, Luxemburg.
- DENCKMANN, A. (1912): Neue Beobachtungen über die tektonische Natur der Siegener Spateisensteingänge, Tl. 1. – Arch. Lagerst.-Forsch., **6**, 65 S., 10 Abb., 1 Kt., Berlin.
- (1918): Neue Beobachtungen über die tektonische Natur der Siegener Spateisensteingänge, Tl. 2. – Arch. Lagerst.-Forsch., **25**, 197 S., 16 Abb., Berlin.
- DOBLER L., HINTERDING, A. & GERLACH, N. (2004): INTERMET – Interpolation stündlicher und tagesbasierter meteorologischer Parameter. Gesamtdokumentation, 41 S., Institut für Geoinformatik der Westfälischen Wilhelms-Universität Münster im Auftrag des Landesamts für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz, Mainz. – [unveröff.].
- DWD (Deutscher Wetterdienst) (2009): REGNIE Infoblatt, Regionalisierte Niederschlagshöhen, DWD Informationsblatt REGNIE, Stand: November 2009. Verfügbar unter: www.dwd.de unter dem Link REGNIE Infoblatt als pdf – Portable Document Format, zuletzt abgerufen am 20.03.2015.
- EHRENDREICH, H. (1958): Stratigraphie, Tektonik und Gangbildung im Gebiet der Emser Blei-Zinkerzgänge. – Z. dt. geol. Ges., **110**, S. 561–582, 7 Abb., 1 Taf., Hannover.
- EITEL, B. (2001): Bodengeographie. 244 S., (Westermann) Braunschweig.
- EL-KELANI, R. (1997): Integrated 3-dimensional geophysical investigations of the Westerwald Volcanics, Germany. Diss. TU Clausthal, 150 S., Clausthal-Zellerfeld.
- EL-KELANI, R., JENTSCH, G. & SCHREIBER, U. (1998): Gravity anomalies and subsurface geology in the Westerwald volcanic area, Germany. – Geol. Rundschau, **87**, S. 381–393, Stuttgart.

- ELKHOLY, H. (1998): Fazies-Untersuchungen im Mittleren Ober-Ems (Laubach-Unterstufe) der Moselmulde (Unterdevon, Rheinisches Schiefergebirge). – Bonner geowiss. Schr., **27**, 180 S., 61 Abb., 7 Anl., Wiehl.
- ELKHOLY, H. & FRANKE, W. R. (2004): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1:25 000, Blatt 5511 Bendorf, Mainz.
- ELKHOLY, H. & GAD, J. (2006): Die Wied-Gruppe (vormals Hunsrückschiefer): Eine neue lithostratigraphische Einheit am Nordrand der Moselmulde – Untersuchungen zu ihrer faziellen und stratigraphischen Einordnung. – Mainzer geowiss. Mitt., **34**, S. 49–72, 10 Abb., Mainz.
- ELKHOLY, H. & KRÖLL, R. (1998): Die Typuslokalität „Hohenrheiner Hütte“: Emsquarzit, Hohenrhein- oder Laubach-Schichten? – Mainzer geowiss. Mitt., **27**, S. 147–158, 1 Abb., Mainz.
- FELDER, M., WEIDENFELLER, M. & WUTTKE, M. (1998): Lithologische Beschreibung einer Forschungsbohrung im Zentrum des oberoligozänen, vulkano-lakustrinen Beckens von Enspel/Westerwald (Rheinland-Pfalz, Bundesrepublik Deutschland). – Mainzer geowiss. Mitt., **27**, S. 101–136, 4. Abb., Mainz.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge – Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. – Relief - Boden - Paläoklima, **6**, 192 S., (Borntraeger) Stuttgart.
- (2006): Merkmale und Genese der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke im Rheinischen Schiefergebirge. – In: GRAAFEN, R. & KÖNIG, D. (Hrsg.): Das Rheinische Schiefergebirge in den Exkursionsgebieten Eifel, Hunsrück, Mittelrheinisches Becken, Oberes Mittelrheintal, Westerwald und Taunus. Schriften des Arbeitskreises Landes- und Volkskunde, **5**, S. 1–22, Koblenz.
