



Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft

EXKURSIONS- FÜHRER

Trier 2021/22

DBG • Band 120 • 2022 • ISSN – 0343-1071

Schriftleitung: M. Lorenz, S. Thiele-Bruhn, Trier, und Chr. Ahl, Göttingen

DBG Mitteilungen Band 120

Schriftleitung

Dr. Marcel Lorenz
Fach Bodenkunde
Universität Trier
Behringstraße 21
54296 Trier
lorenzma@uni-trier.de

Prof. Dr. Sören Thiele-Bruhn
Fach Bodenkunde
Universität Trier
Behringstraße 21
54296 Trier
thiele@uni-trier.de

Dr. Christian Ahl
DBG Geschäftsstelle
Am Bärenberg 70
37077 Göttingen
dbg@dbges.de

ISSN – 0343-1071

**JAHRESTAGUNG DER
DEUTSCHEN BODENKUNDLICHEN GESELLSCHAFT
2021/22**



Porta nigra (© Alex Tihonovs/shutterstock.com)



Campus der Universität Trier



Weinbergsboden (©LGB-RLP.de)

Exkursionsführer

3. September – 9. September 2022

Grenzen überwinden, Skalen überschreiten

Trier

Tagungsveranstalter und Danksagung

Die Tagung wird veranstaltet von der **Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft** in Zusammenarbeit mit der **Universität Trier** (Prof. Dr. Sören Thiele-Bruhn, Fach Bodenkunde).

Die Veranstalter bedanken sich herzlich bei den folgenden Institutionen und deren Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern, die sich an der Vorbereitung und Durchführung der Exkursionen beteiligten:

- Administration des services techniques de l'agriculture – Service de pédologie, Luxembourg (F. Flammang, B. Leiner, L. Leydet, S. Marx)
- Dienstleistungszentrum Ländlicher Raum, Abteilung Weinbau – Oenologie (M. Porten)
- Eberhard Karls Universität Tübingen, Bodenkunde und Geomorphologie (P. Kühn)
- Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft (M. Greve, G. Schüler)
- Forschungszentrum Jülich, Institut für Bio- und Geowissenschaften, IBG-3: Agrosphäre (T. Pütz)
- Friedrich-Schiller-Universität Jena, Geographisches Institut (J. Struck)
- Geologischer Dienst NRW (G. Milbert, F. Richter)
- INRAe Grand Est Nancy, Biogéochimie des Écosystèmes Forestiers (D. Derrien, B. Zeller)
- Inventaire général du Patrimoine culturel Région GRAND-EST (C. Zeller)
- Kreisverwaltung Vulkaneifel, Untere Naturschutzbehörde (H. Albrecht, U. Buchs)
- Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (U. Dehner, M. Weidenfeller)
- Landesbetrieb Wald und Holz NRW (K. Striepen)
- LIST – Luxembourg Institute of Science and Technology (J. Juilleret)
- Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Institut für Agrar- und Ernährungswissenschaften – Bodenkunde und Bodenschutz (R. Jahn, K. Kaiser)
- Natur- und Geopark Vulkaneifel GmbH (A. Schüller)
- Office National des Forêts (N. Pousee)
- Rheinisch-Westfälische Technische Hochschule Aachen (RWTH Aachen), Lehrstuhl für Physische Geographie und Geoökologie (P. Schulte)
- Soilution Dr. Steinrücken und Dr. Behrens GbR (U. Steinbrücken)
- Universität Bonn, Institut für Nutzpflanzenwissenschaften und Ressourcenschutz (INRES), AG Allgemeine Bodenkunde und Bodenökologie (S. Pätzold, A. Veller)
- Universität Koblenz-Landau, Institut für Umweltwissenschaften, iES Landau, Geoökologie & Physische Geographie (H. Jungkunst, K. Schützenmeister)
- Universität Ottawa (Kanada), Geographisches Institut (E. Ponomarenko)
- Universität Trier
Fachbereich III, Fach Klassische Archäologie (T. Mattern)
Fachbereich VI, Fach Geobotanik (F.M. Thomas)
Fachbereich VI, Fach Geologie (B. Klaes, H.W.W. Wagner, J.-F. Wagner)
Fachbereich VI, Fach Physische Geographie (J.B. Ries, M. Seeger, T. Iserloh, M. Marzen, Y. Hausener, E. Tressel)
Fachbereich VI, Fach Umweltmeteorologie (G. Heinemann)
- Universität zu Köln, Geographisches Institut (A. Zander)
- Zentralstelle der Forstverwaltung Rheinland-Pfalz (Chr. Kopf)

Die Überprüfung der Bodenbeschreibungen nach den derzeit gültigen Kartieranleitungen (KA5, WRB 2015) übernahmen E. Eberhardt, D. Kühn, G. Milbert, P. Schad, K. Stahr und Kollegen.

Exkursionen DBG-Tagung 2021/22

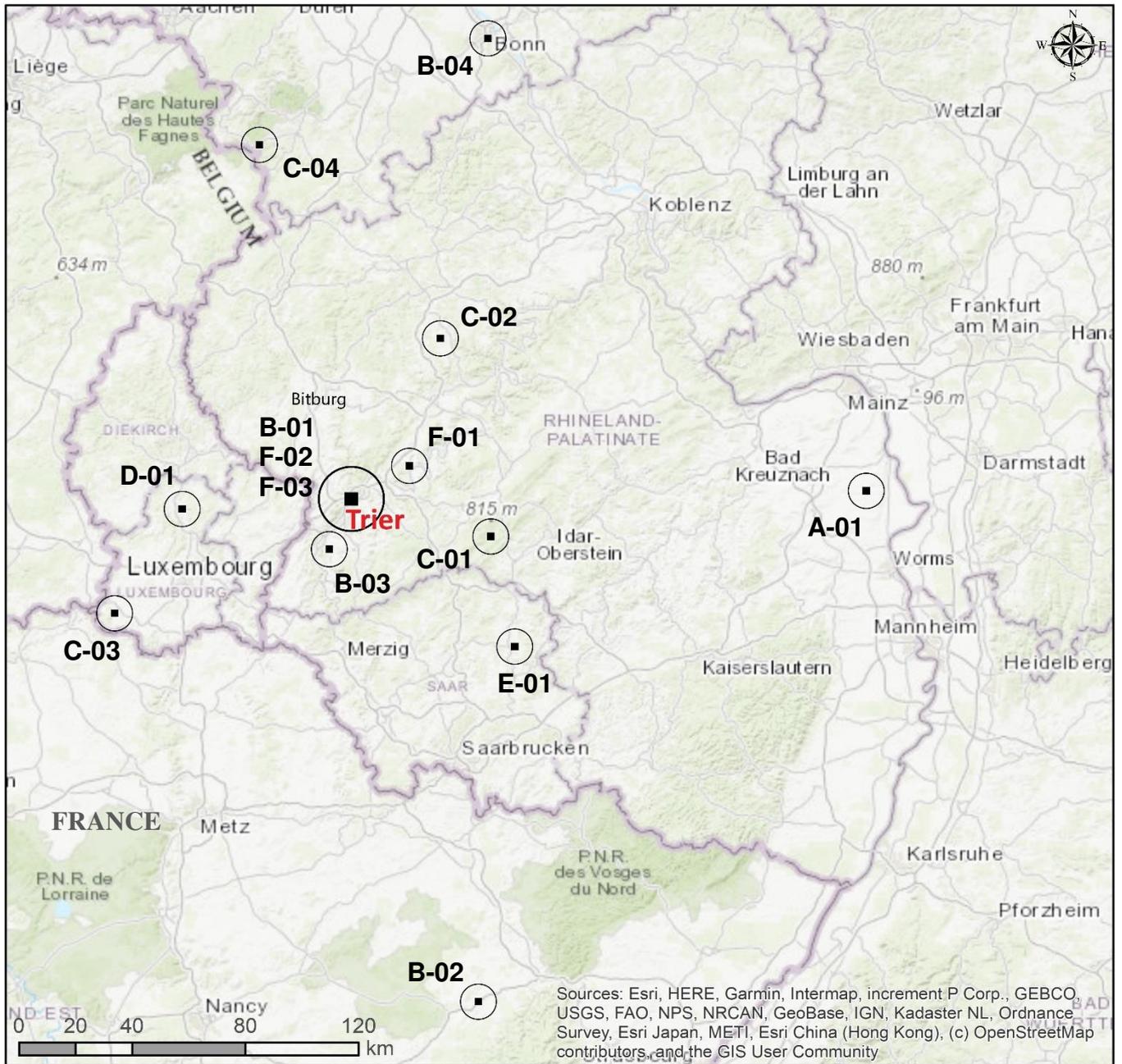


Fig. I: Lage der Exkursionsziele

Inhaltsverzeichnis

1. Allgemeiner Teil

1.1.	Einführung in den Exkursionsraum rund um Trier.....	1
1.2.	Klima und regionale Klimaentwicklung	11
1.3.	Vegetation der Region Trier und angrenzender Gebiete.....	16
1.4.	Geologie rund um Trier.....	22
1.5.	Böden.....	35
1.6.	Landwirtschaft und Weinbau in der Region Trier	46
1.7.	Trierer und Treverer – ein subjektiver Überblick / Wo holen seliger denn nehmen ist.....	51

2. Exkursionen

A) Zweitagesexkursion

A-01	Böden und Paläoböden im Mainzer Becken und nördlichen Oberrheingraben	57
------	---	----

B) Ganztagesexkursionen Samstag

B-01	Quer durch die Erdgeschichte im Raum Trier.....	79
B-02	Lorraine: Past land use effects on soil fertility in foothill forests of the Vosges mountains... 97	
B-03	Steillagenweinbau an Mosel und Saar.....	106
B-04	Einsatz nicht-invasiver Bodensensoren zur Unterstützung von landwirtschaftlichen Feldversuchen auf heterogenen Grünland-Flächen der Eifel.....	122

C) Ganztagesexkursionen Sonntag

C-01	Hangmoore im Nationalpark Hunsrück-Hochwald	139
C-02	Böden im UNESCO Global Geopark Vulkaneifel.....	161
C-03	Minette und Bohnerze im Süden Luxemburgs – Genese, Bergbau und rezente Böden....	190
C-04	Nordwesteifel	205

D) Ganztagesexkursion Freitag

D-01	Unterwegs im Gebiet des Luxemburger Sandsteins und dem Steinmergelkeuper (LU)	225
------	--	-----

E) Halbtagesexkursion Samstag

E-01	Nachwachsende Rohstoffe 2.0 - Beitrag der Landwirtschaft zur Entwicklung eines Null-Emissions-Landkreises	245
------	---	-----

F) Halbtagesexkursionen Freitag

F-01	Moselterrassen und Paläoböden.....	254
F-02	Dezentraler Hochwasserschutz – Umsetzungsmaßnahmen im urbanen Raum am Beispiel der städtebaulichen Planung Trier-Petrisberg	269
F-03	Archäologische und Geoarchäologische Grabungen in der Stadt Trier.....	283

1.1. Einführung in den Exkursionsraum rund um Trier

Sören Thiele-Bruhn¹, Raimund Schneider¹

¹ Fach Bodenkunde, Fachbereich VI Raum- und Umweltwissenschaften, Universität Trier, Behringstraße 21, 54296 Trier

Dieses Kapitel fußt wesentlich auf verschiedenen Kapiteln aus dem Exkursionsführer von Jätzold (1984) sowie von Becker (2005), aus denen stellenweise Textteile übernommen, überarbeitet, aktualisiert und ergänzt wurden. Diese und weitere Quellen sind am Ende des Textes aufgeführt.



Fig. 1: Europaregion bzw. Großregion Saar-Lor-Lux.

Ausgehend vom Tagungsort Trier reicht das durch die verschiedenen Exkursionen erschlossene Gebiet vom französischen Lothringen im Südwesten über das Großherzogtum Luxemburg, nach Südwest-Deutschland in die Bundesländer Rheinland-Pfalz und (randlich) Nordrhein-Westfalen und das Saarland. Damit sind Großlandschaften wie u.a. Ausläufer des Pariser Beckens, die Trier-Bitburger Bucht, die Eifel (mit West-, Süd- und Vulkaneifel), der Hunsrück, bis hin zum oberen Mittelrheintal, Rheinhessen und dem Oberrheingraben einbezogen.

Dies zeigt, dass die Stadt Trier inmitten eines landschaftlich wie auch politisch facettenreichen Gebietes liegt, der Europaregion

Saar-Lor-Lux (Fig. 1). Dieser Raum überwindet somit mehrere Grenzen, was entsprechend im Leitmotiv der Tagung „**Grenzen überwinden, Skalen überschreiten**“ verankert wurde.

Sind es mit dem Auto von Trier nach Berlin ca. 720 km, so sind es nach Paris aber nur 420 km, Brüssel 250 km, Koblenz 130 km, Metz 100 km, Saarbrücken 90 km und nach Luxemburg Stadt weniger als 50 km.

Die unterschiedlichen Gebiete und darin vorhandenen Landschaftsräume werden im Wesentlichen durch die Mosel verbunden (Fig. 2). Von der Quelle in den Vogesen am Col de Bussang in Frankreich fließt sie über eine Strecke von 544 km als zweitlängster Nebenfluss des Rheins (nach der Maas) um Nancy und durch Metz, als Grenzfluss zwischen Luxemburg und Deutschland, durch Trier bis zur Mündung in den Rhein am Deutschen Eck bei Koblenz.

Zu den im Weiteren verwendeten Benennungen von Naturräumen ist folgendes anzumerken: Während der Begriff Pariser Becken in der Regel unmissverständlich genutzt wird, gilt dies nicht für die Vielzahl von Benennungen für den Raum nördlich von Trier bis nach Luxemburg hinein, der geologisch, landschaftsgenetisch und morphologisch dominant durch das Mesozoikum geprägt ist. Ortsnamen, wie Trier, Bitburg und Luxemburg werden hierfür umgangssprachlich aber auch wissenschaftlich vielfältig kombiniert mit den morphologischen Begriffen Becken, Bucht und Mulde sowie der stratigrafischen Bezeichnung Trias. Sogar regional-historische Begriffe wie ‚Gutland‘ finden Verwendung. Daraus ergeben sich Wortkombinationen, bei denen oft nicht eindeutig ist, ob sie, je nach Ortsangabe synonym oder mit verschiedener Bedeutung genutzt werden. Beispielhaft seien hier nur die Termini Trier-Luxemburger Bucht

(Becken, Mulde), Trier-Bitburger Bucht (Becken, Mulde) oder Luxemburg-Bitburger Triasmulde aufgezählt. Nachfolgend werden die Begriffe so gewählt, wie sie für die räumliche Zuordnung am zutreffendsten erscheinen.

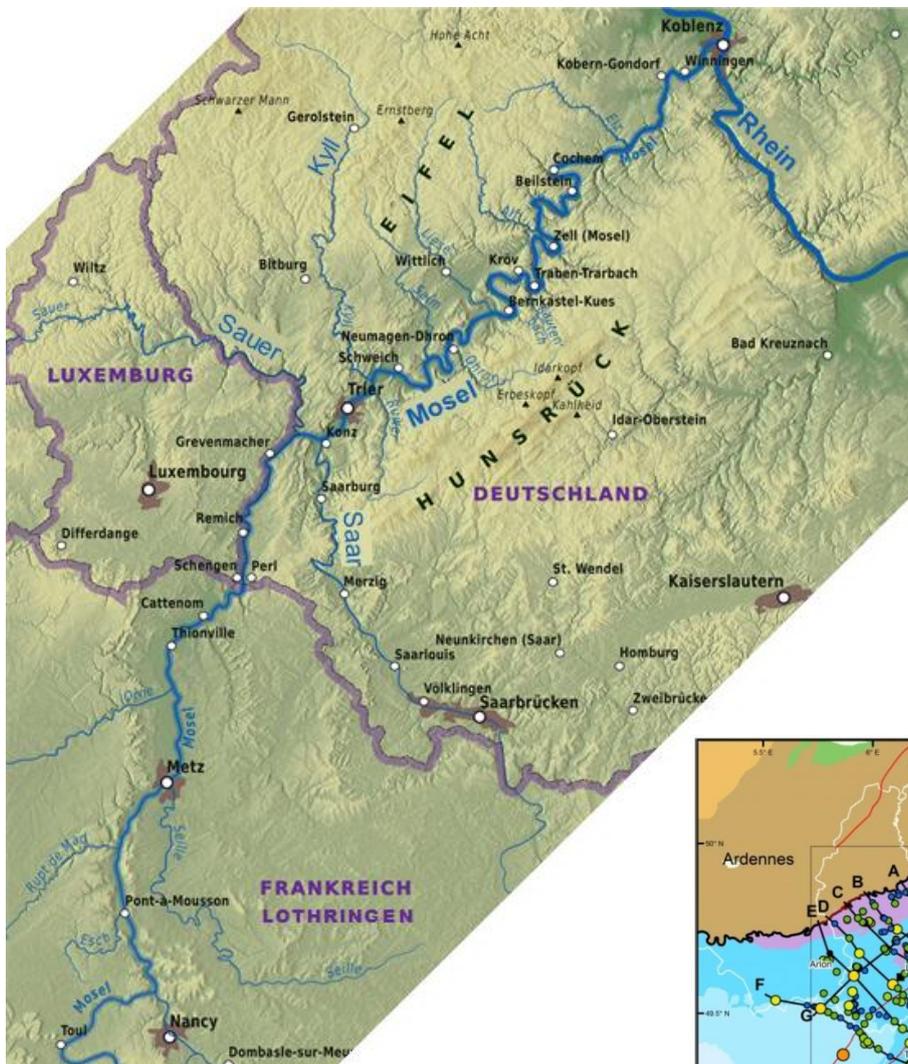


Fig. 2: Verlaufskarte der Mosel im Exkursionsraum. Kartenausschnitt basierend auf dem Open-Street-Map Relief aus „Maps For Free“ (Autor T. Gonzales Karte, 14 August 2011); verändert.

Im **Landschaftsraum um Trier** grenzen zwei naturräumliche Großregionen aneinander, das Rheinische Schiefergebirge (mit Teilen des Hunsrücks und der Eifel) und das Lothringische Stufenland, zu dem auch die Trier-Bitburger Bucht zählt. An dieser Grenze treffen Gesteine des gefalteten paläozoischen Grundgebirges (v.a. Devonschiefer) auf jüngere Gesteinsserien des Deckgebirges. Die Grenze zwischen diesen beiden Großregionen verläuft, entsprechend einer großen

Verwerfungslinie mitten durch die Stadt Trier und reicht im Exkursionsraum vom Südwestrand des Hunsrück über die untere Saar nach Norden bis zur Saarmündung in die Mosel und durch die Trierer Talweite. Sie umrundet dann weiträumig nördlich das Bitburger Gutland und verläuft, in SW-Richtung zurückschwenkend, als Südrand der Ardennen über Vianden weiter in Richtung von Arlon in Belgien (Fig. 3).