- FENCHEL, W. & LUSZNAT, M. (1985): Geologisch-lagerstättenkundliche Übersichtskarte des Sideritdistriktes Siegerland-Wied 1:100 000. Übersichtskarte aus Geol. Jb., **D 77**, Hannover.
- FISCHER, H. (1972): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 124 Siegen. – Geograph. Landesaufnahme 1:200 000, Naturräumliche Gliederung Deutschlands, 36 S., 1Kt., Bundesforschungsanstalt für Landeskde u. Raumordnung, Bonn-Bad Godesberg.
- FURTAK, H. & LANGGUTH, H. R. (1967): Zur hydrochemischen Kennzeichnung von Grundwässern und Grundwassertypen mittels Kennzahlen. – Mem. IAH-Congress, 1965, **VII**, S. 86–96, Hannover.
- GAD, J. (2006a): Was ist eigentlich Hunsrückschiefer? – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., **88**, S. 53–65, 1 Abb., Stuttgart.
- (2006b): Geochemische Untersuchungen der Wied-Gruppe (vormals „Hunsrückschiefer“; Unterdevon, Moselmulde, Rheinisches Schiefergebirge) im Hinblick auf die Rekonstruktion der Paläoredoxbedingungen und der Fossilagerstätten. – Mainzer geowiss. Mitt., **34**, S. 7–20, 2 Tab., Mainz.
- GAD, J., SCHÄFER, P. & WEIDENFELLER, M. (2007/08): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1:25 000, Blatt 5611 Koblenz, Erl., 109 S., 21 Abb., 4 Tab., 1 Anl., Mainz.
- GAUPP, R. & WILKE, A. (1998): Zur Sedimentologie der oberoligozänen Seesedimente von Enspel/Westerwald. – Hallesches Jb. Geowiss., **B 20**, S. 97–118, Halle (Saale).
- GERHOLD, K.-M., TEZKAN, B., HÖRDT, A. & SCHREIBER, U. (1994): Zweidimensionale Geoelektrikmodellierung eines vulkanischen Trichters. – In: BAHR, K. & JUNGE, H. (Hrsg.): 15. Kolloquium Elektromagnetische Tiefensondierung, S. 223–231, Höchst.

- HAAS, W. (1975): Zur Tektonik der Bopparder Hauptmulde und ihres Südost-Rahmens am Mittelrhein zwischen Braubach und Boppard (Rheinisches Schiefergebirge). – Mainzer geowiss. Mitt., **4**, S. 159–194, 11 Abb., 2 Taf., Mainz.
- HENKE, W. (1922): Beiträge zur Geologie des Siegerländer Spateisensteinbezirks. – Glückauf, **58**, S. 861–867, 5 Abb., Essen.
- HENNINGSSEN, D. (1970): Die Kulm-Grauwacken am Südrand des Westerwaldes. – N. Jb. Geol. Pal., Mh., **1970**, S. 193–200, Stuttgart.
- HENTSCHEL, H. & THEWS, J. D. (1979): Geologische Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 5514 Hadamar, Erl., 169 S., 14 Abb., 10 Tab., Wiesbaden.
- HINTERDING, A., KÜHNE, S., SLPTSOV, B., STREIT, U. & HEINEN, T. (2000): Integration wissenschaftlicher Methoden und geostatistischer Verfahren zur räumlichen Interpolation. – Wasser u. Boden, **52**, 3, S. 18–21, Berlin.
- HLUG (Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Hrsg.) (2007): Geologische Übersichtskarte von Hessen 1:300 000 (GÜK 300), Wiesbaden.
- HOTTENROTT, M. (1988): Palynologie, Stratigraphie und Paläogeographie im Tertiär von Mittelhessen und Umgebung. – Geol. Jb. Hessen, **116**, S. 113–168, Wiesbaden.
- (2002): Neue palynologische Daten zur stratigraphischen Einstufung der älteren Tonserie (Unteres Tonlager, Mittel-Eozän) im Westerwald. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **237**, S. 69–75, Frankfurt a.M.
- IHW, Institut für Hydromechanik und Wasserwirtschaft (2000): Die Beurteilung von Einzugsgebieten und ihren Teilflächen nach der Abflussbereitschaft unter Berücksichtigung der landwirtschaftlichen Nutzung – aufgezeigt an drei Einzugsgebieten in Rheinland-Pfalz. Bericht Nr. B003 für das Landesamt für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz, 110 S., Zürich. – [unveröff.].