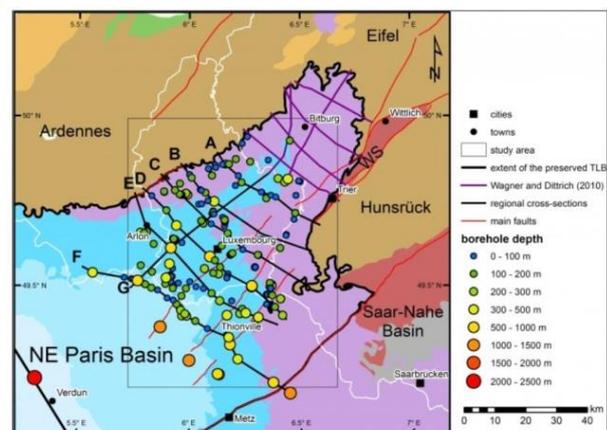


Fig. 3: Grenzverlauf zwischen Grundgebirge (braun) und Deckgebirge (blau - violett) im „Golf von Luxemburg“ als Ausläufer des Pariser Beckens.

Zu den jüngeren Gesteinsserien des Deckgebirges gehören in der Wittlicher Senke und im Saar-Nahe-Bergland die Sedimente des Rotliegenden, im Saar-Nahe-Bergland auch Vulkanite. Im Merziger Graben, in der Trier-Bitburger Mulde, im Luxemburger Land sowie in Belgisch-Lothringen handelt es sich um Sedimentserien von Trias und Jura (s. auch Abschnitt 1.4., Geologie).

Diese Anordnung erschließt sich aus dem Paläorelief. Das variszische Grundgebirge, welches während des Mesozoikums eine niedrige Fastebene darstellte, wies eine Reihe von SW-NO-streichenden weitgespannten Sätteln und Mulden auf. Entlang dieser Mulden stießen zeitweise von SW Meeres-transgressionen zungenförmig ins Festland vor und füllten diese mit ihren Sedimenten. Außerdem erfolgte Sedimentation auch in festländischen Perioden (wie z.B. während der Zeit des Buntsandsteins), dann von Abtragungsprodukten des Festlandes. Da die Senkungstendenz in den Mulden über lange Zeitabschnitte des Mesozoikums anhielt, entstanden in den Buchten mächtige mesozoische Gesteinsserien. Allerdings reichten die Transgressionen mit zunehmender Verfüllung der Buchten immer weniger weit landeinwärts, so dass heute an der Oberfläche in NO-SW-Richtung sowie von den Flanken zum Zentrum der Mulden immer jüngere Gesteine anstehen: auf den Buntsandstein folgen Muschelkalk, Keuper und zuletzt Jura. Dieser geologische Bau ist besonders gut in der Luxemburg-Trier-Bitburger Mulde (überregional auch als „Golf von Luxemburg“ bezeichnet; s. Fig. 3) zu erkennen.

Die geologischen Rahmenbedingungen des Gebietes bedingen ganz wesentlich dessen geomorphologische Großgliederung. Weite Flächensysteme dominieren das **devonische Grundgebirge** mit Troglflächen (in 300-400 m ü. NN) und Rumpfflächen (in 500-600 m ü. NN). Über die Rumpfflächen erheben sich nur die Härtlingszüge der Quarzitrücken bzw. -kämme des Hunsrücks wie der Osburger Hochwald (Rösterkopf, 708 m ü. NN), Schwarzwälder Hochwald und Idarwald (Erbeskopf, 816 m ü. NN) wie auch der Eifel (Schneifel/Schwarzer Mann, 698 m ü. NN) sowie deren Vulkankegel (z.B. Nürburg 678 m ü. NN, Hohe Acht 747 m ü. NN, Hochkelberg 675 m ü. NN).

Die **Rumpfflächenlandschaft** des Rheinischen Schiefergebirges steht mit der **Schichtstufenlandschaft** des Lothringischen Stufenlandes in genetischer Beziehung: Die 400 m-Fläche des Schiefergebirges (dort *Trogfläche* genannt) setzt sich deutlich in das

Stufenland fort. Dort bildet sie mit ihren Verebnungsresten die höchste Niveaufläche und wird *Ausgangsfläche* genannt. Es ist also anzunehmen, dass kreidezeitlich-alttertiäre Flächensysteme in beiden Landschaften ausgeprägt waren. Erst die jungtertiäre und quartäre Hebung des Raumes (alpidische Gebirgsbildung) und die Bildung und Einschneidung der heutigen Flusssysteme im Wechsel pleistozäner Warm- und Kaltzeiten haben Rumpfflächenlandschaft und Schichtstufenlandschaft differenziert. Aus der Folge schräggestellter, harter und weicher Schichten des Mesozoikums, welche durch Bruchsysteme weiter gegliedert sind, wurde die Schichtstufenlandschaft herausgearbeitet. Die weichen Gesteine bilden die Flächen und Hügelländer, die harten wurden als Stufen herauspräpariert. Im intensiv gefalteten devonischen Grundgebirge hingegen waren die Voraussetzungen dafür in der Regel nicht gegeben, da hier die Schichtung mit Wechsel von härteren und weicheren Gesteinen fehlt. Die Flächen blieben erhalten und wurden lediglich, vor allem in Nähe der großen Flüsse wie Rhein und Mosel, durch die Zertalung in Flächenreste, Riedel und Käme zerlegt.

Kernraum der Trierer Region sind die Talauen und Terrassenflächen der Tal- und Senkungszone der Unteren Saar und der Trierer Talweite, die Hügellandschaft der Wittlicher Senke und das Tal der Mittelmosel. Weite Ackerflächen, Rebhänge und bewaldete Schattenhänge bilden das Landnutzungsmuster. Die **Trierer Talweite** (Moseltalweite) ist einerseits tektonisch bedingt, als Folge einer großräumigen SW-NE streichenden Verwerfungsstruktur angelegt. Andererseits formte und verbreiterte die Mosel das Tal – bis zu ihrem technischen Ausbau mit Stautufen und Flussbettfestlegung als Wasserstraße für den Massengütertransport – durch Seitenerosion, z.B. an den verschiedenen Prallhängen sowohl am eifelseitigen Buntsandstein wie auch am hunsrückseitigen devonischen Schiefer. Die Basis der Talweite wird durch die Niederterrasse (120-140 m ü. NN) markiert, in die sich die Mosel seit der letzten Kaltzeit ca. 5 m eingeschnitten hat. Die

Ränder der Talweite werden durch die nach oben anschließenden älteren Terrassen (s. Exk. F-01) mit diversen Mittelterrassen-niveaus (z.B. bei Quint 160-170 m ü. NN), der Hauptterrasse (z.B. Tarforster Höhe als Standort der Universität Trier; 250-280 m ü. NN), der Höhenterrasse (300-320 m ü. NN) und diversen pliozänen Terrassen (320-360 m ü. NN) geformt. Die verschiedenen älteren Terrassen bildeten über bestimmte Zeiträume als alte Moselbetten die jeweiligen Vorfluterniveaus für die Nebenflüsse, während die Niederterrasse aktuell als Vorfluterniveau für Zuflüsse wie Kyll, Sauer und Prüm fungiert. Die insbesondere in den 1970er und 80er Jahren zur Verbesserung der Weinbauflächen verbreitet durchgeführte Flurbereinigung führte im Moseltal zu einer Glättung vieler Hänge und Verfüllung von Dellen und kleinerer Kerbtälchen. Über die Trierer Talweite erheben sich im Schiefergebirge die **Trogflächen der Mosel-eifel und des Saar-Ruwer-Hunsrücks** mit Höhenlagen um 400 m. Sie sind durch tief eingeschnittene Seitentäler in Riedel und Rücken zerlegt, die meist senkrecht zum Moseltal streichen, also NW-SO. Ihre Hochflächen zeigen z.T. weite offene Ackerbau-landschaften, die steileren Talflanken sind in der Regel bewaldet. In die sonnenexponierten Talflanken der unteren Nebentäler zieht sich von der Mosel her der Weinbau hinein (s. Abschnitt 1.6., Landwirtschaft und Weinbau). In etwa gleicher Höhe setzt sich das Troglächenniveau über die Landschaftsgrenze hinweg im **Stufenland** fort, d.h. in der **Trier-Bitburger Mulde** („Gutland“), im **Ettelbrücker Stufenland**, in den **Luxemburger** und **Ferschweiler Sandsteinplateaus** und im **Saargau**. Schichtstufen und Schichtlinienstufen entlang von Bruchlinien gliedern diese Hochflächen ebenso wie die Zerlegung in breite Rücken und Hügellandschaften zwischen den tief eingeschnittenen Seitentälern von Mosel, Saar, Kyll und Sauer. Ein vielfältiger Wechsel von Ausgangsgestein, Boden und Relief spiegelt sich in einer offenen, vielgestaltigen Agrarlandschaft mit Wechsel von Acker, Grünland und zu geringeren Anteilen Wald (s. Exk. B-01). Deutlich vom

Wald geprägt sind hingegen die weiten und oft stark hängigen Buntsandsteingebiete vom N-Rand des Moseltales über den Meulenwald bis in die Gegend von Herforst-Speicher (Moseleifel).

Im Kontrast zu den vom Wein als Spezialkultur bestimmten Tälern der Mosel und einiger ihrer Nebenflüsse (s. Exk. B-03) stehen die ertragschwachen **Höhenlagen des Hunsrück und der Eifel**. Sie gehören zum paläozoischen Schiefergebirge und umfassen die weiten, vorwiegend aus Schiefer- und Grauwackengesteinen aufgebauten Rumpfflächen in 500 und 600 m ü. NN, sowie die sie noch überragenden, langgestreckten Quarzitücken bzw. -kämme und flächenmäßig kleinen Vulkankegel. Diese höchsten Landschaftsbereiche des Trierer Raumes sind durch ein deutlich raueres Klima geprägt (s. Abschnitt 1.2., Klima).

In der Eifel gliedert sich dieser Raum in den **Oesling** oder Islek, der sich nach Luxemburg fortsetzt, die **Westliche Hocheifel** (s. Exk. C-04), die **Kyllburger Waldeifel** und in die höheren Teile der **Moseleifel**. Im Hunsrück lassen sich die Quarzitkämme des **Osburger** und **Schwarzwälder Hochwaldes** zum Landschaftsraum des Hochwaldes vereinigen (s. Exk. C-01), der die **Hunsrückhochfläche** im Bereich der Hochmulden von Kell und Hermeskeil hufeisenförmig umschließt (Fig. 4). Diese Landschaften in Eifel und Hunsrück haben Flächencharakter und bilden hochgelegene, teilweise geschlossene Waldgebiete mit Rodungsinseln sowie offenen Tälern und Hochbecken. Neben dem hohen Waldanteil prägt die Grünlandnutzung diese Regionen. Auch hier ist die Zertalung der Rumpffläche zur Mosel und Saar hin sichtbar, aber die Täler sind weniger stark eingetieft und laufen zu den Wasserscheiden hin in breiten Mulden aus. Es herrschen eher denudative und cryogene Formungsprozesse vor; lediglich die engen Täler sind durch lineare fluviale Erosion entstanden.

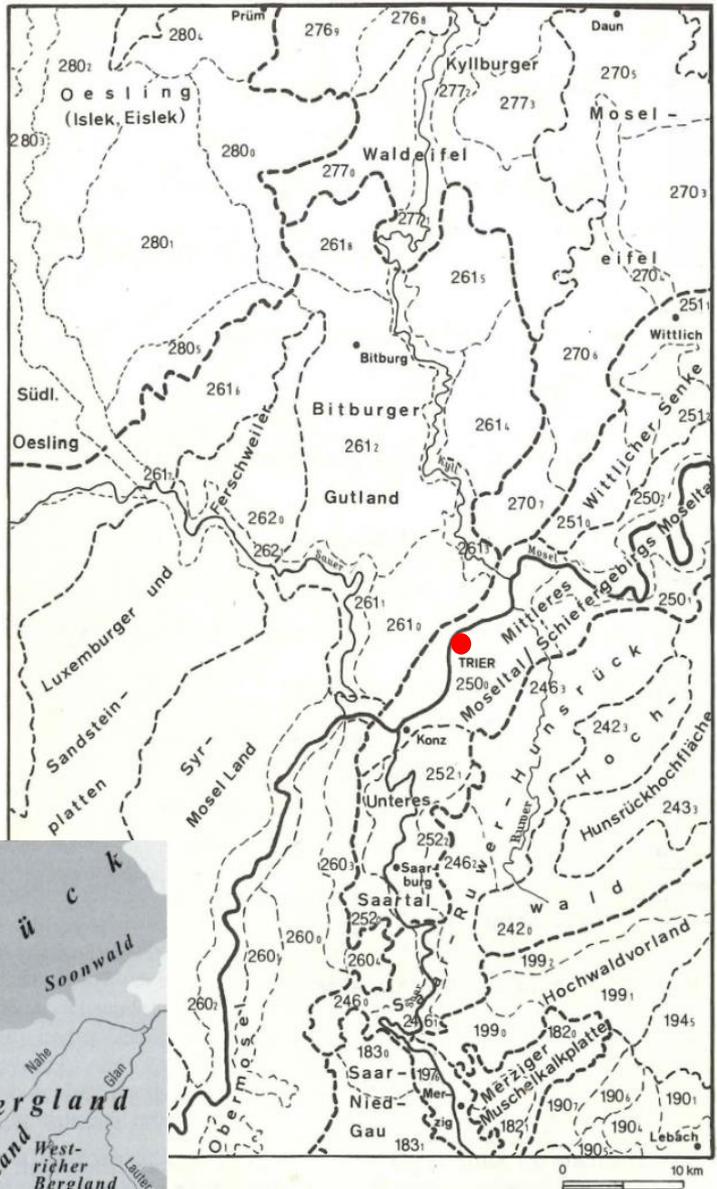


Fig. 4: Naturräumliche Gliederung des Landschaftsraums um Trier (Richter 1984).



Fig. 5: Landschaftliche Gliederung des Saar-Mosel-Raums (Becker 2005, dort entnommen aus Moll, Becker 2004).

Das **Westeifeler Vulkangebiet** umfasst ca. 240 vulkanische Förderpunkte basaltischer Magmen, vorwiegend quartären Alters. Es erstreckt sich über eine zirka 15 km breite und 50 km lange, NW-SE gerichtete Zone zwischen Bad Bertrich (nahe der Mosel) und Ormont (Schneifel). Die Vulkaneifel wird durch zwei grundsätzlich unterschiedliche vulkanische Formentypen geprägt. Zum einen die bis 100 m hohen, aus unterschiedlichem Material aufgebauten Vulkankegel und zum anderen die in die Landschaft eingetieften Maare mit einer maximalen Größe von 1,7 km Durchmesser und 400 m Wassertiefe (Meerfelder Maar). Kleinere Maare (*Määärchen*) sind oft vermoort bzw. vollständig verlandet. Einige Maare wurden für landwirtschaftliche Nutzung trockengelegt. Trockenmaatrichter sind zum Teil mit über 100 m mächtigen Lockergesteinslagen aufgefüllt. Vielfach treten in der Umgebung der Vulkane mineral- und kohlen-säurereiche Quellen, sogenannte Säuerlinge bzw. *Dreese*, auf (z.B. bei Dreis, Drees, Strotzbüsch). An einigen Stellen wurden diese durch gezielte Bohrungen als Kaltwassergeysire erschlossen (z.B. der Wallende Born oder „Brubbel“ bei Wallenborn). Nachweislich ist der Vulkanismus im Gebiet der Eifel noch nicht erloschen. Die Landschaft wird in einem großen Programm geschützt, präsentiert und erforscht. Der Natur- und Geopark Vulkaneifel, gleichzeitig „Global Geopark“ der UNESCO deckt mit einer Fläche von 1.068 km² weite Teile der Vulkaneifel mit unterschiedlichem Schutzstatus ab (s. Exk. C-02).

Das sogenannte **Bitburger Gutland**, gehört mit der Vulkaneifel im Osten zu den südlichen Randlandschaften der Eifel und grenzt unmittelbar an die Trierer Talweite (Fig. 4). Der Name Gutland ist auf die fruchtbaren Böden der Region zurückzuführen. Eine Palette an mesozoischen Gesteinen insbesondere der Trias mit Mittlerem und Oberem Buntsandstein, Unterem, Mittlerem und Oberem Muschelkalk sowie Keuper gibt diesem Gebiet seinen abwechslungsreichen Charakter. Eine große Vielfalt an Böden und geomorphologischem Formenschatz werden dadurch geprägt (s. Abschnitt 1.5. Böden). Steile

Hänge werden durch die sandigen, grauen bis gelblichen Muschelsandsteine des Unteren Muschelkalks sowie Kalksteine und Dolomite insbesondere des Oberen Muschelkalks geformt. Zudem finden sich hier auch vielfältige Verkarstungsformen, wie Sinterablagerungen oder Dolinen. In vielen Steinbrüchen, von denen einige noch heute in Betrieb sind, wird Kalkstein und Dolomit für Industrie (z.B. Steine, Zement) und Straßenbau (Schotter) gewonnen. Der Mittlere Muschelkalk umfasst dagegen weichere, mergelige Gesteine, die daher meist nur flach geneigte Hänge bilden. Die Mergel des Mittleren Muschelkalks bilden zudem die Stauschicht für den im gutem Kluftsystem des Oberen Muschelkalks versickernden Niederschlag. Zahlreiche Quellen entspringen daher an dieser Gesteinsgrenze im Muschelkalk, die zum Teil bis heute der öffentlichen Wasserversorgung dienen. Im Mittleren Muschelkalk sind darüber hinaus mächtige Gips- und Anhydritlager eingeschlossen, die z.B. im Sauertal bei Ralingen im Untertagebau für die Zement- und Gips Herstellung gewonnen werden (Gipsgrube Engel).

Über dem Muschelkalk wurden die Schichten des Keupers mit ihrer auffälligen braunen, rotbraunen, violetten und grünen Färbung abgelagert. Es sind vorwiegend Tonsteine, in die Sand- und Kalksteine aber auch Mergel eingelagert sind. Die weichen Keuper-Tone bilden fast immer flachgeneigte Hänge und fungieren im Untergrund als Stauhorizont für das oberflächennahe Grundwasser bzw. Hangzugswasser. Die aus Muschelkalk entwickelten Böden wie Rendzinen und Braunerden sind durch eine gute Fruchtbarkeit gekennzeichnet und werden intensiv landwirtschaftlich genutzt, wobei je nach Bodeneigenschaften Grünland und Ackerbau wechseln. Aus den Tonen und Mergeln des Keupers haben sich verbreitet auch Pelosole entwickelt, die vornehmlich als Grünland genutzt werden. Die meist tief eingeschnittenen, engen Täler und deren steile Hänge sind meist mit Wald, teilweise von artenreichem Eichen-Hainbuchen-Mischwald bestanden.

In die Trier-Bitburger-Mulde sind keilförmig Schichten des unteren Jura eingelagert, die hier als Liassandstein (Luxemburger Sandstein) das **Luxemburger Sandsteinplateau** mit einer markanten Schichtstufe des sehr festen, kalkig gebundenen Sandsteines formen. Dieses Plateau wird durch geradlinig, tektonisch angelegte Flusstäler (Sauer, Prüm, Nims) in das **Ferschweiler Plateau** und das **Wolfelder Plateau** untergliedert. Die Flächen mit ihren sehr sandigen, leichten Böden werden intensiv ackerbaulich genutzt. Die Hangfußbereiche des Plateaus sind zum Teil aus tonigen Keuperschichten aufgebaut. Sie tragen eine sehr artenreiche Vegetation, wobei insbesondere verschiedene Orchideen zu nennen sind. Da der gut durchlässige Liasandstein am Ferschweiler Plateau von undurchlässigen Keuper-Tonen unterlagert ist, treten am Rand des Plateaus zahlreiche Quellen aus, die weitgehend gefasst und für die regionale Wasserversorgung bedeutsam sind.

Nach Norden schließt sich die Landschaft des **Islek** an (Fig. 2), der im Luxemburgischen Oesling oder Éislek, in Belgien Eslek genannt wird. Die Hochflächen des Islek liegen bei bis zu 570 m ü. NN und werden durch die tief eingeschnittenen Täler der Our, der Irsen, der Gay, der Enz und der Prüm voneinander getrennt. Die freien Hochflächen werden in der Regel landwirtschaftlich genutzt, während der Wald meist in den Hanglagen der Täler und auf steilen, landwirtschaftlich nicht zu nutzenden Kuppen stockt.

Das **Großherzogtum Luxemburg**, regional auch liebevoll das ‚Ländchen‘ genannt, ist durch zwei sehr unterschiedliche geographische Einheiten charakterisiert (Fig. 5). Zum einen den bereits erwähnten **Oesling** im Norden, der zum Schiefermassiv der Ardennen gehört. Hier, nahe der Nordgrenze des Landes findet sich die mit 559 m (laut Gedenkstein 558 m) höchste Erhebung, der Buurgplatz bei Huldigen. Der Oesling umfasst ca. 30% der Landesfläche von insgesamt 2.586 km². Der Landschaftsraum ist aus Sandsteinen, Schiefen, Grauwacken

und Quarziten des Unterdevon aufgebaut und bildet morphologisch eine nach Süden zunehmend zerschnittene Rumpfflächenlandschaft mit einer mittleren Höhe von 400 bis 500 m.

Die andere geographische Einheit im Süden und Osten von Luxemburg ist das **Gutland** (Fig. 3). Es ist Teil des lothringischen Schichtstufenlandes und bildet geologisch betrachtet die Nordostecke des Pariser Beckens, die auch als „Golf von Luxemburg“ bezeichnet wird. Die Schichtenfolge reicht vom Oberen Buntsandstein über Oberen Muschelkalk, und Lias bis zum Dogger (s. Exk. D-01). Die Schichtstufen bestehen dadurch im Wesentlichen aus wechselnden Kalkstein-, Mergel- und Sandsteinschichten. Die Stufenränder ändern im Luxemburger Gutland ihre Richtung von O-W nach N-S und strukturieren zusammen mit der unterschiedlichen Ausbildung der mesozoischen Schichtenfolge die Geomorphologie und Bodennutzung des Gutlandes. Durch das Einschneiden der Flüsse wird das Schichtstufenland von tiefen Tälern durchzogen. So findet sich auch hier im Moseltal beim Ort Wasserbillig der tiefst gelegene Punkt des Landes (130 m ü. NN). Dabei bildet die Mosel von Schengen im Süden bis Wasserbillig einen Teil der luxemburgisch-deutschen Grenze.

Als Teil des Gutlandes sticht das **Minettegebiet** im Südwesten von Luxemburg heraus (Fig. 5), das sich in das nördliche Lothringen fortsetzt. Die Minetteerze bildeten sich im oberen Toarcium und Aalenium (Unter- bis Mitteljura; 182,7 – 170,3 Mio. Jahre vor heute) in einem flachen, küstennahen Meer mit Gezeitenströmungen. Dieses Meer war durch ein sehr flaches Hinterland begrenzt, das aus trocken gefallenem, älteren Liassedimenten bestand. Mehrere Flüsse mündeten in dieses Meer, in deren Mündungsbereich im Gezeitenrhythmus die Vermischung des Fluß- und Meerwassers erfolgte. Hier kam es zur Anreicherung von Eisen-Ooiden (s. Exk. C-03). Das Eisen wurde vermutlich aus den landwärtigen Ferralsolen und Plinthosolen mit lateritischen Anreicherungen ausgetragen, dabei wohl eher durch erosiven Abtrag von Eisenkonkretionen, als durch Lösung infolge

Reduktion oder Komplexierung und nachfolgender Fällung von Eisen (s. Abschnitt 1.4., Geologie). Die phosphorhaltigen oolithischen Erze wurden in Luxemburg bis 1981 im Tage- oder Stollenabbau gewonnen und durch das Thomasverfahren verhüttet. Die luxemburgische Stahlindustrie mit ihrer 97%igen Exportabhängigkeit ist seit dem Maximum der Stahlproduktion von 6,4 Mio. t im Jahr 1974 einem sehr starken Schrumpfungs- und Restrukturierungsprozess unterworfen.

Lothringen in Frankreich mit seinen vier Departements Meurthe-et-Moselle (Hauptstadt Nancy), Meuse (Bar-le-Duc), Vosges (Epinal) und Moselle, dessen Zentrum Metz auch Hauptstadt der gesamten Region ist, markiert den Südwestteil des Exkursionsraumes (s. Exk. B-02). Lothringen liegt im Nordosten Frankreichs an den Oberläufen von Maas (französisch Meuse), Mosel (Moselle), Saar (Sarre) und Saône. Es bildet den östlichen Ausläufer des Pariser Beckens (Fig. 5). Die Ostgrenze wird von den Vogesen gebildet. Der höchste Punkt ist der Hohneck mit 1364 m ü. NN. Lothringen grenzt im Norden an die belgische Provinz Luxemburg, das Großherzogtum Luxemburg sowie die deutschen Bundesländer Saarland und Rheinland-Pfalz. Im Osten schließen sich das Elsass, im Süden die Region Bourgogne-Franche-Comté, westlich die Champagne an.

Im Moselgebiet Lothringens liegt auf dem Kristallin der Vogesen Buntsandstein auf, der im Bitscher Land landschaftsbildend ist (Buntsandstein-Vogesen in Fig. 5). Nach Westen folgen Muschelkalk, Keuper (Land der Weiher) und Lias (Salzland). Doggerkalk bildet die Moselstufe. Weiter nach Westen setzt sich das Pariser Becken mit jüngeren Schichten fort (Fig. 6).

Das insgesamt recht flache Relief Lothringens wird durch einzelne Hochflächen zerteilt, wobei das **Lothringische Plateau** zwischen Mosel und Saar flächenmäßig am größten ist. Westlich setzt sich die Schichtstufenlandschaft fort. Zur **lothringischen Schichtstufenlandschaft** gehören das Pays Haut, die Maashöhen und die Ebene der Woëvre. Sie wird von den lang gestreckten, Nord-Südgerichteten Höhenzügen der Schichtstufen (*Côtes*) und vorgelagerten Zeugenbergen im Wechsel mit dazwischenliegenden Landterrassen bestimmt. Die Schichtstufen werden oft von Fließgewässern begleitet. Das Muschelkalkgebiet des Schwalbhügellandes liegt größtenteils in Lothringen und greift im Norden nach Rheinland-Pfalz, untergeordnet auch ins Saarland über. Es ist in seinen Charakterzügen dem Pirmasenser Hügelland sehr ähnlich, weiche Oberflächenformen bestimmen das Landschaftsbild. Zudem sind hier die Hochflächen von über einen Meter mächtigen Lehmen, sogenannten Höhenlehmen überdeckt. Im Bereich der Talsohlen und unteren Hangpartien tritt der Buntsandstein auf.

Der **Norden Lothringens** ist von Steinkohlevorkommen, Eisenerz- und Steinsalzlagerstätten geprägt, die bergbaulich gewonnen und durch Schwerindustrie verarbeitet werden bzw. wurden. Ähnlich wie für Luxemburg beschrieben, gab es hier einen erheblichen Strukturwandel.

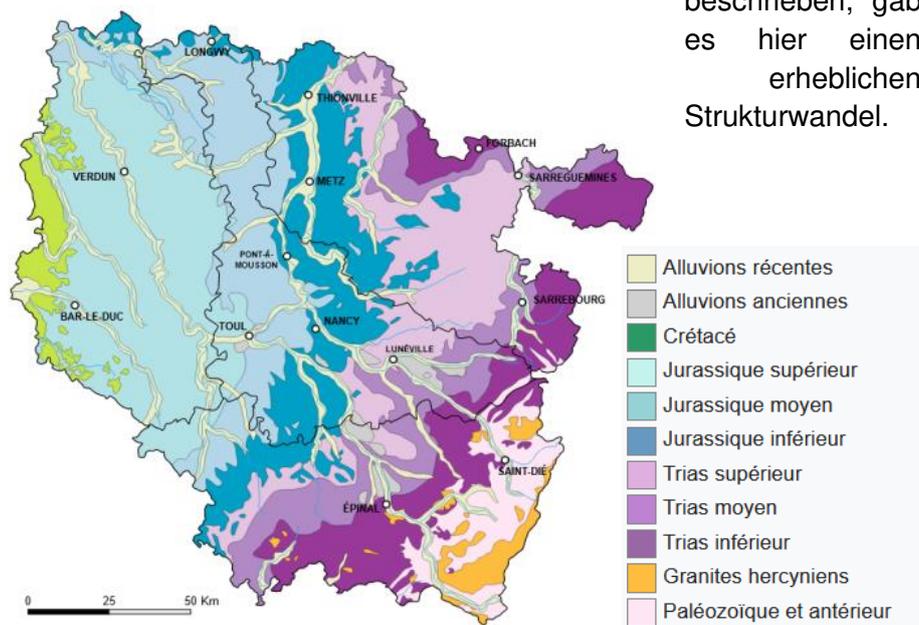


Fig. 6: Geologische Karte von Lothringen (nach der Carte géologique de la Lorraine France; Universität Nancy-Metz; Autor E. Gaba, 2006)

Mit der Schließung der letzten Steinkohlenzeche Lothringens im Jahr 2004 wurde der Steinkohlebergbau in Frankreich insgesamt beendet. Das Schichtstufenland und der wenig industrialisierte **südliche Landesteil** Lothringens sind durch Landwirtschaft mit Ackerbau und viel Grünland sowie Wälder geprägt. Insgesamt hat Lothringen 850.000 Hektar Wald, was etwa 36% der Oberfläche entspricht, und ist eine der walddreichsten Regionen Frankreichs. Von den diversen Wasserläufen sind die Meuse (dt. Maas) und die Moselle (dt. Mosel) die wichtigsten; entlang der Mosel findet sich Weinbau.

Abschließend folgt eine kurze hydrogeologische Charakterisierung der Gesteine im Exkursionsraum: Die weit verbreitet auftretenden devonischen Schiefer gelten als die schlechtesten Grundwasserleiter bzw. -speicher. Quellen sind wenig ergiebig und schütten unregelmäßig. Günstiger hinsichtlich Grundwasservorkommen sind die Gebiete mit Quarziten (z.B. Höhenrücken in Hunsrück und Eifel).

Deutliche Unterschiede ergeben sich hingegen für die auftretenden mesozoischen Gesteine. Die sandigen Gesteine des Buntsandsteins gelten als hochwertige und zuverlässige Aquifere. Große Mächtigkeiten von vielen hundert Metern, eine gute Klüftung, eine große Eigenporosität (Kluft- und Porenwasserspeicher) und durchlässige Deckschichten sind als Gründe hierfür zu nennen. Während die Kalksteine und Dolomite des Oberen Muschelkalks sowie die Muschel-sandsteine der Unteren Muschelkalks gute Kluftwasserspeicher sind, fungieren die Ton- und Mergelgesteine des Mittleren Muschelkalks als Grundwasserstauer und sind dadurch auch für eine Vielzahl von Quellaustritten verantwortlich.

Gleiches gilt für die verbreitet auftretenden bunten Tone und Mergel des Keupers. Diese unterlagern auch die Liassandstein-Plateaus im deutsch-luxemburgischen Grenzbereich bei Echternach. Zahlreiche Quellen treten am Plateaufuß aus, die für die regionale Trinkwasserversorgung von größter Bedeutung sind.

Literatur

- Ahorner, L. (1983). Historical Seismicity and present-day microearthquake activity of the Rhenish Massif, In: Fuchs et al. (Hrsg.). Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case Study. Berlin, 198-221.
- Becker, C. (2005). GrenzTouren: Exkursionen zwischen Maas, Mosel, Saar und Rhein (Vol. 28, Triere Geographische Studien). Trier: Geographische Gesellschaft Trier.
- Bintz, J., Maquil, R., Puraye, A. (1983). Landschaften und Böden Luxemburgs und Südbelgiens. In Richter, G., Schröder, D. (Hrsg.) Exkursionsführer zur Jahrestagung 1983 in Trier. Mitteilgn. Dtschl. Bodenkundl. Gesellsch. 37, 23-88.
- Jätzold, R. (1984). Der Trierer Raum und seine Nachbargebiete: Exkursionsführer anlässlich des 19. Deutschen Schulgeographentages Trier 1984. Trierer Geographische Studien Sonderheft 6. Geographische Gesellschaft Trier, 360 S. darin:
- Bintz, J. (1984). Morphologie und Geologie von Süd-Luxemburg. S. 297-304.
- Hein, E. (1984). Strukturentwicklung und regionale Planung im Nahe-Hunsrückraum. S. 227-236.
- Konzen, R., Frideres, R. (1984). Das Land Luxemburg – Räumliche Vielfalt eines Kleinstaates. S. 287-296.
- Müller, M.J. (1984). Flußgeschichte von Saar und Mosel im Raum Trier. S. 73-87.
- Richter, G. (1984). Der Landschaftsraum Trier. S. 11-27.
- Schroeder-Lanz, H. (1984). Morphologische Probleme der Südwesteifel (Einzugsgebiet Kyll und Prüm). S. 37-64.
- Wagner, W. (1984). Die Geologie der Trier-Bitburger Triasbucht und der Prümer Kalkmulde. S. 29-36.
- Weichert, K.-H. (1984). Südeifel – wirtschaftliche Probleme einer peripheren Region der Bundesrepublik Deutschland. S. 189-200.
- Liedtke, H., Marcinek, J. (2002). Physische Geographie Deutschlands. Klett-Perthes Verlag, 786 S.

Lorenz, V. (1982). Maare und Schlackenkegel in der Westeifel. Spektrum der Wissenschaft 2, 26-37.

Naturpark Südeifel. Informationen unter <https://www.naturpark-suedeifel.de> (Aufruf im Februar 2021). Zweckverband Naturpark Südeifel, Irrel.

Pfister, L., Wagner, C., Vansuypeene, E., Drogue, G., Hoffmann, L. (2005). Atlas Climatique du Grand-Duché de Luxembourg. Musée National d'Histoire Naturelle et al., Luxemburg, 79 S.

1.2. Klima und regionale Klimaentwicklung

Günther Heinemann¹

¹ Fach Umweltmeteorologie, Fachbereich VI Raum- und Umweltwissenschaften, Universität Trier, Behringstraße 21, 54296 Trier

Die klimatische Situation der Großregion Trier kann man allgemein der gemäßigten Klimazone zuordnen. Unter Klima versteht man generell die Statistik des Zustands des Klimasystems über einen Zeitraum von 30 Jahren. Diese Statistik umfasst die Mittelwerte von Klimavariablen, aber auch die Varianzen bzw. Extremwerte und die Trends. Die 30jährige Referenzperiode ist derzeit 1961-1990 (in Zukunft 1991-2020), aktuell wird aber auch 1981-2010 verwendet. Gemäß der Skaleneinteilung in der Meteorologie ist das Klima der Großregion Trier dem Mesoklima zuzuordnen (2-2000 km, für das Regionalklima gilt der Bereich 2-200 km).

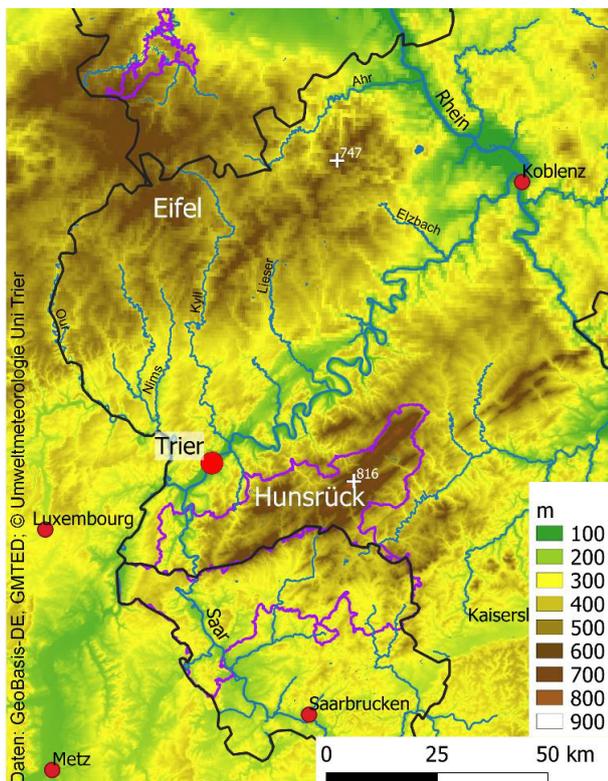


Fig. 1: Topographie der Region Trier. Die Gebiete des Nationalparks Eifel im Norden und des Naturparks Saar-Hunsrück sind lila umrandet (Positionen der Hohen Acht und des Erbeskopfes: Kreuz). (Datenquellen: Naturpark Saar-Hunsrück, BKG 2017, GMTED 2010)

Das Klima wird durch die Klimafaktoren geprägt. Zu den großräumigen geographischen Klimafaktoren gehören die geographische Breite (Einfallswinkel der Sonnenstrahlung), die Höhe über dem Meeresspiegel (Abnahme der mittleren Temperatur mit der Höhe) und die Nähe zum Ozean (Verringerung des Jahrgangs der Lufttemperatur). Die Region Trier liegt im Einflussbereich der Westwindzone der mittleren Breiten. Diese ist geprägt durch einen raschen Wechsel von Tiefdruck- und Hochdruckgebieten, begleitet von ihren typischen Luftmassen und Wettererscheinungen. Die Wechselwirkung mit der Topographie des westrheinischen Hügellandes, die geringe Entfernung zum Atlantischen Ozean (ca. 600 km) und Höhengliederung der geographischen Merkmale bestimmen in erster Linie den Klimacharakter der Region. Die allgemeinen Strömungsverhältnisse lassen sich durch die „Großwetterlagen“ (GWL) beschreiben. In einer statistischen Analyse der Zeitreihe der GWL 1881-2008 (Werner und Gerstengarbe 2010) kommt die zyklonale Westlage mit einer relativen Häufigkeit von 15,7 % am häufigsten vor, die zweithäufigste Wetterlage ist das „Hoch Mitteleuropa“ mit 8,9 %. Insgesamt haben GWL mit zonaler Zirkulation einen Beitrag von ca. 27 %, die meridionalen Zirkulationstypen haben einen Anteil von ca. 40 % an der Gesamtzirkulation. Die GWL sind mit Niederschlagsereignissen im Raum Trier gekoppelt (Helbig 2002). Niederschlagsreichste GWL ist die zyklonale Westlage.

Für das Klima der Großregion Trier hat die Topographie eine herausragende Bedeutung. Da die Lufttemperatur im Mittel ca. 6-7 °C pro km mit der Höhe abnimmt (Licht 2004), werden Lufttemperatur, Luftfeuchte und die

Schneeverteilung entscheidend durch die Höhenlage bestimmt. Im Hunsrück hat der höchste Gipfel – der Erbeskopf – eine Höhe von 816 m, während die westlichen Gelände-teile Höhen zwischen 150 m und 170 m aufweisen. In der Eifel ist die Hohe Acht der höchste Gipfel mit einer Höhe von 747 m (Fig. 1).