- JARITZ, G. (1966): Untersuchungen an fossilen Tertiärböden und vulkanogenen Edaphoiden des Westerwaldes. Diss. Univ. Bonn, 152 S., 48 Abb., 10 Tab., 1 Anl., Bonn.
- JENTSCH, S. (1960): Die Moselmulde und ihre südöstlichen Randstrukturen zwischen Lahn und Mosel. – Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch., **88**, S. 190–215, 1 Abb., 2 Taf., Wiesbaden.
- KAYSER, E. (1891/92): Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, 1:25 000, Blatt 3271 Ems (jetzt: 5612 Bad Ems), mit Erl., 42 S., Kgl. preuss. geol. Landesanstalt, Berlin.
- KILLE, K. (1970): Das Verfahren MoMnQ, ein Beitrag zur Berechnung der mittleren langjährigen Grundwasserneubildung mit Hilfe der monatlichen Niedrigwasserabflüsse. – Z. dt. geol. Ges., Sonderh. Hydrogeologie, S. 89–95, 6 Abb., Hannover.
- KLÜPFEL, W. (1927): Der Bau des Westerwaldes. Referat über einen am 24. April 1927 auf der Versammlung des Niederrheinisch-geologischen Vereins in Dillenburg gehaltenen Vortrag. – Sonderdruck aus „Vulkanische Baustoffe, Zeitschrift der rheinischen vulkanischen Industrien: Bims, Basaltlava, Traß, Tuffstein, außerdem Schiefer“, Nr. **6**, Juni 1927, Neuwied.
- KLÜPFEL, W. (1929): Der Westerwald. Eine Einführung in seine Geologie und Morphologie. – Sonderabdruck aus den Sitzungsberichten des Niederrheinischen geolog. Vereins, 1927 u. 1928, S. 75–135, Naturhistorischer Verein der preußischen Rheinlande und Westfalens, Bonn.

- KRÄMER, R. (1987): Zur Geologie des Sayntales zwischen Isenburg und Kausen (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **115**, S. 99–115, 5 Abb., 1 Tab., Wiesbaden.
- Kreisverwaltung des Westerwaldkreises (Hrsg.) (2012): 6. Umweltbericht des Westerwaldkreises. 144 S., Montabaur.
- KRÖLL, R. (2001): Zur Stratigraphie, Fazies und Tektonik des Unterdevons zwischen der Untermosel und Boppard (Moselmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Bonner geowiss. Schr., **29**, 261 S., 80 Abb., 36 Anl., Nümbrecht.
- LADNORG, U. (1976): Zur Genese einiger Basaltvorkommen des Westerwaldes. Diss. Univ. Mainz, 179 S., Mainz.
- Landesbodenschutzgesetz Rheinland-Pfalz (LBodSchG) vom 25.07.2005: Verfügbar unter <http://www.mwkel.rlp.de/File/1072-Landesbodenschutzgesetz-pdf/> oder http://www.mwkel.rlp.de/File/Landesbodenschutzgesetz-25-07-2005-pdf/_3/, zuletzt abgerufen am 19.03.2015.
- LE MAITRE, R. W. (Hrsg.) (1989): A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. 191 S., (Blackwell) Oxford.
- LfW (Landesamt für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz, Hrsg.) (2002): Materialien zur Regionalisierung des mittleren Niedrigwasserabflusses in Rheinland-Pfalz. 28 S., Mainz. – [unveröff.].
- LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) (1989): Gutachten über die Möglichkeit zur Erschließung von Trinkwasser in der Verbandsgemeinde Selters, 6 S., 1 Anl., Bearbeiter: HOHBERGER, K.-H., LGB-Archiv, 5412, Hydrogeologie, Mainz. – [unveröff.].
- LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) (1996): Abgrenzung des Wasserschutzgebietes für den Tiefbrunnen „Fuchshohl“ der Verbandsgemeindewerke Ransbach-Baumbach, 7 S., 7 Anl., Bearbeiter: HOHBERGER, K.-H., LGB-Archiv, 5512, Hydrogeologie, Mainz. – [unveröff.].
- LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) (1997a): Vorschlag zur Neuabgrenzung eines Wasserschutzgebietes für die Quelle „Auf dem Attich“ der Verbandsgemeindewerke Rennerod, 7 S., 4 Anl., Bearbeiter: HOHBERGER, K.-H., LGB-Archiv, 5314, Hydrogeologie, Mainz. – [unveröff.].
- LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) (1997b): Neuabgrenzung eines Wasserschutzgebietes für die Quellen „Zollstock“ und „Wüstenholz“ der Verbandsgemeindewerke Bad Marienberg, 9 S., 4 Anl., Bearbeiter: HOHBERGER, K.-H., LGB-Archiv, 5213, Hydrogeologie, Mainz. – [unveröff.].
- LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) (1999): Vorschlag zur Neuabgrenzung eines Trinkwasserschutzgebietes für den Stollen „Alexandria“ der Verbandsgemeinde Bad Marienberg, 29 S., 11 Anl., Bearbeiter: HOHBERGER, K.-H. & HERKSTRÖTER, T., LGB-Archiv, 5512, Hydrogeologie, Mainz. – [unveröff.].
- LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) (2000): Vorschlag zur Abgrenzung eines gemeinsamen Trinkwasserschutzgebietes für 21 Wasserfassungen der Verbandsgemeindewerke Hachenburg, 28 S., 10 Anl., Bearbeiter: HOHBERGER, K.-H. & HERKSTRÖTER, T., LGB-Archiv, 5312, 5313, Hydrogeologie, Mainz. – [unveröff.].
- LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz, Hrsg.) (2003): Geologische Übersichtskarte von Rheinland-Pfalz 1:300 000 (GÜK 300), Mainz.

- LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz, Hrsg.) (2005): Geologie von Rheinland-Pfalz. 400 S., 162 Abb., 36 Tab., 3 Anl., (Schweizerbart) Stuttgart.
- LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) (2006a): Neuabgrenzung des Wasserschutzgebietes „Linderhohl“, 14 S., 10 Anl., Bearbeiter: HOHBERGER, K.-H., LGB-Archiv, 5512, Hydrogeologie, Mainz. – [unveröff.].
- LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) (2006b): Neuabgrenzung des Wasserschutzgebietes für die Quelle Enspel in der „Bücherwies“ und Quelle „Kuhbästcheswies“, 16 S., 4 Anl., Bearbeiter: HOHBERGER, K.-H. & FISCHER, B., LGB-Archiv, 5313, Hydrogeologie, Mainz. – [unveröff.].
- LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) (2008): Wasserschutzgebiet „Brunnen Ebernhahn“, 12 S., 9 Anl., Bearbeiter: HOHBERGER, K.-H., LGB-Archiv, 5512, Hydrogeologie, Mainz. – [unveröff.].
- LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz, Hrsg.) (2009): Hydrogeologische Übersichtskarte von Rheinland-Pfalz 1:300 000 (HÜK 300), Mainz.
- LINCK, C. J. (1963): Geophysics as an aid to the small water well contractor. – *Ground Water*, **1**, 1, S. 33–37, 6 Abb., Columbus, Ohio.
- LIPPERT, H. (1952): Die Bohrung Driedorf aus dem Westerwald, Rheinisches Schiefergebirge. – *Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch.*, **(VI) 3**, S. 343–352, Wiesbaden.
- LIPPOLT, H. J. & TODT, W. (1978): Isotopische Altersbestimmungen an Vulkaniten des Westerwaldes. – *N. Jb. Geol. Pal., Mh.*, **6**, S. 332–352, Stuttgart.
- LOGAN, J. (1964): Estimating transmissibility from routine production tests of water wells. – *Ground Water*, **2**, 1, S. 35–37, 2 Tab., Columbus, Ohio.
- LUWG (Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz, Hrsg.) (2005): Hydrologischer Atlas Rheinland-Pfalz, 44 Bl., Mainz.
- LVerGeo-RLP (Landesamt für Vermessung und Geobasisinformation Rheinland-Pfalz) (2014): ATKIS® – Geobasisinformationen der Vermessungs- und Katasterverwaltung Rheinland-Pfalz, Koblenz.
- MAYER, A. (1992): Kartographische Erfassung, Petrographie und Geochemie der Vulkanite im Oberwesterwald (Blatt 5413 SW Westerburg). Diplomarbeit Univ. Bonn, 130 S., Bonn. – [unveröff.].