Die räumliche Verteilung des Niederschlags wird weitgehend durch den Stau der Luftmassen an den Höhenzügen bestimmt. Da die Wetterlagen mit Niederschlag meist aus westlichen und südwestlichen Richtungen kommen, haben die Westseiten (Luvseite) der Gebirgszüge größere Niederschlagshöhen als die im Lee liegenden Ostseiten. Die Karten der Niederschlagsverteilung (Fig. 2) zeigen deutlich diesen Luv-Effekt.

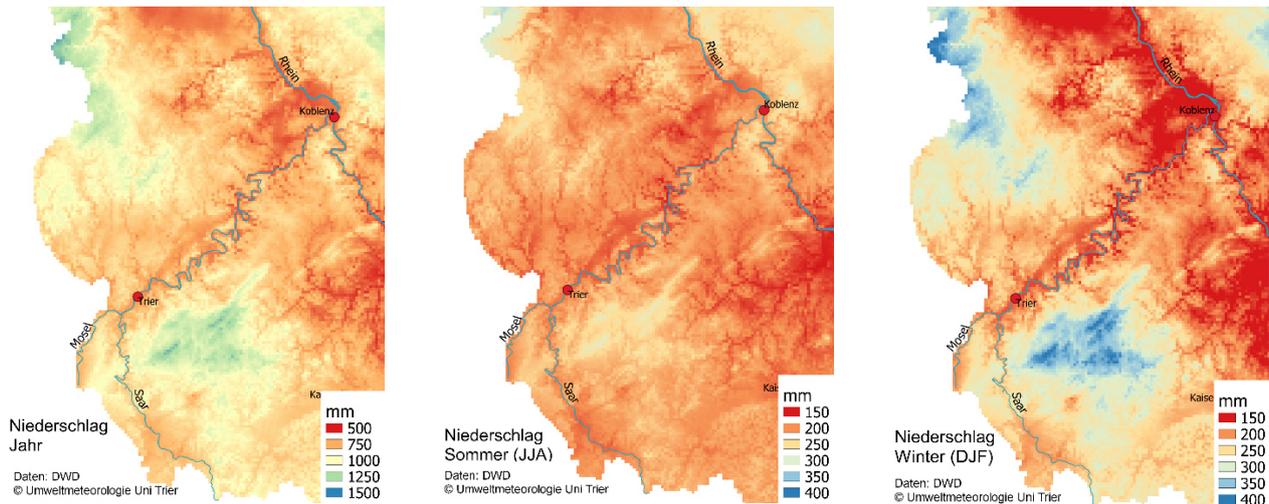


Fig. 2: Mittlere Niederschlagshöhen (mm) im 1 km × 1 km Gitter, 1981-2010. Links: Jahresmittel, Mitte: Sommer (JJA), rechts: Winter (DJF), (Daten: DWD-CDC).

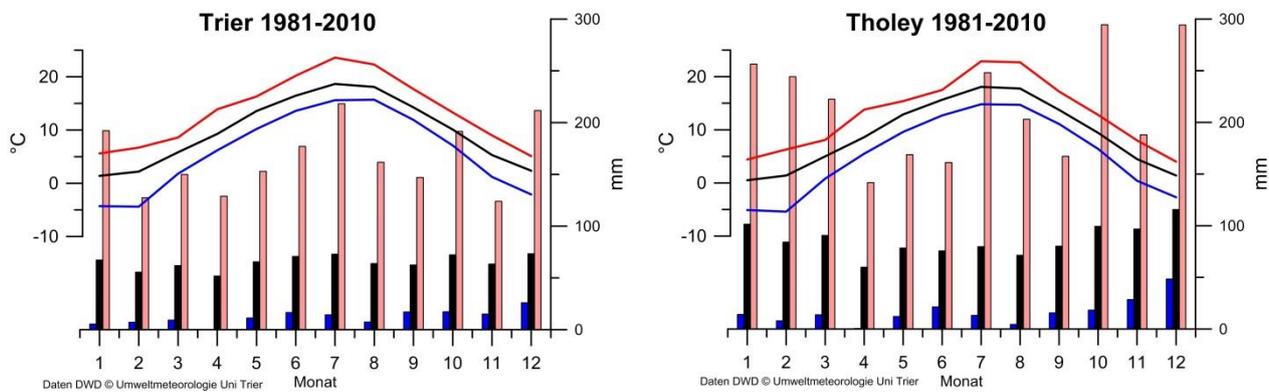


Fig. 3: Klimadiagramme 1981-2010 für die Stationen Trier-Petrisberg (links) und Tholey im Hunsrück (rechts) für die Lufttemperatur (Linien, Monatsmittel (schwarz), Monatsminimum/-maximum (blau/rot)), und Monatssummen des Niederschlags (Balken, Monatsmittel (schwarz), Monatsminimum/-maximum (blau/rosa)), (Daten: DWD-CDC).

Zur Verdeutlichung des Jahresgangs des Niederschlags und seiner Variabilität werden in Fig. 3 Monatswerte der Stationen Trier-Petrisberg (265 m) und Tholey im Hunsrück (386 m) im Zeitraum 1981-2010 gezeigt. Die Extremwerte (absolut höchste bzw. niedrigste Monatssumme) weisen auf eine sehr hohe Variabilität des Niederschlagsgeschehens hin.

Die Monatsmittelwerte sind in Trier über das Jahr relativ ausgeglichen, im Fall der Station Tholey zeigt sich dagegen das Überwiegen der Winterschläge als Folge der großräumigen Strömungsverhältnisse in Verbindung mit den winterlichen Großwetterlagen (s.o.).

Die räumlichen Muster der mittleren Lufttemperatur folgen sehr deutlich der Topographie bei größeren Höhenunterschieden. Während dies auch in der Karte der mittleren Maximalwerte erkennbar ist, zeigt sich in der

Karte der mittleren Minimalwerte ein weniger differenziertes Bild (Fig. 4). Hier ist zu beachten, dass gerade im Winter in Tallagen vermehrt Bodeninversionen auftreten, d.h. es ist im Tal kälter als auf den Bergen.

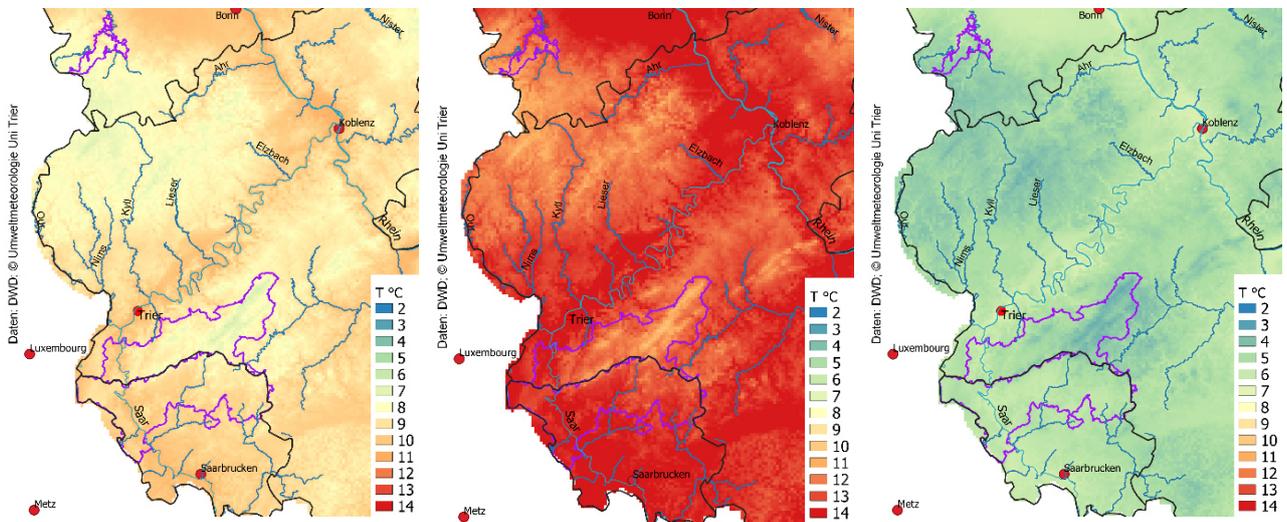


Fig. 4: Mittlere Lufttemperaturen (°C) im 1 km x 1 km Gitter, 1981-2010. links: Jahresmittel, Mitte: mittlere Maximalwerte, rechts: mittlere Minimalwerte (Daten: DWD-CDC).

Den Jahresgang der Monatsmittel der Lufttemperatur und ihre Extrema an den Stationen Trier-Petrisberg und Tholey zeigt Fig. 3. An der höher gelegenen Station Tholey in 386 m sind die Lufttemperaturen allgemein geringer als an der Station Trier-Petrisberg in 265 m Höhe. Von besonderer Bedeutung für die human-bioklimatischen Auswirkungen sind Temperatur-Extrema. Fig. 5 zeigt die Entwicklung von Extremtagen für die DWD-Station Trier-Petrisberg seit 1948. Ein Sommertag ist dadurch definiert, dass die Tageshöchsttemperatur mindestens 25 °C ist. Beim Hitzetag müssen mindestens 30 °C erreicht werden. Das Jahr 2018 hatte die bisher mit Abstand höchste Zahl an Sommertagen (94), bei den Hitzetagen wird es vom Jahr 2003 übertroffen (25). Insgesamt zeigt sich ein Trend mit einer Zunahme von Hitze- und Sommertagen. Tage mit extremer Hitze (Wüstentage, mindestens 35 °C) treten vor 2000 fast gar nicht auf, danach gibt es mehrere Jahre mit bis mehr als sechs Wüstentagen (Maximum 10 in 2015).

Die räumliche Verteilung der Hitzetage eines Jahres für den Zeitraum 1981-2010 zeigt Fig. 6. In den tiefergelegenen Regionen des Hunsrücks und der Eifel treten 4-7 Hitzetage in langjährigen Mittel auf, im Moseltal sind es 11-12 Tage/Jahr. In den Hochlagen von Hunsrück und Eifel werden nur noch 1-3 Tage/Jahr beobachtet.

Die Frosttage ($T_{min} < 0 \text{ °C}$) sind wichtige Klima-Indikatoren für Land- und Forstwirtschaft und die Wirtschaft. Oberhalb der 600 m-Höhenlinie ergeben sich im Mittel 110-130 Frosttage im Jahr, in den tiefer gelegenen Regionen geht die Zahl auf 50 Tage/Jahr zurück. Die regionalen Auswirkungen des Klimawandels lassen sich im Vergleich der Daten aus dem Zeitraum 1961-1990 demonstrieren, die 20-40 Tage/Jahr mehr mit Frost zeigen als der Zeitraum 1981-2010 (Fig. 6).

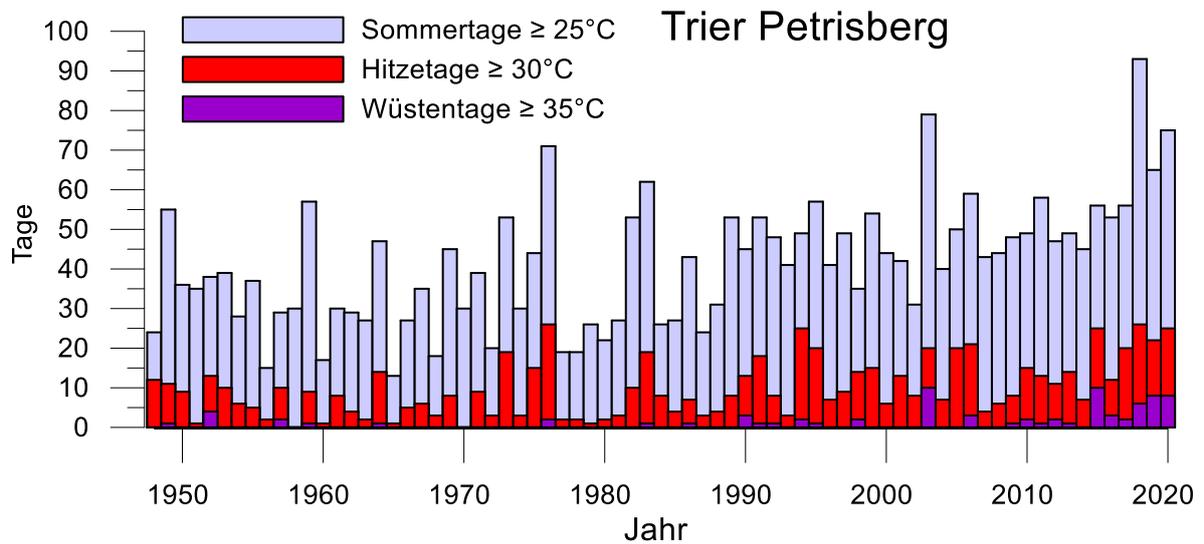


Fig. 5: Wüsten, Hitze- und Sommertage für die DWD-Station Trier-Petrisberg 1948-2020. (Daten: DWD-CDC)

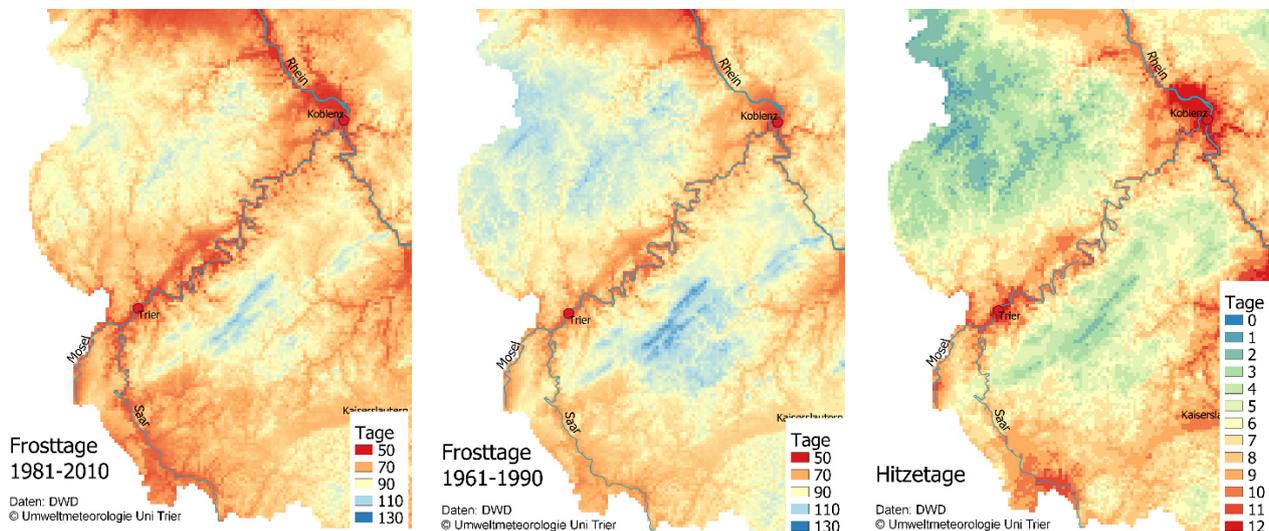


Fig. 6: Mittelwerte von Kenntagen pro Jahr im 1 km x 1 km-Gitter. Links: Mittlere Anzahl von Frosttagen ($T_{min} < 0\text{ }^{\circ}\text{C}$) 1981 – 2010, Mitte: zum Vergleich der Zeitraum 1961 – 1990. Rechts: Mittlere Anzahl der Hitzetage ($T_{max} \geq 30\text{ }^{\circ}\text{C}$) 1981 - 2010, (Daten: DWD-CDC).

Infolge der Abnahme der Lufttemperatur und der Zunahme des Niederschlags mit der Höhe treten Schneedecken länger und mit größerer Mächtigkeit in den höheren Lagen der Mittelgebirge auf. Die mittlere Anzahl der Tage mit Schneedecke liegt 1981 – 2010 in den Höhenlagen von Eifel und Hunsrück bei 70 bis 90 Tagen pro Jahr (nicht dargestellt). Ihre Veränderung infolge des regionalen Klimawandels ist von hohem touristischem Interesse. Die Differenzen zwischen den Zeiträumen 1961 – 1990 und 1981 – 2010 belegen eine Abnahme von 13-15 Tagen/Jahr in den Höhenlagen.

Datenquellen

- DWD Climate Data Center (CDC): Vieljährige mittlere Raster für Deutschland, 2018.
- DWD-Klima und Umwelt: DWD Klimaüberwachung: Klimadaten Deutschland 2020.
- Geodaten des Bundes, <http://www.bkg.bund.de>, © GeoBasis-DE / BKG, 2017.
- GMTED, 2010: Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010 (GMTED2010). Data available from the U.S. Geological Survey.

Literatur

Heinemann, G., Helbig, A., 2018: Klimatologie des Naturparks Saar – Hunsrück. Umweltmeteorologie Universität Trier, 9pp, <https://ubt.opus.hbz-nrw.de/frontdoor/index/index/docId/1023>.

Helbig, A.: Niederschlagsstruktur und Verdunstung im Raum Trier. In: Müller, Rumpf, Monheim (Hrsg): Umwelt und Region - Aus der Werkstatt des Sonderforschungsbereichs 522, 2002, 21 – 28

Licht, K.: Die raumzeitliche Ausprägung des Klimas der Region Trier in der 2.Hälfte des 20. Jahrhunderts. Dissertation Univ. Trier, 2004. Shaker Verlag Aachen 2005, 184 S.

Werner, P., Gerstengarbe, F.W., 2010: Katalog der Großwetterlagen Europas (1881-2009). PIK report no. 119, 146 S.

1.3. Vegetation der Region Trier und angrenzender Gebiete

Frank M. Thomas¹

¹ Fach Geobotanik, Fachbereich VI Raum- und Umweltwissenschaften, Universität Trier, Behringstraße 21, 54296 Trier

1. Naturraum

Trier liegt am oberen Ende der Mittelmosel in der so genannten Trierer Talweite, einem im Pleistozän entstandenen und im Holozän durch Schotterabtragung überprägten Flusseinschnitt in den Westteil des Rheinischen Schiefergebirges, der schon in der Jungsteinzeit besiedelt wurde. Nördlich der Mosel befindet sich die geologisch und auch klimatisch recht vielgestaltige Eifel, die sich nach Westen in die nordluxemburgischen und süd-belgischen Ardennen und das Hochmoor des ostbelgischen Hohen Venns fortsetzt. Südlich liegt der geologisch und landschaftlich einheitlichere Hunsrück mit der höchsten Erhebung der Region, dem Erbeskopf (816 m ü. NN). Das Trierer Klima ist subatlantisch humid mit milden, feuchten und meist schneearmen Wintern und relativ warmen Sommern, oft mit recht hoher Luftfeuchtigkeit (Fig. 1).

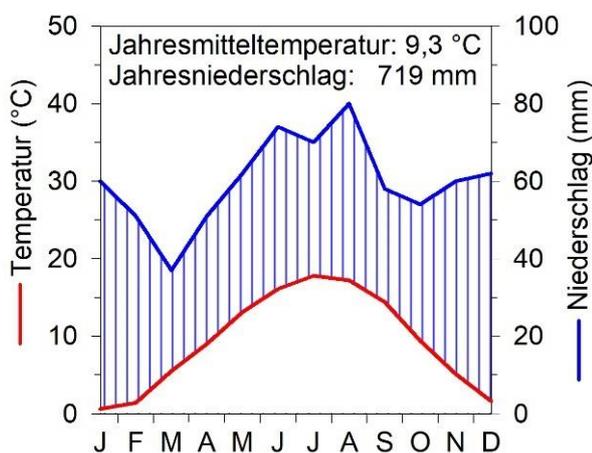


Fig. 1: Monatsmitteltemperaturen und monatliche Niederschläge an der Station Trier-Petrisberg (265 m ü. NN) des Deutschen Wetterdienstes

Aufgrund geologischer Vielfalt und starker kleinklimatischer Differenzierung weist die Region Trier einen hohen Reichtum an Arten und Lebensgemeinschaften auf.

2. Wesentliche Vegetations- und Ökosystemtypen

Rheinland-Pfalz hat gemeinsam mit Hessen den höchsten flächenbezogenen Waldanteil Deutschlands (42 % gegenüber 32 % im bundesdeutschen Durchschnitt; BMEL 2014). Daneben dominieren landwirtschaftlich intensiv genutzte Flächen entlang der Flusstäler, einschließlich des eine besondere Stellung einnehmenden Weinbaus, und Futterbau überwiegend im Grünland der Plateaulagen des Mittelgebirges. Naturnahe Nichtwaldvegetation existiert unter anderem in Form der Hangmoore des Hunsrücks. Die durch ehemalige extensive Landnutzung entstandenen artenreichen Magerrasen wurden bereits größtenteils in Intensivgrasland und neuerdings auch Ackerflächen überführt.

2.1 Wälder

In den Mittelgebirgen Deutschlands und angrenzender Regionen ist Rotbuchenwald (*Fagus sylvatica*) - abgesehen von Gewässeruferrn, Sümpfen/Mooren und flachgründigen Felskanten - bis zu den höchsten Erhebungen die potenzielle natürliche Vegetation (Bohn et al. 2005). Dies gilt auch für die Region Trier (Fig. 2). Nach der weitgehenden spät- und nachmittelalterlichen Waldzerstörung wurden allerdings - insbesondere während der Zugehörigkeit des Rheinlands zu Preußen im 19. und bis ins 20. Jahrhundert - weite Flächen mit schnellwüchsigen Rotfichten (*Picea abies*) zum Zweck der Holzgewinnung aufgeforstet. Unterschiede in der Artenzusammensetzung der Wälder ergeben sich vor allem durch Verschiedenheiten in Ausgangsgestein, Topographie, Bodentyp und in der historischen Nutzungsform.



Fig. 2: Artenarmer Sauerhumus-Buchenwald auf Quarzit des Erbeskopf-Bergkamms (ca. 800 m ü. NN) (Foto: F. Thomas)

2.1.1 Rotbuchenwälder

Die auf dem vorherrschenden, mineralstoffarmen Schiefer- und Quarzitgestein oder Buntsandstein wachsenden Rotbuchenwälder sind bodensaure und artenarme Sauerhumus-Buchenwälder mit höchstens spärlicher Kraut- und Strauchschicht auf podsoligen bis podsolierten Braunerden (Fig. 2). An trockenen Hängen oder in Südwest-Exposition finden sich - unabhängig vom pH-Wert des Bodens - Mehlbeeren (*Sorbus aria*). Charakteristische Säurezeiger der Krautschicht sind - neben der für die Buchenwaldassoziation Luzulo-Fagetum charakteristischen Weißen Hainsimse (*Luzula luzuloides*) - z. B. der Wiesen-Wachtelweizen (*Melampyrum pratense*) und die Pillen-Segge (*Carex pilulifera*) sowie bei höchstens schwacher Bedeckung durch Laubstreu das Blaugrüne Weißmoos (*Leucobryum glaucum*).

Mineralstoff- und artenreichere Braunmull-Buchenwälder stocken auf den talwärts gelegenen Kolluvien. Auf stärker lössbeeinflussten Böden, insbesondere auf Keuper, gehen sie bereits in die eutrophen Braunmull- bzw. Waldmeister-Buchenwälder (Assoziation Galio odorati-Fagetum) mit dem namensgebenden Waldmeister (*Galium odoratum*) über. An frischen und luftfeuchten Standorten sind sie farneich.

Auf Muschelkalk mit Rendzina als charakteristischem Bodentyp, vor allem entlang der unteren Obermosel und nördlich der oberen Mittelmosel, wachsen Kalkbuchenwälder (Assoziation Hordelymo-Fagetum) mit der

namensgebenden Waldgerste (*Hordelymus europaeus*) sowie Basenzeigern wie Bingelkraut (*Mercurialis perennis*), Wald-Veilchen (*Viola reichenbachiana*) und gelegentlich der Orchideenart Weißes Waldvöglein (*Cephalanthera damasonium*) sowie den Stickstoff- bzw. Mineralstoffreichtum anzeigenden Arten Vierblättrige Einbeere (*Paris quadrifolia*), Gefleckter Aronstab (*Arum maculatum*) und Bärlauch (*Allium ursinum*), die beiden letzteren auf frischen bis feuchten Waldböden. Generell sind die Rotbuchenwälder bei hinreichendem Mineralstoffangebot durch eine Vielzahl von Frühblühern (Frühjahrsgeophyten) charakterisiert wie Busch-Windröschen (*Anemone nemorosa*), Scharbockskraut (*Ficaria verna*) und Seidelbast (*Daphne mezereum*).

2.1.2 Topographisch-kleinklimatisch geprägte Waldstandorte

In den höheren Lagen des Hunsrücks wachsen auf nassen Standorten Moorbirken (*Betula pubescens*)- und Fichtenbruchwälder. Ein erheblicher Teil dieser Wälder wurde in den 2015 eröffneten Nationalpark Hunsrück-Hochwald eingegliedert.

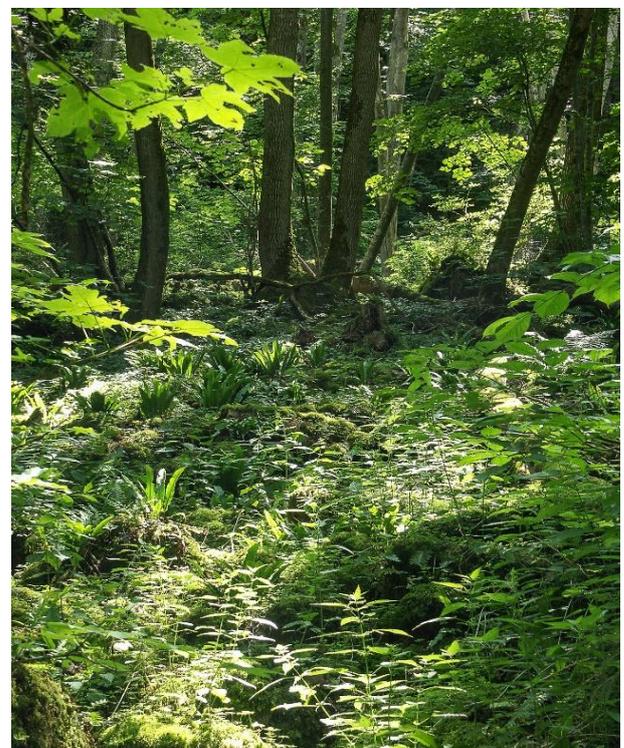


Fig. 3: Ahorn-Eschen-Schluchtwald auf Kalk-Blockschutt bei Manternach (Ost-Luxemburg) (Foto: F. Thomas)

Auf Blockschutt tiefer eingeschnittener Bachtäler mit nördlicher bis westlicher Exposition findet sich stellenweise Ahorn-Eschen-Schluchtwald (Assoziation *Aceri-Fraxinetum*) mit dem charakteristischen Hirschzungenfarn (*Asplenium scolopendrium*), dem Dornigen Schildfarn (*Polystichum aculeatum*) und dem seltenen Zerbrechlichen Blasenfarn (*Cystopteris fragilis*) (Fig. 3). Die Rotbuche wird dort ausnahmsweise schon im Jugendstadium von den Edellaubhölzern überwachsen.

Am kleinklimatisch trocken-warmen "Ende der Laubwaldverbreitung" befindet sich dagegen der Wärmeliebende Eichenmischwald (Assoziation *Lithospermo-Quercetum*) mit dem Blauroten Steinsamen (*Lithospermum purpurocaeruleum*) (Fig. 4) und Orchideenarten (Knabenkräuter *Orchis mascula* und *O. purpurea*).



Fig. 4: *Lithospermum purpurocaeruleum*, Charakterart des Wärmeliebenden Eichenmischwalds (Foto: F. Thomas)

2.1.3 Anthropogene Waldbestände

Beiderseits der Mosel und in angrenzenden Regionen finden sich etliche Beispiele durch menschliche Nutzung geprägter Wälder. Eine sehr frühe Waldnutzungsform ist der Niederwald, der sich in einigen Resten insbesondere an den Oberhängen des Moseltals findet und

vor allem aus Traubeneichen (*Quercus petraea*) besteht, zu dem typischerweise aber auch Haselstrauch (*Corylus avellana*) und Hainbuche (*Carpinus betulus*) gehören, nicht dagegen die gegen häufiges Zurückschneiden empfindliche Rotbuche (Fig. 5). Einzelne Exemplare des selten gewordenen Speierlings (*Sorbus domestica*) sind ebenfalls dort anzutreffen. Mit einer Umtriebszeit von 15 bis 25, höchstens 30 Jahren waren diese Wälder nur niedrigwüchsig und wurden schon seit der späten Bronzezeit zur Gewinnung von Brennholz, Nahrung und Viehfutter (Haselnüsse, Eicheln), Holzkohle und Gerbstoffen aus der Eichenrinde genutzt. In der Moselregion wurde diese Bewirtschaftungsform bis ins 19. Jahrhundert und teilweise darüber hinaus fortgeführt. Mit dem Aufkommen privater Holzöfen hat die Brennholzgewinnung aus diesen Wäldern neuerdings wieder Auftrieb bekommen.



Fig. 5: Eichen-Niederwald bei Treis-Karden (Foto: F. Thomas)

Als durch Mittelwaldbetrieb nutzungsbedingt entstanden können auch etliche Vorkommen des Eichen-Hainbuchen-Walds (Assoziation *Stellario-Carpinetum*), vorwiegend auf pseudovergleyten Standorten, gedeutet werden. Zum Teil bis in das 19. Jahrhundert hinein wurden diese Wälder mit der Echten Sternmiere (*Stellaria holostea*) als Charakterart nicht nur zur Gewinnung von Bauholz aus Eichen, sondern auch als Viehweide genutzt. Die Streu wurde als Einstreu in Ställen verwendet.

Nahezu ausschließlich zur Erzeugung von

Bau- und Konstruktionsholz wurden Rotfichten- und Douglasienforste begründet. Die vor allem auf bodensauren Substraten stockenden (und die Bodenqualität durch ihre Streu weiter verschlechternden) Fichtenbestände sind in der Regel artenärmer als Buchenwälder an besseren Standorten und insbesondere als Eichenwälder. Infolge von Waldkalkung und anthropogenen Stickstoffeinträgen aus der Atmosphäre haben sich aber krautige Arten wie zum Beispiel die Dreinervige Nabelmiere (*Moehringia trinervia*), der Gewöhnliche Mauerlattich (*Mycelis muralis*), die Vogel-Sternmiere (*Stellaria media*) und der Löwenzahn (*Taraxacum officinale*) zumindest zeitweise in diesen Beständen etabliert (Thomas et al. 2019). Im Sinne einer naturnahen Waldbewirtschaftung und zur Erfüllung vielfältiger Ökosystemfunktionen und –dienstleistungen werden, wie auch in anderen Bundesländern, seit einiger Zeit Fichtenforste in naturnahe Laub(misch)wälder umgebaut. Dieser Waldumbau wird angesichts des Klimawandels und der damit einhergehenden, besonders die Rotfichte betreffenden Trockenheits-, Borkenkäfer- und Sturm Schäden noch dringlicher.

Rheinland-Pfalz ist das Bundesland mit der größten Anbaufläche der aus dem Nordwesten Amerikas stammenden Douglasie (*Pseudotsuga menziesii*); regional hat sie bereits einen Waldflächenanteil von über 17 %. Sofern sie in ihrer Jugend genügend Licht bekommt, kann die Douglasie alle heimischen Waldbaumarten überwachsen und ist sogar der Rotbuche an deren typischen Standorten in der Konkurrenz überlegen (Thomas et al. 2015). Als Erzeugerin von gutem Bau- und Konstruktionsholz gilt die Douglasie auch vor dem Hintergrund des Klimawandels als vielversprechende Baumart zur Sicherung der Stabilität und Resilienz heimischer Wälder. Die Arten- und Strukturdiversität älterer Rein- und Mischbestände ist oft vergleichbar mit gleichaltrigen Laub- und Nadelholzmischbeständen aus einheimischen Arten, die Douglasienstreue ist besser zersetzbar als diejenige anderer Nadelbaumarten und der Mineralstoffentzug durch Holzentnahme ist relativ gering. Dementsprechend halten auch

viele Umwelt- und Naturschutzorganisationen einen gewissen Douglasienanteil im heimischen Wirtschaftswald für vertretbar.

Eine botanische Besonderheit ist der eventuell zur Zeit der Römer begründete Buchsbaumbestand (*Buxus sempervirens*) in einem kleinklimatisch begünstigten, südexponierten Taleinschnitt auf Schiefer bei Karden an der Untermosel. Das harte Holz wurde zur Herstellung verschiedener Gerätschaften einschließlich Waffen und Werkzeuge sowie beim Möbelbau und zur Herstellung von Blasinstrumenten genutzt.

2.2 Naturnahe Nichtwald-Vegetation

Erwähnenswert sind die mesotroph-sauren (Trepel et al. 2017), von Quellwasser gespeisten Hangmoore in den höheren Lagen des Hunsrücks, die aber zu einem erheblichen Teil seit Beginn des 19. Jahrhunderts zur Begründung von Fichtenforsten entwässert wurden (Reichert 1975). Zurzeit laufen Programme zu ihrer Renaturierung. Zu den seltenen und daher schutzwürdigen Pflanzen dieser Moore gehören einige Seggen (*Carex*-), Bärlapp (*Lycopodium*)- und Torfmoos (*Sphagnum*)-Arten sowie der an nur wenigen Orten vorkommende Königsfarn (*Osmunda regalis*) (Reichert 1975).

Auf den exponierten, flachgründigen und damit trocken-warmen Felsbändern der Moselhänge wächst Felsengebüsch mit Echter Felsenbirne (*Amelanchier ovalis*), Felsen-Kirsche (*Prunus mahaleb*) und Gewöhnlicher Zwergmispel (*Cotoneaster integerimus*). Vereinzelt kommt in diesen Wäldern als Besonderheit auch der Französische Ahorn (*Acer monspessulanum*) vor.

2.3 Landwirtschaftliche Nutzflächen und daraus hervorgegangene Vegetationsformen

Neben den vor allem in Eifel und Hunsrück mehr oder weniger intensiv zur Futtererzeugung genutzten Grünlandflächen sowie den Getreide- und Hackfruchtfeldern existieren in der Region - vorwiegend auf Muschelkalk - durch extensive Beweidung entstandene Halbtrockenrasen des Mesobromion-

Verbands mit der Aufrechten Trespe (*Bromus erectus*) als Charakterart. Mit bis zu 50 Pflanzenarten auf 10 Quadratmetern gehören sie zu den artenreichsten Lebensräumen Mitteleuropas. Die in ihnen wachsenden Arten müssen an die durch Flachgründigkeit und dadurch eingeschränkte Wasserverfügbarkeit bedingten geringen Mineralisierungsraten der organischen Substanz angepasst sein. Zu diesen Arten gehören hier unter anderem die Orchideenarten Bocks-Riemenzunge (*Himantoglossum hircinum*), Ohnsporn (*Orchis anthropophora*), Pyramiden-Knabenkraut (*Orchis pyramidalis*) und Hummel-Ragwurz (*Ophrys holoserica*) sowie die typischen Krautarten dieses Vegetationstyps wie die Großblütige Braunelle (*Prunella grandiflora*), die Tauben-Skabiose (*Scabiosa columbaria*), der Hügel-Meier (*Asperula cynanchica*) und die seltenen und gefährdeten Arten Schmalblättriger Lein (*Linum tenuifolium*) und Bitteres Kreuzblümchen (*Polygala amara*). Die Erhaltung dieser artenreichen Lebensgemeinschaft erfordert einen hohen Aufwand zur Verhinderung des Vordringens von Gehölzarten in diesen Lebensraum nach weitgehender Aufgabe der ursprünglichen Nutzung.

An den entsprechenden kalkfreien, silikatischen Standorten des Hunsrücks nehmen Borstgras (*Nardus stricta*)-Rasen und Heiden die Stellung der Kalkmagerrasen ein.

In der Gesamtheit umfasst Rheinland-Pfalz mit rund 64.000 ha deutschlandweit die größte Ausdehnung von Weinbauflächen. In der klimatisch begünstigten Moselregion (bis ca. 300 m ü. NN) dominiert die Erzeugung von Weißwein mit Riesling an erster Stelle. Auf den Weinanbauflächen kommen viele Arten der Ackerbegleitflora vor, darunter die besonders wärmeangepassten C₄-Arten Gewöhnliche Hühnerhirse (*Echinochloa crus-galli*) und Weißer und Rauhaariger Amarant (*Amaranthus albus*, *A. retroflexus*) sowie weitere wie die Amarant-Arten aus Nordamerika stammende Neophyten wie das Kanadische Berufkraut (*Erigeron canadensis*). Auf den recht weit verbreiteten Weinbergbrachen dominieren Gebüsch- und Schlagflurgesellschaften (Fig. 6), in denen sich oft die Kanadische Goldrute (*Solidago canadensis*),

ein weiterer aus Nordamerika stammender Neophyt, in dichten Beständen ausbreitet. Die Abfolge und Dauer der Sukzessionsstadien der Brachen bis hin zum Vorwald hängt von verschiedenen Faktoren wie Nutzungsgeschichte, Exposition, Samenbank, Einwanderungsmöglichkeiten und Etablierungsverlauf der Arten ab und ist nur schwer vorhersehbar (Loskill 1997). Verbreitet werden Weinbergbrachen nach Rodung zum Anbau von Obstgehölzen (Weinbergpfirsich) genutzt.