- MENZEL, L. (1997): Modellierung der Evapotranspiration im System Boden-Pflanze-Atmosphäre. – *Zürcher geograph. Schriften*, **67**, 128 S., 60 Fig., 24 Tab., Zürich.
- MENZEL, L. & RÖTZER, R. (2007): SVAT-Modelle und deren Anwendung. – In: MIEGEL, K. & KLEEGERG, H.-B. (Hrsg.): Verdunstung. Beiträge zum Seminar Verdunstung am 10./11. Oktober 2007 in Potsdam. *Forum für Hydrologie und Wasserbewirtschaftung*, **21**, S.113–146, Hefen.
- MEYER, W. (1965): Gliederung und Altersstellung des Unterdevons südlich der Sieger Hauptüberschiebung in der Südost-Eifel und im Westerwald (Rheinisches Schiefergebirge). – *Max Richter-Festschrift*, S. 35–47, 3 Abb., Clausthal.
- MEYER, W. & STETS, J. (1996): Das Rheintal zwischen Bingen und Bonn. – *Slg. geol. Führer*, **89**, 386 S., 44 Abb., 2 Beil., (Bornträger) Berlin/Stuttgart.

- MICHEL, F. (1936): Geologische Manuskriptkarte 1:25 000, Blatt 5513 Meudt, SE Quadrant, LGB-Archiv. – [unveröff.].
- (1969): Über einige Vorkommen von Oberdevon und Kulm am Südfuß des Westerwaldes (Blätter 1:25 000 Hadamar 5514, Mengerskirchen 5414 und Meudt [Girod] 5513). – Jb. nass. Ver. Naturk., **100**, S. 25–31, 1 Abb., Wiesbaden.
- MITTMEYER, H.-G. (2008): Unterdevon der Mittelrheinischen und Eifeler Typ-Gebiete (Teile von Eifel, Westerwald und Taunus). – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland VIII. Devon. Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **52**, S. 139–203, 10 Abb., 4 Tab., 1 Taf., Hannover.
- MORDZIOL, C. (1909): Über das jüngere Tertiär und das Diluvium des rechtsrheinischen Teiles des Neuwieder Beckens. – Jb. preuß. geol. Landesanstalt, **29** (1), Jg. 1908, S. 348–430, Berlin.
- MÜLLER-MINY, H. & BÜRGENER, M. (1971): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 138 Koblenz. – Geograph. Landesaufnahme 1:200 000, Naturräumliche Gliederung Deutschlands, 82 S., 1 Kt., Bundesforschungsanstalt für Landeskd. u. Raumordnung, Bonn-Bad Godesberg.
- MÜLLER-STOLL, W. R. (1938): Die jungtertiäre Flora des Eisensteins von Dernbach im Westerwald. – Beih. bot. Centralbl., **58**, S. 376–434, Dresden.
- MUF (Ministerium für Umwelt und Forsten Rheinland-Pfalz, Hrsg.) (1998): Wasserversorgungsplan, Teilgebiet 1, Landkreis Altenkirchen, Landkreis Neuwied, Westerwaldkreis, Rhein-Lahn-Kreis, 97 S., 12 Abb., 9 Tab., 1 Anl., 5 Ktn., Mainz.
- (2003): Bodenzustandsbericht Blatt 5413 Westerburg, 179 S., 86 Abb., 82 Tab., 9 Übersichtsktn., 16 Kartenanl., Mainz.
- PAHL, A. (1965): Die Siegerländer Hauptüberschiebung im Wieder Spateisensteinbezirk (Westerwald). – Max Richter-Festschrift, S. 49–56, 3 Abb., Clausthal-Zellerfeld.
- PFLUG, H. D. (1959): Die Deformationsbilder im Tertiär des rheinisch-saxonischen Feldes. – Freiburger Forsch.-H., **(C) 71**, S. 1–110, Berlin.
- QUIRING, H. (1923): Beiträge zur Geologie des Siegerlandes I. Ein Faltenbild. – Jb. preuß. geol. Landesanstalt, **42** (1), Jg. 1921, S. 17–26, 3 Abb., Berlin.