Fig. 6: Gebüschstadium auf einer Weinbergbrache neben einem noch bewirtschafteten Weinberg (Foto: F. Thomas)

Literatur

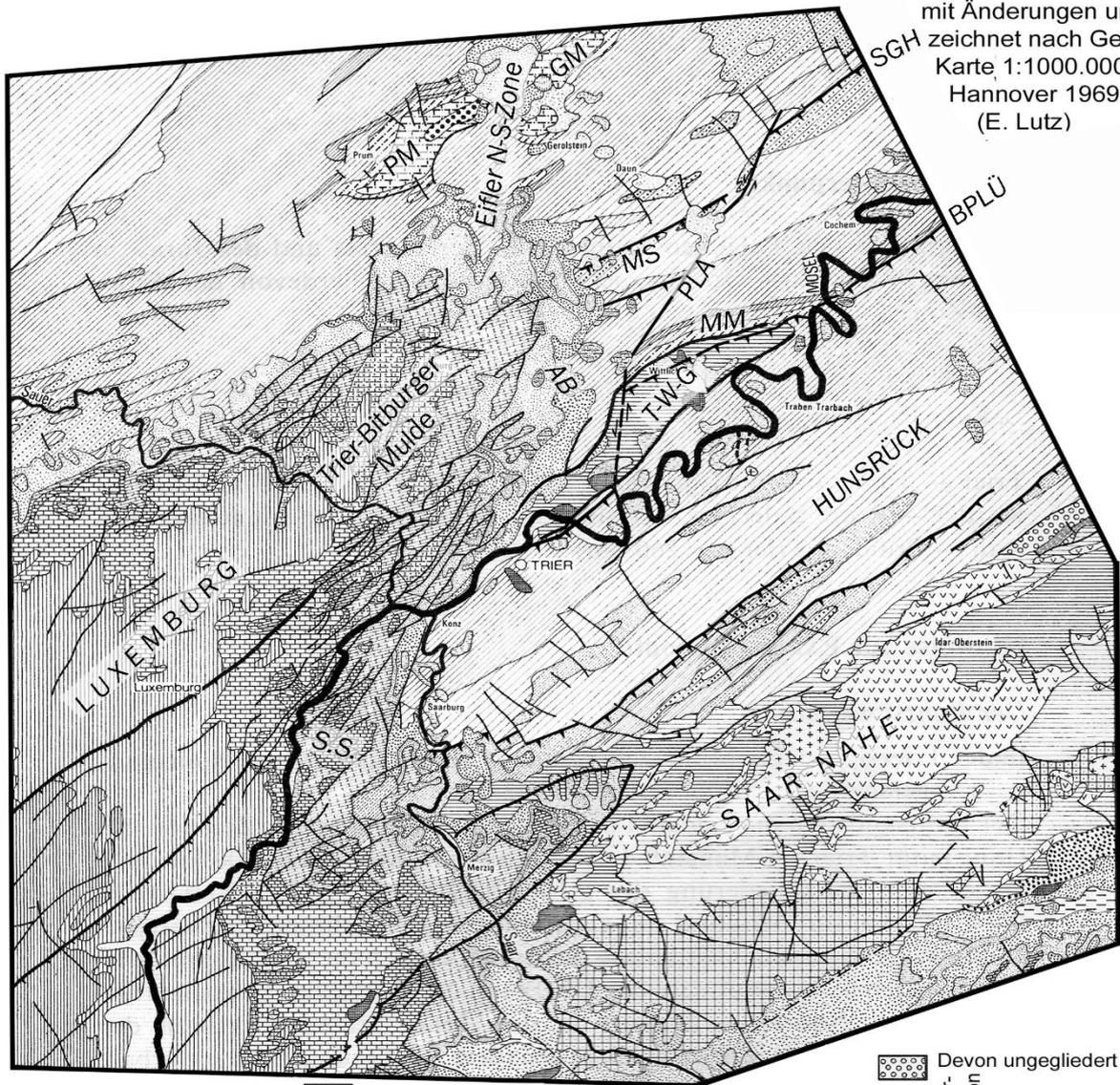
- BMEL (2014): Der Wald in Deutschland - Ausgewählte Ergebnisse der dritten Bundeswaldinventur. Bundesministerium für Ernährung und Landwirtschaft, Berlin, 52S.
- Bohn U, Hettwer C, Gollub G (2005): Anwendung und Auswertung der Karte der natürlichen Vegetation Europas. *BfN-Skript 156*. Bundesamt f. Naturschutz, Bonn: 452 S.
- Loskill BJ (1997) Vegetationsökologische Untersuchungen in Weinbergbrachen der Mittelmosel. Diplomarbeit, Universität Mainz, Institut für Spezielle Botanik und Botanischer Garten.
- Reichert H (1975) Die Quellmoore (Brücher) des südwestlichen Hunsrücks. *Beiträge zur Landespflege in Rheinland-Pfalz* 3:101-164.

- Thomas FM, Bögelein R, Werner W (2015) Interaction between Douglas fir and European beech – investigations in pure and mixed stands. *Forstarchiv* **86**: 83-91.
- Thomas FM, Krug K, Zoldan J, Schröck H-W (2019) Long-term effects of liming on the species composition of the herb layer in temperate Central-European forests. *Forest Ecology and Management* **437**: 49-58.
- Trepel M, Pfadenhauer J, Zeitz J, Jeschke L (2017) Germany. In Joosten H, Tanneberger F, Moen A (eds) *Mires and Peatlands in Europe*, Stuttgart: Schweizerbart Science Publishers, 413-424.

1.4. Geologie rund um Trier

H. Wolfgang Wagner¹, Jean-Frank Wagner¹

¹ Fach Geologie, Fachbereich VI Raum- und Umweltwissenschaften, Universität Trier, Behringstraße 21, 54296 Trier



mit Änderungen umgezeichnet nach Geolog. Karte 1:1000.000 Hannover 1969 (E. Lutz)

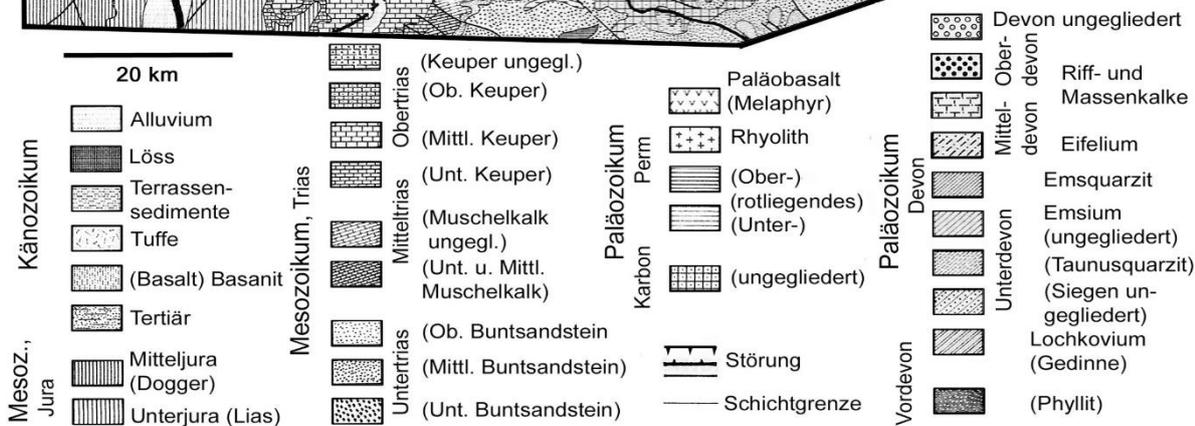


Fig. 1: Geologische Karte des Exkursionsgebiets, in Klammern lokale Bezeichnungen, PM = Prümer Mulde, GM = Gerolsteiner Mulde, MS = Manderscheider Sattel, MM = Moselmulde, AB = Arenrather Becken, T-W-G = Trier-Wittlicher Graben, SS = Siercker Schwelle; ansonsten siehe Fig. 2. (mit Änderungen nach Wagner 1983).

1. Einleitung

Beim Exkursionsgebiet der DBG 2022 handelt es sich um eine geologisch abwechslungsreiche Landschaft. Über dem gefalteten devonischen Grundgebirge in Eifel, Ardennen und Hunsrück liegen diskordant und z. T. in Grabenstrukturen eingelagert meist terrestrische, ungefaltete Abfolgen des Perms. Darüber folgen über einer Erosionsdiskordanz die Gesteine der germanischen Trias (Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper) gefolgt von Juragesteinen (Lias, Dogger) in der Trier-Bitburger Mulde und Luxemburg als Nord-Ost-Fortsetzung des Pariser Beckens. Diese mesozoischen Schichten bilden mit ihren Horst-Graben-Strukturen eine variantenreiche Bruchstufen-Landschaft. Das Tertiär ist im Exkursionsraum mit Reliktablagerungen wie Kiesen und Tonen erhalten, das Quartär bei

einer Hebung des Mittelgebirges mit Terrassensedimenten der größeren Flüsse. Die Hebung wird begleitet von Vulkanismus insbesondere im Tertiär und Quartär bis heute (Fig. 2). Die Landschaft hat im Laufe der geologischen Forschungsgeschichte einige Erkenntnisse gebracht. So wurde hier die international gültige stratigraphische „Eifel-Stufe“ definiert (Wetteldorfer Richtschnitt bei Prüm). Der monogenetische Maar-Vulkanismus gab dieser Vulkanform international seinen Namen. Diesen wichtigen Sehenswürdigkeiten wird geotouristisch mit einer Reihe von Museen, geologisch definierten Touristikstraßen und Geopfadern Rechnung getragen. Hier ist vor allem der seit 2015 von der UNESCO anerkannte Geopark Vulkaneifel zu nennen. Soweit nicht anders angegeben, erfolgen die hier vorliegenden Ausführungen nach Wagner et al. (2012) und LGB (2005).

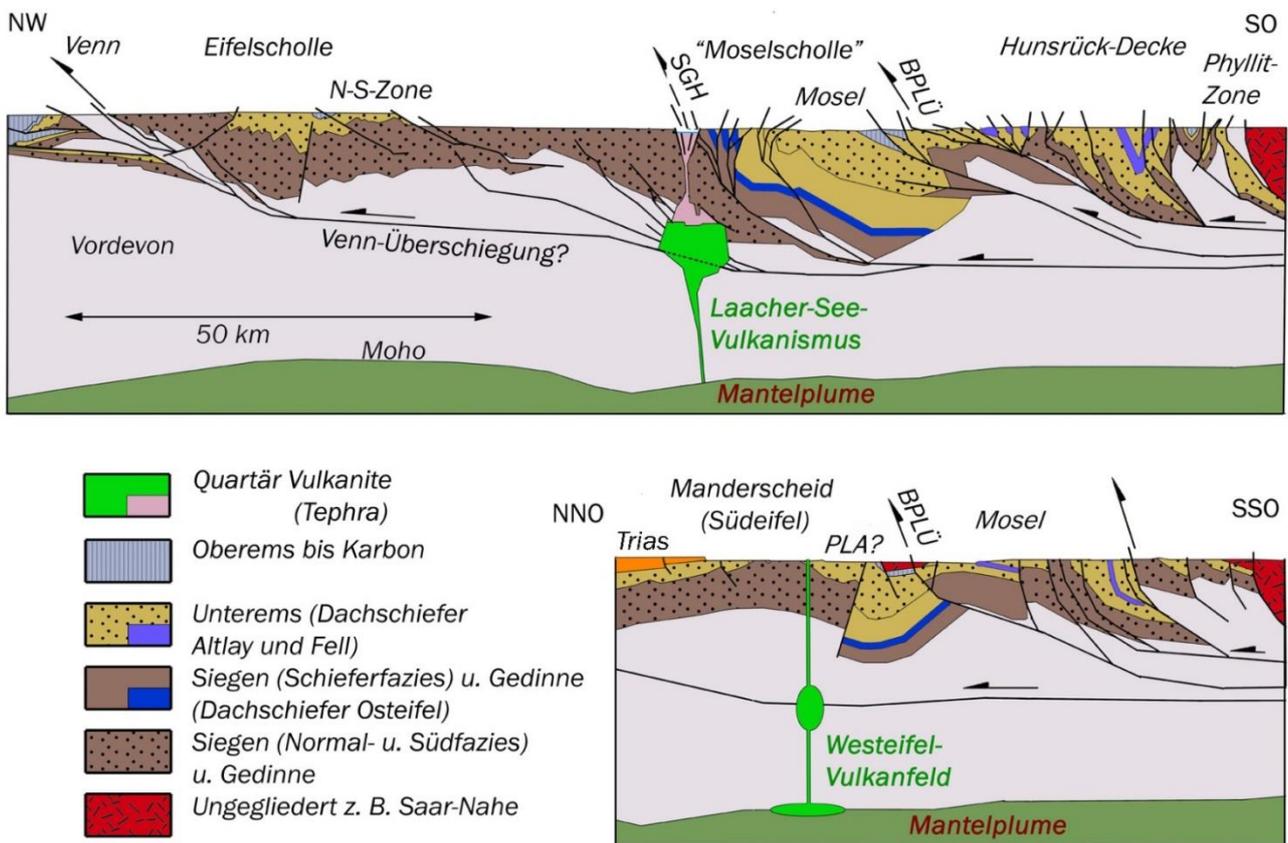


Fig. 2: Geologische Profilskizzen durch das Rheinische Schiefergebirge, oben; etwa Rheinlinie; unten: Raum Trier. (mit Änderungen nach Wagner et al. 2012); SGH = Siegener Hauptaufschiebung, BPLÜ = Boppard-Longuicher Überschiebung, PLA = Pleiner Aufschiebung; weitere Erläuterungen im Text.

2. Gefaltetes devonisches Grundgebirge

Die im Exkursionsgebiet aufgeschlossenen Gesteine gehören bis auf eine im südlichen Hunsrück gelegene vordevonische Zone mit Phylliten zum ganz überwiegenden Teil ins Devon. Hier sind es vor allem sehr schwach metamorphe Gesteine der rhenoheryzynischen Zone der Varisziden. In dieser Zone wurden in einem Rhenoheryzynischen Riftbecken überwiegend Flachmeersedimente abgelagert. Das Becken ist in Horst- (Schwellen-) und Graben- (Trog-) Strukturen gegliedert, die zu den unterschiedlichen Ablagerungen von geringmächtigeren eher sandigen - oder mächtigeren eher tonigen Sedimenten führten. Die südöstlichen Höhenzüge des Hunsrücks werden durch den mindestens 1.200 m mächtigen Taunusquarzit gebildet (Siegen-Stufe) (Fig. 3). Er besteht aus meist weißen, daneben auch grauen, grünlichen und rötlichen Quarziten mit nur vereinzelt Schieferlagen. Sie gehen nordwestlich davon in dünnbankigere Quarzite (Dhrontal-Schichten) über. Nordwestlich davon verzahnt sich diese sandige Fazies schrittweise über Sandsteinschiefer Wechselfolgen (Zerf-Schichten) mit der tonigen „Hunsrückschieferfazies“ mit überwiegend Schiefer (Altlay-, Kaub- und Reil-Schichten) bis hin zum Dachschiefer (z. B. bei Bundenbach und Altlay). Der Hunsrückschiefer i. w. S. (Unterems-Stufe) ist mindestens 3.000 m mächtig.

Die ca. 600 m mächtige Oberems-Stufe beginnt mit dem Emsquarzit, der z. T. einen markanten Höhenzug bildet. Darüber werden die sandigen Serien (Flussbach, Laubach-Schichten) schrittweise wieder toniger (Sphärosiderit- und Kieselgallen-Schiefer). Die Schiefer-Fazies herrscht auch mit mehreren 100 m Wissenbach-Schiefern bis in das untere Mitteldevon (Eifel-Stufe) in der Mosel-Mulde (MM in Fig. 1) vor.

Weiter nördlich einer Linie Manderscheid – Mayen – Andernach ist die Siegen-Stufe vorwiegend sandig ausgebildet (sog. Normalfazies). Das Untersiegen umfasst eine ca. 1.000 m mächtige Sandsteinfoolge (Untere Sandsteinfoolge), in deren oberen Teil meterdicke schwarze Tonschiefer-Bänke mit Pflanzenresten vorhanden sein können

(Schwarzschiefer-Folge). Das Mittelsiegen (1.900 - 2.100 m) wird in 3 Abschnitte gegliedert. Es beginnt unten mit Sandsteinen und Bänderschiefern (Untere Grauwacken-Folge). Im mittleren Teil treten vermehrt schwarze, pflanzenführende Tonschiefer auf (Schieferfolge), während der ca. 1.000 m mächtige obere Teil Bänderschiefer und Siltsteine (Rauhflaser-Schichten) führt. Das Obersiegen besitzt eine Mächtigkeit von ca. 2.300 bis 2.900 m und umfasst 4 Einheiten. Es beginnt mit überwiegend Tonschiefern mit nur wenigen Sandsteinen (Untere Dunkle Schichten), danach eine Wechselfolge von hellen Sandsteinen mit wenigen Siltsteinen und Tonschiefern (Kürrenberg-Sandstein). Darüber lagern wieder dunkle Tonschiefer (Obere Dunkle Schichten). Den Abschluss der Siegenstufe bilden 400 m mächtige helle quarzitisches Sandsteine mit Einschaltungen von Silt- und Tonschiefern (Saxler Schichten).

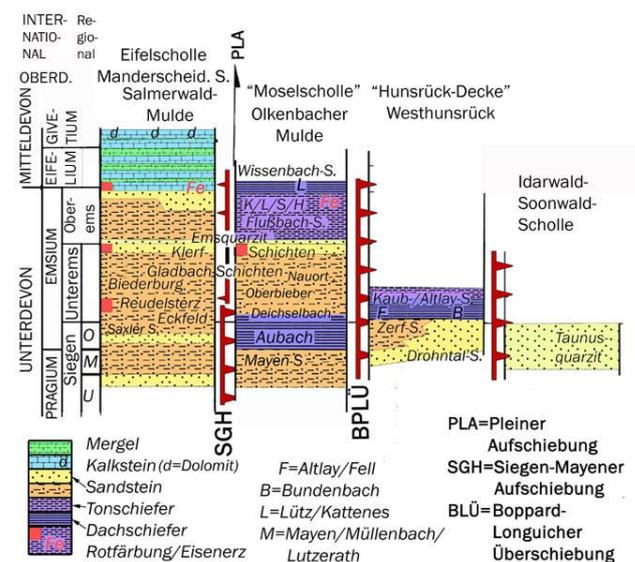


Fig. 3: Skizze zu den Faziesräumen des Devons im Exkursionsgebiet mit der internationalen stratigraphischen Gliederung (ganz links) und ansonsten regionalen Bezeichnungen (nach Wagner et al. 2012).

Südlich der Linie Mayen – Andernach liegen die Sedimente der Siegen-Stufe in einer deutlich feinkörnigeren Fazies (Silt- und Tonkorngröße) vor. Diese früher pauschal als „Hunsrückschiefer“ (heute Wied-Gruppe) bezeichneten Gesteinsfolgen bestehen zu einem großen Teil aus „homogenen“ bzw. „eintönigen“ Sedimentfolgen, die nur nach ihrem

jeweiligen Sandgehalt und nach dem Vorkommen von Dachschiefer-Horizonten lithologisch gegliedert werden können. Die Folge beginnt im Unter- und Mittelsiegen mit 1.000 m mächtigen Bänderschiefern und Sandsteinen ohne Dachschiefer-Einschaltungen (Mayenschichten). Die 550 m mächtigen Aubach-Schichten darüber (Obersiegen) enthalten die unteren Dachschiefer-Lager des inzwischen stillgelegten Bergwerks Katzenberg und im Hangenden einige Sandstein-Lagen. Die darauffolgenden 550 m mächtigen Deichselbach-Schichten (bereits Unterems) beginnen mit einem weiteren Dachschieferhorizont an deren Basis mit darüber anstehenden Tonschiefern mit wenigen Sandlagen. In den 1.000 m mächtigen Oberbieber- und den 2.500 m mächtigen Nauort-Schichten herrschen ebenfalls Tonschiefer vor (Wagner 2020). Auch in der Südeifel steht mit den Saxler-Schichten die Obersiegen-Stufe in sandiger Normalfazies an. Darüber folgen zunächst ca. 2.200 m überwiegend Sandsteine mit Silt- und Tonschiefer-Wechselagerung (Eckfeld, Reudelsterz- und Biederburg-Schichten, Unterems-Stufe). Danach stehen überwiegend wieder Tonschiefer mit wenigen Silt- und Tonschiefern an (Gladbach-Schichten). Dann folgen die 2.200 m mächtigen wieder eher sandigen Serien der Klerf-Schichten. Die Oberems-Stufe beginnt auch hier mit dem 20 m mächtigen Emsquarzit (auch Berlé-Quarzit). Darüber folgen der karbonatische Wetteldorf-Sandstein (25 m) und die Heisdorf-Schichten (12 m Kalkstein). Die Eifel-Stufe und damit das Mitteldevon beginnen bereits 2 m unterhalb der Hangengrenze der Heisdorf-Schichten. Darüber folgen dann in der Gerolsteiner Mulde eine ca. 400 m mächtige Abfolge von Kalk- und Mergelsteinen, z. T. sandig und/oder dolomitiert (Lauch-, Nohn-, Ahrdorf-, Junkerberg-, Freilingen- und Ahbach-Schichten). Oberhalb davon stehen ca. 160 m mächtige Abfolgen der Givet-Stufe mit überwiegend Kalksteinen mit wenigen Mergellagen (Lough und Cürten-Schichten) an. Den Abschluss bildet der 60 m mächtige Pelmer-Dolomit (sog. Mulden-dolomit). Die Gerolsteiner Mulde (GM in Fig.

1) ist hier nur ein Beispiel, denn in den insgesamt 10 Kalkmulden der Eifeler Nord-Südzone gibt es mehrere unterschiedliche Abfolgen mit abweichenden Formationsnamen, die häufig mit der Fossilführung definiert werden. Nur im Bereich der Prümer Kalkmulde (PM in Fig. 1) folgen im Hangenden noch Serien des Oberdevons. Der 180 m mächtige Schönecken-Dolomit gehört noch zum überwiegenden Teil der Givet-Stufe an. Darüber folgt die Frasnium-Stufe mit dem 30 m mächtigen Wallersheim-Dolomit und 50 m mächtigen Ooser Plattenkalken. Es schließen sich mergelige Tonschiefer in Form der Büdesheimer Goniatiten-Schiefer (30 m, noch Frasnium) und der Cypridinen-Schiefer (80 m, bereits Famennium-Stufe) an.

Eine Kollision von Kontinentalplatten (Laurussia im Norden, Mitteldeutsche Schwelle im Süden) führte im Oberkarbon zu einer von Süden nach Norden wandernden Deformation, was sich in den überwiegend Nordost-Südwest-streichenden bzw. überwiegend Nordwest-vergente Falten und Überschiebungen inklusive der Deckenüberschiebungen zeigt. Von Süden nach Norden entstand so die überschobene Hunsrück-Decke mit der Boppard-Longuicher-Überschiebung (BPLÜ in Fig. 1 und 2) als Basis. Nördlich davon folgten die Mosel-Mulde und ein Stapel von aufgeschobenen Schuppen ("Moselscholle" in Fig. 2). Basis dieser Großstruktur ist die Siegener Hauptaufschiebung (SGH in Fig. 1 und 2). Die letztgenannten beiden Strukturen werden im Westen durch NNE-SSW streichende Störungen (u. a. der Pleiner Aufschiebung PLA in Fig. 1 und 2), die in der Summe einer linkshändigen Blattverschiebung entsprechen (siehe Fig. 1) nach Süden versetzt. Diese von Kremb-Wagner et al. (2014) beschriebene Struktur galt lange als ungeklärt, da sie z. T. unter jüngeren Überdeckungen (z. B. Perm im Trier-Wittlicher Graben, T-W-G in Fig. 1) verborgen ist. Noch weiter westlich sind die jüngeren karbonatischen Ablagerungen in den sog. Eifelkalkmulden aufgeschlossen, die in einer ebenfalls NNE-SSW-streichenden Depression, der Eifeler Nord-Süd-Zone liegen (Fig. 1). Nach Norden folgen noch weitere Falten. In der

Unterkruste kann eine Basis-Überschiebung vermutet werden, die mit den großen Deckenüberschiebungen am Nordrand der Ardennen (Venn-Überschiebung) in Zusammenhang steht. Mit der Variskischen Orogenese erfolgt auch die teilweise Schieferung der Schichten und die sehr schwache Metamorphose.

3. Perm

Mit dem Variskischen Gebirge war ein Hochgebirge entstanden, so wie heute die Alpen. Es wurde im Laufe der Zeit abgetragen. Der von Flüssen verfrachtete Abtragungsschutt kam als meist rot gefärbte Festlandsedimente des Perms (daher Name: „Rotliegendes“) zur Ablagerung. Im Trier-Wittlicher Graben sind diese bis zu 1.200 m mächtig erhalten. Sie bestehen aus Konglomeraten (vormals Waderner Schichten), Sandsteinen (vormals Kreuznacher Schichten) sowie Silt- und Tonsteinen (sog. Rötelschiefer). Daneben gibt es auch rhyolithische Pyroklastika (Ignimbrit), die aus einem nahe gelegenen Schlot (Veldenzer Quarzporphyr) stammen. Stets (2004) parallelisiert die Abfolge mit der „Nahe-Subgruppe“ (Unterperm) im Saar-Nahe-Becken, die er in die 250 bis 370 m mächtige Ürzig-Formation mit Konglomeraten und Ignimbrit, die 320 bis 350 m mächtige Kinderbeuern-Formation mit Konglomeraten und Sandsteinen sowie die ca. 500 m mächtige Altrich-Formation mit Konglomeraten, Sand-, Silt- und Tonsteinen gliedert. Diese Formationen können dann noch in 11 Subformationen untergliedert werden (Fig. 4). Außerhalb des Trier-Wittlicher-Graben gibt es eine geringmächtigere Randfazies mit Sand-, Silt- und Tonsteinen.

4. Die Trias der Trier-Bitburger Mulde

Über den paläozoischen Perm-Schichten folgen über einer Erosionsdiskordanz mit Schichtlücke die mesozoischen Abfolgen der Trias. Sie liegen im Vergleich zur normalen Germanischen Trias zum überwiegenden Teil in einer Randfazies vor.

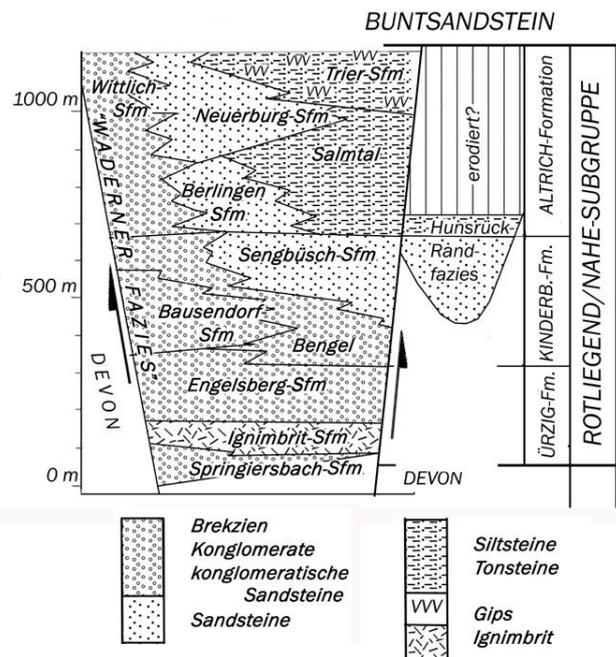


Fig. 4: Skizze zu den Formationen des Perms des Trier-Wittlicher Grabens (aus Wagner et al. 2012).

Der Untere Buntsandstein beginnt mit dem 8 bis 40 m mächtigen Basiskonglomerat su 1, gefolgt von den ca. 75 m mächtigen Pallien-Schichten (su 2), einem überwiegend geröllführenden, schräg- und kreuzgeschichteten orangefarbenen Sandstein. Die 120 m mächtigen, ähnlich gefärbten Burg-Ramstein-Schichten (sm, Mittlerer Buntsandstein) bestehen aus überwiegend parallel geschichteten Sandsteinen.

An der Basis und im oberen Teil sind jeweils mehrere Meter mächtige Felszonen, die aus härteren schräg geschichteten geröllführenden Sandsteinen bestehen. Als Abschluss des Mittleren Buntsandsteins ist oft eine violette Grenzzone ausgebildet. Sie bildet die Grenze zum Oberen Buntsandstein, der mit den ca. 80 m mächtigen Zwischenschichten (so 1) beginnt. Sie bestehen aus roten z. T. schräg geschichteten Sandsteinen mit mehreren violetten Horizonten. Der 20 bis 25 m mächtige Voltziensandstein (so 2) beginnt mit roten Sandsteinen der Werksteinzone und endet mit 5 bis 10 m Ton und Siltsteinen (Grenzletten). Der gesamte Buntsandstein wird als transgressiver Zyklus in ariden Verhältnissen angesehen, der mit initialer Grobschüttung (su 1) und einem „braided river“-System (verzweigter Fluss) (su 2)

beginnt, gefolgt von äolischen Wüstenablagerungen (Parallelschichtung) (sm) mit mäandrierenden Flüssen (Felszonen). Die violetten Horizonte im so 1 werden als Bodenbildungen gedeutet. Der Abschluss im so 2 bilden Delta- (Werksteinzone) und Watablagerungen (Grenzletten) in Zusammenhang mit dem vorrückenden Muschelkalkmeer.

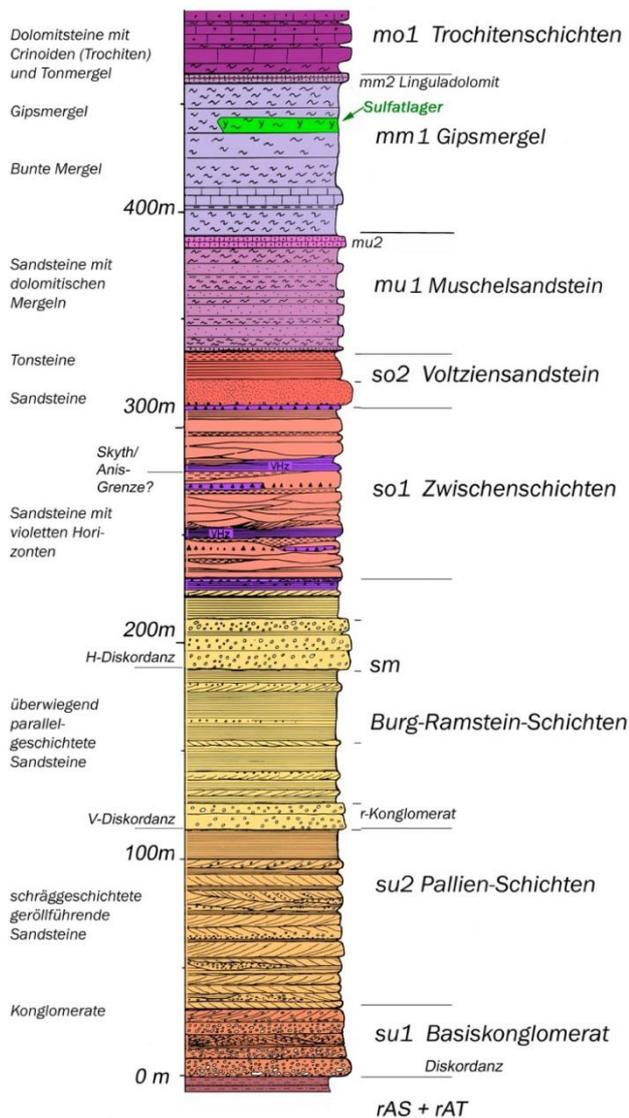


Fig. 5: Normalprofil der Trias bei Trier (aus Wagner et al. 2012).

Der Muschelkalk und z. T. auch der Keuper liegen im Trierer Raum d. h. nördlich der Siercker Schwelle (SS in Fig. 1; ungefähr am Grenzdreieck Frankreich, Luxemburg, Deutschland) in Randfazies vor. Statt Wellenkalk im Unteren Muschelkalk (mu) ist ein Muschelsandstein ausgebildet, statt Mergel und Kalkstein kommen im Mittleren und

Oberen Muschelkalk Dolomitmergel und Dolomitsteine vor. Der meist 40 m mächtige Muschelsandstein mu 1 besteht aus einer Wechselfolge von hell gelblichen Mergel- und Sandsteinen. Darüber folgen die Dolomitbankschichten mu 2 (früher Orbicularis-schichten) mit einer 9 bis 10 m mächtigen sandigen Dolomitbank. Darüber folgen die 60 bis über 100 m mächtigen Gipsmergel (mm1, Ralingen- Formation), die sich in eine untere Mergelregion mit grauen und roten bunten Mergeln und eine Sulfatregion mit vorwiegend grauen Mergeln mit einem 10 bis 12 m mächtigen Sulfatlager (überwiegend Anhydrit, oberflächennah auch Gips) teilen. Der Mittlere Muschelkalk endet mit dem 5 bis 7 m mächtigen meist feinkristallinen Linguladolomit mm 2 (Fig. 6).

Der Obere Muschelkalk beginnt mit den Trochitenschichten (mo1), einem grauen, meist mittelkristallinen Dolomit, in dem die namensgebenden Fossilien und andere Sedimentstrukturen wegen der Dolomitisierung nur noch rudimentär zu erkennen sind. Die Schichten teilen sich meist in 3 Trochitendolomit-Bänke, die jeweils durch Mergel getrennt werden. Die Ceratitenschichten mo 2 darüber bestehen aus einer 25 m mächtigen grau bis gelb gefärbten Tonmergel/ Dolomitstein-Wechselfolge. In der Nähe der Siercker Schwelle liegt der mo 2 in Trochitendolomit-Fazies vor. Unterer und Oberer Muschelkalk entstanden in einem Flachmeer, das über Wasserstraßen mit dem Weltmeer verbunden war (Liefergebiet im S). Nur im Mittleren Muschelkalk kam es zur zeitweisen Abriegelung und Bildung von Sulfaten. Die ursprünglichen kalkigen Ablagerungen wurden z. T. frühdiagenetisch (z. B. im Fall mm2), meist aber spätdiagenetisch (gesamter mo) dolomitisiert. Nördlich der Siercker Schwelle kam es wohl zur Vorkonzentration von Mg im Meereswasser.

Der Untere Keuper ku (Fig. 6 und 7) zeigt eine 5 bis 22 m mächtige, vorwiegend rot gefärbte Abfolge mit Mergeln, Dolomiten und Sandsteinen (sog. Lettenkohlsandstein). Mit dem Pseudomorphosenkeuper (km1P) beginnt der Mittlere Keuper (km) mit grauen, grünen, roten bis violetten Mergeln in denen auch dünne

Dolomit- und Sandsteinbänke und Gips-Lagen eingebettet sein können. Namensgebend sind die vorkommenden Steinsalzmarken. Die Mächtigkeit schwankt und ist an der Sauertal-Autobahnbrücke bis 60 m mächtig, um dann nördlich davon auf wenige Meter zurück zu gehen. Der oft grünlich gefärbte Schilfsandstein (km2S) fehlt oft ganz, kann aber bis 25 m mächtig werden.

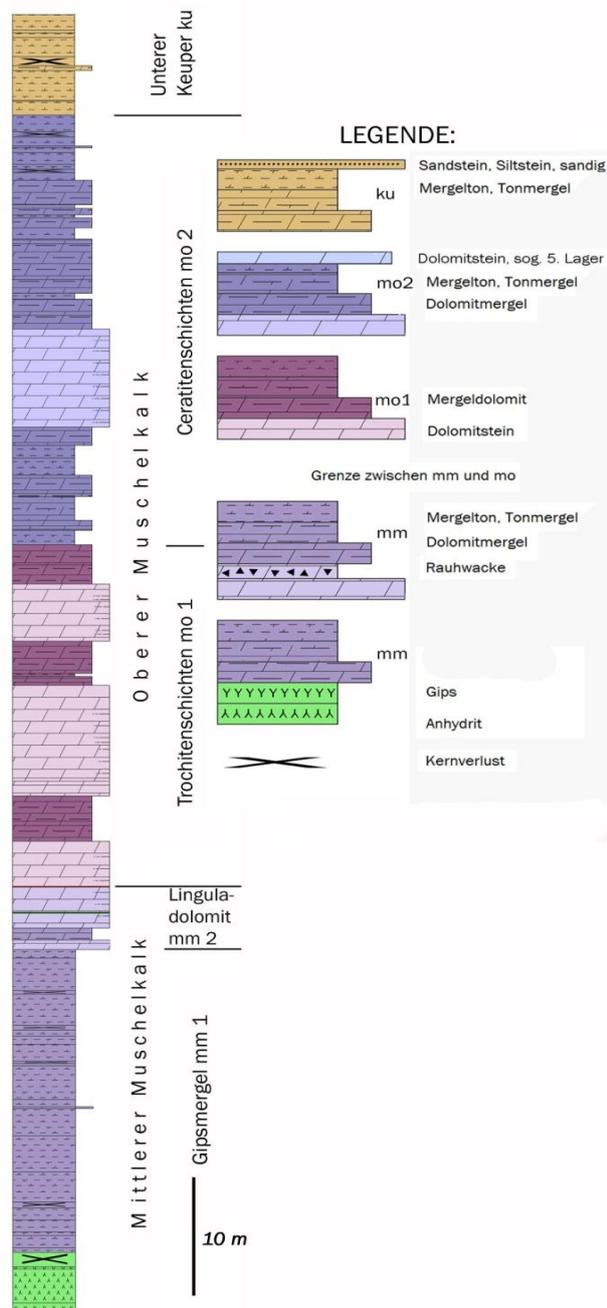


Fig. 6: Geologisches Profil vom mm 1 bis ku, Raum Wellen, mit Änderungen nach Wagner 2013.

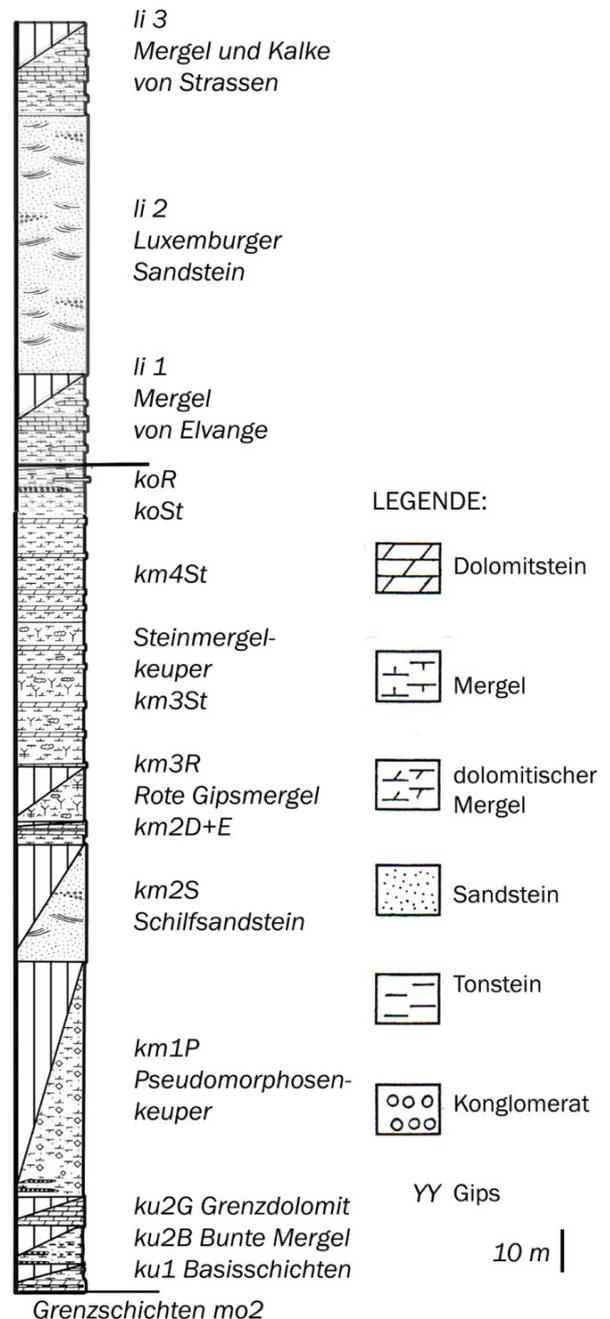


Fig. 7: Geologisches Profil Keuper und Lias der Trier-Bitburger Mulde nach Wagner et al. 2012.