- (1928): NW–SO-Schub im Koblenzer Pressungsgelenk des Rheinischen Gebirges. – Jb. preuß. geol. Landesanstalt, **49** (1), Jg. 1928, S. 59–80, 11 Abb., 1 Taf., Berlin.
- (1934a): Geologische Karte von Preußen, 1:25 000, Blatt Burbach Nr. 3041, Erl. 53 S. Preuß. geol. Landesanstalt, Berlin.
- (1934b): Geologische Karte von Preußen, 1:25 000, Blatt Bendorf Nr. 3215, Preuß. geol. Landesanstalt, Berlin.
- RAUTHE, M., STEINER, H., RIEDIGER, U., MAZURKIEWICZ, A. & GRATZKI, A. (2013): A Central European precipitation climatology – Part I: Generation and validation of a high-resolution gridded daily data set (HYRAS). – Meteorol. Z., **22**, 3, S. 235–256, Stuttgart.
- REQUADT, H. (1990): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1:25 000, Blatt 5613 Schaumburg, Erl., 212 S., 53 Abb., 17 Tab., 1 Beil., Mainz.

- (2008): 4.1.4 Südwestliche Lahnmulde (Rheinland-Pfalz). – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland VIII. Devon. Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **52**, S. 204–220, 2 Abb., 2 Tab., Hannover.
- REQUADT, H. & WEIDENFELLER, M. (2007): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1:25 000, Blatt 5713 Katzenelnbogen, Erl., 240 S., 62 Abb., 22 Tab., 3 Anl., Mainz.
- SABEL, K.-J. & FISCHER, E. (1987): Boden- und vegetationsgeographische Untersuchungen im Westerwald. – Frankfurter geowiss. Arb., Serie D, **7**, 268 S., 19 Abb., 50 Tab., Frankfurt a.M.
- SAUER, D. (2002): Genese, Verbreitung und Eigenschaften periglaziärer Lagen im Rheinischen Schiefergebirge – anhand von Beispielen aus Westerwald, Hunsrück und Eifel. – Boden und Landschaft. – Schriftenreihe zur Bodenkunde, Landeskultur und Landschaftsökologie, **36**, 294 S. 141 Abb., 109 Tab., Gießen.
- SAUER, D. & FELIX-HENNINGSSEN, P. (2006): Saprolite, soils and sediments in the Rhenish Massif as records of climate and landscape history. – Quaternary International, **156-157**, S. 4–12, Amsterdam.
- SAUER, D., SCHOLTEN, T. & FELIX-HENNINGSSEN, P. (2001): Verbreitung und Eigenschaften periglaziärer Lagen im östlichen Westerwald in Abhängigkeit von Gestein, Exposition und Relief. – Mitt. dt. bodenkundl. Ges., **96** (2) S. 551–552, Oldenburg.
- SCHÄFER, P., SCHINDLER, T., HOTTENROTT, M. & WUTTKE, M. (2011): Westerwald. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IX. Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete. Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **75**, S. 355–376, 5 Abb., Hannover.
- SCHERRER, S. (1997): Abflussbildung bei Starkniederschlägen – Identifikation von Abflussprozessen mittels künstlicher Niederschläge. – Mitteilung der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, **147**, 188 S., Zürich.
- SCHERRER, S. (2006): Bestimmungsschlüssel zur Identifikation von hochwasserrelevanten Flächen. – LUWG-Bericht 18/2006, 118 S., Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht, Mainz.
- SCHINDLER, R. (1993): Geologische Kartierung und geotechnische Untersuchungen im Bereich der geplanten Bundesbahnneubaustrecke Köln-Rhein/Main zwischen Deesen und Dernbach unter besonderer Berücksichtigung des Tunnels „Dernbacher Dreieck“. Diplomarbeit Univ. Karlsruhe, 142 S., 22 Abb., 24 Tab., 20 Taf., 11 Anl., Karlsruhe. – [unveröff.].
- SCHINDLER, T. (2011): Das Tertiär des Westerwaldes – Paläogeografie, Fossilien und neue Forschungsansätze. – Der Aufschluss, **62** (4/5), S. 241–256, 20 Abb., Heidelberg.
- SCHINDLER, T. & WUTTKE, M. (2010): Geology and limnology of the Enspel Formation, Chattian, Oligocene; Westerwald, Germany. – Palaeobiodiv. Palaeoenvironm., **90** (1), S. 21–27, Berlin.
- SCHMIERER, T. & QUIRING, H. (1933): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Erläuterungen zu Blatt Koblenz, Lief. 298, Nr. 3270, 53 S., Berlin.
- SCHMINCKE, H.-U. (2000): Vulkanismus. 264 S., (Wiss. Buchges.) Darmstadt.
- (2004): Volcanism. 324 S., (Springer) Heidelberg.
- (2009): Vulkane der Eifel. 160 S., (Spektrum) Heidelberg.

- SCHNEIDERHÖHN, H. (1912): Die nichtbasaltischen Eruptivgesteine zwischen Wirges, Boden und Ettinghausen im südwestlichen Westerwald. – Jb. preuß. geol. Landesanstalt, **30** (2), Jg. 1909, S. 249–311, Berlin.
- SCHOLTZ, H. (1928): Tektonische Untersuchungen an Westerwälder Vulkanen. – Geol. Rundsch., **19** (6), S. 439–447, Berlin.
- SCHREIBER, U. (1994): Die tertiären Vulkanite des Westerwaldes im Rahmen der magma-tektonischen Entwicklung Mitteleuropas. Habilitationsschrift Univ. Bonn, 145 S., Bonn. – [unveröff.].
- SCHREIBER, U. (1996): Tertiärer Vulkanismus des Westerwaldes. – In: THEIN, J & SCHÄFER, A. (Hrsg.): Exkursionsführer 148. Hauptversammlung der DGG, Terra Nostra, **96** (7), S. 187–212, Bonn.
- (in Vorb.): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1:25 000, Blatt 5413 Westerburg, Mainz.
- SCHREIBER, U., ANDERS, D. & KOPPEN, J. (1999): Mixing and chemical interdiffusion of trachytic and latitic magma in a subvolcanic complex of the Tertiary Westerwald (Germany). – Lithos, **46**, S. 695–714, Amsterdam.
- SEMME, A. (1994): Zur umweltgeologischen Bedeutung von Hangsedimenten in deutschen Mittelgebirgen. – Z. dt. geol. Ges., **145**, S. 225–232, Hannover.
- SEMME, A. & PETSCHICK, R. (2006): Spätglaziale Sedimente und ihre äolischen Beimengungen in einigen deutschen Mittelgebirgen. – Geol. Jb. Hessen, **133**, S. 109–120, Wiesbaden.
- SOLLE, G. (1972): Abgrenzung und Untergliederung der Oberems-Stufe, mit Bemerkungen zur Unterdevon-/Mitteldevon-Grenze. – Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch., **100**, S. 60–91, 2 Abb., Wiesbaden.
- SONNE, V. (1982): Waren Teile des Rheinischen Schiefergebirges im Tertiär vom Meer überflutet? – Mainzer geowiss. Mitt., **11**, S. 217–219, Mainz.
- SPIES, E.-D. (1986): Vergleichende Untersuchungen an präpleistozänen Verwitterungsdecken im Osthunsrück und an Gesteinszersatz durch ascendete (Thermal-) Wässer in der Nordosteifel (Rheinisches Schiefergebirge). Diss. Univ. Bonn, 182 S., 15 Abb., 11 Anl., Bonn.
- Statistisches Landesamt Rheinland-Pfalz (Hrsg.) (2014): Statistische Berichte – Bevölkerung der Gemeinden am 30. Juni 2013, 55 S., Bad Ems.
- STECKHAN, W. (1973): Die Braunkohlen des Westerwaldes. – Hess. Lagerstättenarchiv, **6**, 114 S., Wiesbaden.
- STEHLIN, H. G. (1932): Über die Säugetierfauna der Westerwälder Braunkohlen. – Eclog. Geol. Helv., **25**, S. 314–319, Basel.
- STEINRÜCKEN, U. & BEHRENS, T. (2010): Bodenhydrologische Karte: Nahe/Rheinland-Pfalz Südwest. – LUWG-Bericht 6/2010, 61 S., Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht, Mainz.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W. (1976): Idsteiner Senke und Limburger Becken im Licht neuer Bohrergebnisse und Aufschlüsse (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **104**, S. 183–224, Wiesbaden.
- STETS, J. & SCHÄFER, A. (2002): Depositional environments in the Lower Devonian siliciclastics of the Rhenohercynian Basin (Rheinisches Schiefergebirge, W-Germany) - case studies and a model. – Contr. Sed. Geol., **22**, 78 S., 35 Abb., 3 Tab., 20 Fotos, (Schweizerbart) Stuttgart.

- STOLZ, C. (2011): Budgeting soil erosion from floodplain sediments of the central Rhenish Slate Mountains (Westerwald), Germany. – *The Holocene*, **21**, (3), S. 499–510, Swansea.
- STOLZ, C. & GRUNERT, J. (2008a): Floodplain sediments of some streams in the Taunus and Westerwald Mts., Western Germany, as evidence of historical land use. – *Z. Geomorph., N.F.*, **52** (3), S. 349–373, Berlin/Stuttgart.
- STOLZ, C. & GRUNERT, J. (2008b): Deckschichten, Auenlehme und Kolluvien im Hohen Westerwald. – *Jb. nass. Ver. Naturk.*, **129**, S. 117–131, Wiesbaden.
- STÖHR, W. T., AGSTEN, K. & BRÜNING, H. (1982): Paläoböden in Rheinland-Pfalz und im Saarland. – *Geol. Jb.*, **F 14**, S. 129–163, Hannover.
- TEIKE, M. & TOBIEN, H. (1950): Über Säugerreste aus der Braunkohlengrube „Glückauf-Phönix“ bei Breitscheid/Westerwald. – *Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch.*, **(VI) 1**, S. 112–119, Wiesbaden.
- TERMATH, G. (1966): Petrographische und geochemische Untersuchungen an Trachyten und Andesiten des südwestlichen Westerwaldes. Diss. Univ. Köln, 106 S., Köln.
- TESCH, J. (2006): Hydrogeologisches Gutachten zur Neuabgrenzung der Trinkwasserfassungen im Bereich der Montabaurer Höhe der Verbandsgemeinde Höhr-Grenzhausen, Montabaur, Ransbach-Baumbach und Wirges, 24 S., zahlreiche Anlagen in 3 Ordnern, Pfalzfeld. – [unveröff.].
- THIERGART, F. (1940): Die Mikropaläontologie als Pollenanalyse im Dienst der Braunkohlenforschung. – *Schr. Gebiet Brennstoffgeol.*, **13**, 82 S., Stuttgart.
- THÜNKER, M. (1990): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Blatt 5115 Ewersbach, Erl., 104 S., 15 Abb., 7 Tab., 3 Taf., Krefeld.
- (2001): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Blatt 5114 Siegen, Erl., 171 S., 18 Abb., 6 Tab., 3 Taf., Krefeld.
- TrinkwV 2001: Trinkwasserverordnung in der Fassung der Bekanntmachung vom 28. November 2011 (BGBl. I S. 2370), zuletzt geändert durch Artikel 1 der Verordnung vom 5. Dezember 2012 (BGBl. I S. 2562).
- TURK, P. G., LOHSE, H. H., SCHÜRMAN, K., FUHRMANN, U. & LIPPOLT, H. J. (1984): Petrographische und Kalium-Argon-Untersuchungen an basischen tertiären Vulkaniten zwischen Westerwald und Vogelsberg. – *Geol. Rundsch.*, **73** (2), S. 599–617, Stuttgart.
- WUNDT, W. (1958): Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. – In: GRAHMANN, R.: *Die Grundwässer in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung*. Forsch. dt. Landeskunde, **104**, S. 47–54, 2 Abb., Remagen.
- WUTTKE, M., UHL, D. & SCHINDLER, T. (Hrsg.) (2010): Fossil-Lagerstätte Enspel - exceptional preservation in an Upper Oligocene maar. – *Palaeobiodiv. Palaeoenvirnom.*, **90** (1), 98 S., Berlin.
- WUTTKE, M., SCHINDLER, T. & SMITH, K. T. (Hrsg.) (2015): The Fossil-Lagerstätte Enspel – reconstructing the palaeoenvironment with new data on fossils and geology. – *Palaeobiodiv. Palaeoenvirnom.*, **95** (1), 147 S., Berlin.
- ZITZMANN, A. (Hrsg.) (1989): Geologische Übersichtskarte 1:200 000, Blatt CC 5510 Siegen, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.