Über einem 5 m mächtigen Horizont mit dunklen Mergeln, Sandstein und dichtem Dolomit (km3H, vormals km2D+E) folgen noch die bis zu 15 m mächtigen Roten Gipsmergel (km3R), die in Luxemburg sehr markant ausgeprägt sind und wegen Gips-Subrosion oft zu bautechnischen Problemen führen. Die darüber liegenden 50 bis 80 m mächtigen Steinmergel (km3St und km4St) zeigen überwiegend die typischen grau bis türkisfarbenen Mergel mit roten Flecken, die scherbigen unregelmäßig zerfallen. Weitere ca. 6 m der

Steinmergel gehören bereits in den Oberen Keuper (Rhätsteinmergel koSt). Es folgen darüber 2 bis 16 m helle Rhätsandsteine mit dunklen Mergellagen (sog. Blättermergel). Die obersten Meter des Keupers bestehen dann wieder aus rötlich-bläulich geflammt Mergeln (Levallois-Schichten). Infolge einer Absenkung des Meeresspiegels entstand das abflusslose Keuper-Becken mit überwiegend brackisch- limnischen Ablagerungen. Es gab nur wenige marine Vorstöße wie z. B. den Schilfsandstein oder den Rhätsandstein. Im Keuper änderte sich die Schüttungsrichtung (jetzt Liefergebiet im N).

5. Jura in der Trier-Bitburger Mulde und in Luxemburg

Auch die Transgression des Jurameeres (Beginn bereits im Rhät) erfolgte von Norden her. Insbesondere im Lias können eine sandige Randfazies (Luxemburger Fazies) von der normalen Liasfazies (Schwarzer Jura Lothringer Fazies) unterschieden werden (vgl. Stratigraphische Tabelle in Fig. 9 Exk. B-02). Die Folge beginnt mit den dunklen Mergeln von Elvange (li 1, vormals Pylonoten-Schichten, Hettangium-Stufe). Darüber liegt im Sauerthal bis Luxemburg-Stadt der Luxemburger Sandstein, li 2, eine 0 bis 110 m mächtige Wechselfolge von gelblichem Sandsteinen und weißlichem Kalksandsteinen (Fein- bis Mittelsandstein) (li2, Hettangium bis Sinemurium). Er ist morphologisch ein typischer Stufenbildner wie z. B. das Ferschweiler Plateau oder der Bockfelsen von Luxemburg-Stadt. Darüber liegen die 10 bis 25 m mächtige Kalke und Mergel von Strassen in Lothringer Fazies (Sinemurium). Der Mittlere Lias (Im Sinemurium bis Pliensbachium) ist in Luxemburg 105-160 m mächtig (alle Angaben nach <http://www.geologie.lu/index.php/guide-geologique/accueil>, 24.07.2020) und beginnt mit dem 4 bis 15 m mächtigen, grün-grau und rotbraunen Ockerkalk (Im1). Darüber folgen eine 100 bis 140 m mächtige Mergelserie (Blättermergel und Spinatus-Schichten, Im 2, Im 3, Pliensbachium). Der Obere Lias besteht ebenfalls überwiegend aus 100 bis 170 m mächtigen dunklen Mergeln (lo 1 Falciferen-, lo 2 Bifrons-, lo 3 Voltzi-Mergel-, lo4 Striatulus-

und lo 5 Fallaciosus-Schichten; Toarcium) mit nur wenigen Kalk- und Sandsteinbänkchen. Der untere Teil der Serie ist häufig kerogenhaltig (Bitumen- bzw. Öl-Schiefer). Im Südwesten Luxemburgs steht der Übergang vom Oberen Lias zum Unteren Dogger (lo 6 und 7, dou; Toarcium bis Aalenium) als sedimentäre Eisenerze in Minette-Fazies vor, d. h. einer 50 bis 70 m mächtige Wechselfolge von schillführenden eisenooideichen Lagen (Limonit) (Lagerfazies) und flasergeschichteten mergeligen Sandsteinen (Zwischenmittelfazies). Der Eisengehalt liegt um 30 %. Siehl & Thein (1978) erklären die Genese der Minette so: Die Eisenooide sind in Latosolen (Plinthosolen) auf dem (nördlich gelegenen) Festland entstanden, dann erodiert und ins Meer verfrachtet worden. Dort wurden die Erzkörner mehrfach umgelagert, sortiert und schließlich als marine Seife konzentriert. Der Mittlere Dogger (Bajocium) in Luxemburg beginnt mit 10 m mächtigen Glimmermergeln, dem darüber 62 bis 80 m mächtige Kalksteine mit z. T. sandigen Mergel bis hin zu Riffkörpern folgen (dom 2 bis 4, Kalke von Ottange, - von Haut-Pont und - von Audun-le-Tiche). Mit diesen Schichten enden die im Exkursionsraum noch erhaltenen mesozoischen Sediment-Ablagerungen. Die ungefalteten Abfolgen wurden durch eine Bruchtektonik in Gräben und Horste zerlegt, die teilweise synsedimentär angelegt war, z. T. aber auch bis heute anhält. Dabei ergibt sich auch eine „Stockwerkstektonik“, wobei die Bruchverformung in kompetenten Serien im „Unteren Stockwerk“, z. B. im Buntsandstein, durch die „Abpufferung“ in inkompetenten Schichten wie z.B. dem Gipsmergel mm1 oder (km) zu Flexuren werden oder ganz verschwinden.

6. Tertiär

Die Reliktablagerungen beginnen mit einem, soweit erhalten, wenige Meter mächtigen Basiston (Fig. 8). Löhnertz et al. (2011) definieren ihn als oft lehmige, z. T. leicht sandige, kaolinitreiche Tone, die kantige Quarzbruchstücke führen und mesozoische und paläozoische Gesteine überlagern. Dies ist häufig auch mit autochthonen Bodenbildungen

bzw. Vergrauungszonen verbunden. Der Basiston liegt unter anderen Tertiärablagerungen, ist aber ansonsten bislang nicht datiert. Im tertiären Eckfeldmaar bei Manderscheid ist die limnische Sedimentfüllung als bituminöse Laminiten (Ölschiefer) erhalten geblieben und enthält ähnlich gut erhaltene Fossilien wie Messel. Es konnte auf 44,3 Mio. +/- 0,4 J., d. h. ins Eozän datiert werden.

Auch die Arenrather Schotter (teol) am Ost- rand der Trier-Bitburger Mulde (Relikt- vorkommen von der Mosel bis nach Manderscheid) dürften eozänes Alter haben. Es handelt sich um mindestens 15 m mächtige fluviatil entstandene Quarzkiese und weiße Sande. Sie werden als Subfazies der Vallendar-Schotter-Fazies angesehen. Westlich des Arenrather Vorkommen haben sich über den Gesteinen der Trias aber auch über den Arenrather Schottern die Tone von Binsfeld, Herforst und Speicher (teo) erhalten. Sie sind daher jünger und reichen bis ins Obereozän. Bei Binsfeld sind mindestens 5 m mächtige weiße Tone aufgeschlossen, darunter liegen noch bis maximal 20 m abweichend gefärbte Sande, Silte und Tone. Südlich von Bitburg bei Idenheim sind auf +/- 380 m Höhe fossilführende Hornsteine (Süßwasser- quartzite) zu finden, die als umgewandelte Kalksteine mit den Maifeld-Schichten im Neu- wieder Becken parallelisiert und in das Mittel- oligozän (Rupelium) gestellt werden können (tmol). Tertiäre marine Mikrofossilien aus den quartären Maarsedimenten (sog. „Geister- fauna“) des Meerfelder Maars belegen einen Meeresvorstoß im Obermitteloligozän – Ober- oligozän. Inzwischen ist dieser auch für im Kiesvorkommen in Rödel- hausen /Hunsrück nachgewiesen worden. Weitere nur schwer datierbare Tertiärbildungen sind Höhenlehme, Bodenbildungen (z. B. Graulehme), Schlotten- und Spaltenfüllungen und Mardellen. Die jüngsten Schichten des Tertiärs bilden die Miopliozäne Kieseloolith-Formation (KioT in Fig. 10) und zeigen als fluviative Terrassen die beginnende Hebung des Rheinischen Schiefergebirges an. Die Grenze Tertiär/ Quartär kann mit Hilfe der Schwermineral- analyse, insbesondere der Führung von

Minetteoide ab den ältesten pleistozänen Terrassen bestimmt werden (Fig. 9).

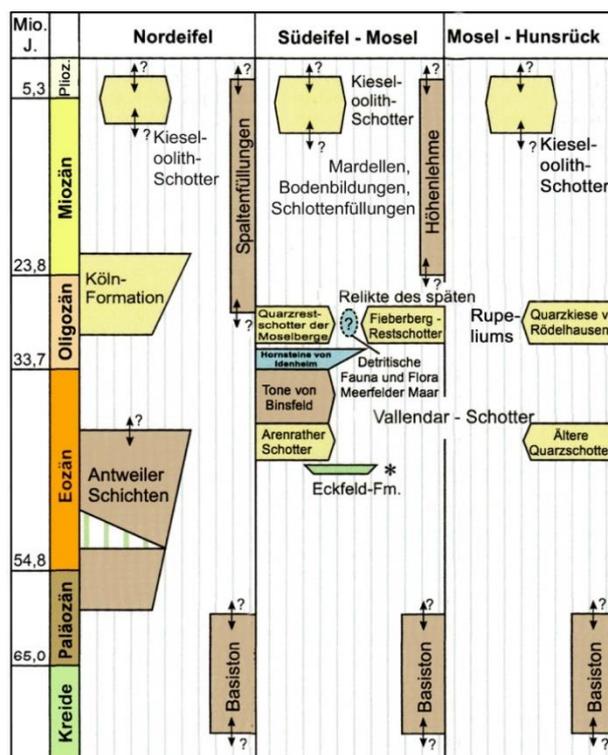


Fig. 8: Tertiär-Ablagerungen im Exkursionsraum aus Wagner et al. 2012.

GLOBALE STRATIGRAPHISCHE EINHEIT		Zeit Mill.J.	Regionale stratigraphische Einheit	Terrassen
PERIODE/SYSTEM	EPOCHE/SERIE	STUFE		Minetteoide
QUARTÄR	HOLOZÄN ≈ 0,012	TARANTIUM	Subatlantikum	Nieder-terrassen
			Holozän-Subboreal, Warmzeit, Boreal, Präboreal	
	PLEISTOZÄN ≈ 2,58	IONIUM	Weichsel-Kaltzeit	Mittel-terrassen
			Eem-Warmzeit, Saale-Kaltzeit	
		KALABRIUM	Holstein-Warmzeit, Elster-Kaltzeit, Cromer-Komplex	Haupt-terrassen
			Bavelium-Komplex, Menapium-Komplex, Waaliium-Komplex, Eburonium-Komplex	
	GELASIUM	TARANTIUM	Tiglium-Komplex	Höhen-terrassen
			Prätiglium-Komplex	
	PLIOZÄN			Kieseloolithterrassen

Fig. 9: Terrassen-Gliederung im Exkursionsraum (mit Änderungen nach Wagner et al. 2012 und http://www.stratigraphie.de/std/Bilder/5_2.pdf, 03. 08. 2020).

7. Quartär

Das Exkursionsgebiet war zu keiner Zeit vergletschert. Die Flüsse, insbesondere der Rhein und die Mosel und ihre Nebenflüsse,

haben mit ihren tiefen Tälern die heutige Landschaft geprägt. Schon auf dem ersten Blick sind die Terrassen als Verebnungsniveaus zu erkennen. Das gesamte Rheinische Schiefergebirge - und so auch die Eifel - haben sich seit dem späten Tertiär (Pliozän) gehoben (Fig. 8 und 9).

Dabei hat sich jeweils eine Terrassentreppe gebildet, die von oben nach unten von den Höhenterrassen (HöT in Fig. 10) über die Hauptterrassen und die Mittelterrassen bis zu den Niederterrassen immer jünger werden (Fig. 10). Zur Höhen- und Hauptterrassenzeit bildeten Rhein und Mosel noch sehr weite Täler aus (Plateautäler) (Fig. 10), bevor sie sich zur Mittel- und Niederterrassenzeit in ein steiles Tal eingeschnitten haben (Engtal). Offensichtlich kam es damals zu einer stärkeren Gebirgshebung. Neben der Hebung der zentralen Eifel macht sich die Senkung des Neuwieder Beckens bemerkbar. Deshalb unterscheidet man bei der Mosel die Mittelmoselscholle mit dem Plateautal (Nähe Cochem) bei 250 bis 300 m über N. N. von der Untermoselscholle, bei der diese Ebene mit 200 bis 250 m deutlich tiefer liegt.

Die Grenzzone zwischen beiden Schollen liegt im Bereich des Elztales, einer morphologisch deutlich sichtbaren jungen Verwerfungszone. Früher galt die Vorstellung, dass die Terrassen die verschiedenen Kaltzeiten abbilden, bei der die Flüsse vermehrt Material abgelagert und damit Terrassen gebildet haben, während es während der Warmzeiten zur Eintiefung gekommen ist. Heute weiß man, dass es um ein wesentlich komplizierteres Zusammenspiel von Gebirgshebung und einer unterschiedlichen Wasserführung der Flüsse in verschiedenen Kaltzeitphasen und damit verbundenen Meeresspiegelschwankungen handelt. Die Terrassensedimente, soweit sie nicht erodiert sind, bestehen aus Sand und Kies mit Geröll aus dem jeweiligen Einzugsbereich, der im Falle der Mosel bis zu den Vogesen reicht. Als Gerölle bleiben verwitterungsharte Gesteine wie Hornsteine, Quarzite bis zuletzt Gang-/Milchquarz erhalten. Die Sedimente verwittern auch nach der Ablagerung weiter, so dass zum Schluss Milchquarzgerölle überwiegen. So nimmt der Milchquarz-anteil von

den Nieder- über die Mittel- und Hauptterrassen bis zu den Höhenterrassen ständig zu. Moselterrassen sind bei großzügigen Mäanderbildungen zur Mittelterrassen-Zeit im Bereich der Salm und der Lieser auch in der Wittlicher Senke abgelagert worden. Neben und über den Terrassen kommen auch Löss, lössartige Gesteine und Lehme vor, die größtenteils der letzten Kaltzeit zugeordnet werden, obwohl eine wissenschaftliche Bearbeitung oft fehlt. Viele dieser Bildungen sind Minetteooidführend, was für eine nur lokale äolische Umlagerung z.B. aus pleistozänen Terrassen spricht. Den Lössen fehlt auch häufig der Karbonatgehalt.

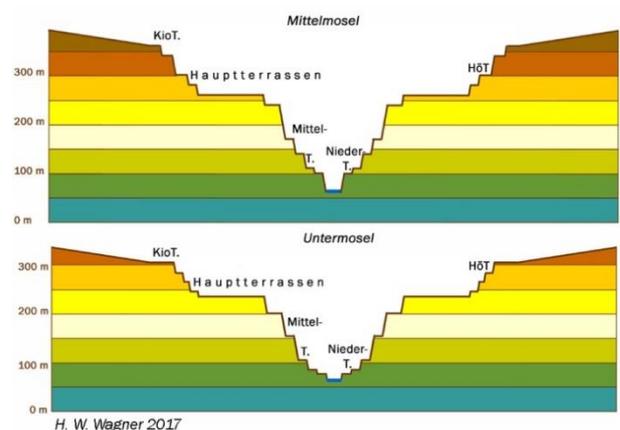


Fig. 10: Terrassen-Niveaus auf der Mittel- und Untermoselscholle (weitere Erläuterungen im Text).

Die Eifel ist bekannt für ihre Krater- oder Maarseen. Als Ansammlungen von Grund- und Niederschlagswasser bilden sie eine jahreszeitliche Schichtung, mit der man erstaunlich exakt eine Datierung vornehmen und die Klimageschichte rekonstruieren kann. Sie spielen in der Forschung inzwischen eine ähnlich wichtige Rolle wie die Eiskerne in Grönland. Es gibt insgesamt 12 Maarseen (z. B. Ulmener Maar, Meerfelder Maar, Dauner Maare). Wenn diese Seen verlanden, bilden sie Moore. Ein verlandetes Maar nennt man Trockenmaar, davon sind weitere 63 nachgewiesen worden (<https://www.geopark-vulkaneifel.de/geologie/fragen-und-antworten.html>; aufgerufen 30.07.2020).

8. Eifelvulkanismus

Der Unterkreide-Vulkan bei Wittlich (Neuerburger Kopf) ist mit 108 Mio. J. der älteste und das Ulmener Maar mit nur 11.000 Jahren der jüngste bekannte Vulkan der Eifel. Der geologisch gesehen kurze Zeitraum zeigt, dass der Vulkanismus in diesem Sinne noch nicht erloschen ist. Das tertiäre Vulkanfeld (Eozän bis Oligozän) besteht aus 409 Vulkanen, mit dem Zentrum in der Hocheifel (LGB 2005). Es handelt sich dabei zu 60% um Nephelin-Basanite, daneben u. a. (Alkali) Olivinbasalte Nephelinite. Durch jüngere Erosion sind die meisten Vulkanbauten inzwischen abgetragen. Von der belgischen Grenze bei Ormont bis Bad Bertrich in der Nähe der Mosel erstreckt sich das quartäre Westeifel-Vulkanfeld mit 270 Vulkanen mit fast ausschließlich ultrabasischen Magmen (Basalte und Foidite) (LGB 2005). Die häufigste Vulkanform sind Schlackenkegel, daneben auch Maare und Mischformen von beiden (Fig. 11).

Fall 1: Trifft Magma auf eine hydraulisch aktive tektonische Schwächezone, dann kommt es zu phreatomagmatischen Eruptionen und dem Einbruch eines Maares. Während den gesamten Eruptionen besteht ein kontinuierlicher Grundwasserzufluss. Der Vulkanwall besteht oft aus ausgeworfenem Nebengestein.

Fall 2: Bei geringeren Volumina an Grundwasser kommt es beim Magma-Grundwasserkontakt zu ersten phreatomagmatischen Eruptionen sowie dem Einbruch eines initialen Maares. Nachdem die Grundwassermenge in den ersten Eruptionen verbraucht wurde, kann das weiter aufsteigende Magma in Lavafontänen gefördert werden und einen Schlackenkegel mit initialem Maar bilden.

Fall 3: Wenn eine hydraulisch inaktive Schwächezone vorliegt bzw. durch den Magmenaufstieg eine Bruchzone neu angelegt wird, gelangt das Magma unbeeinflusst an die Erdoberfläche und bildet einen Schlackenkegel.

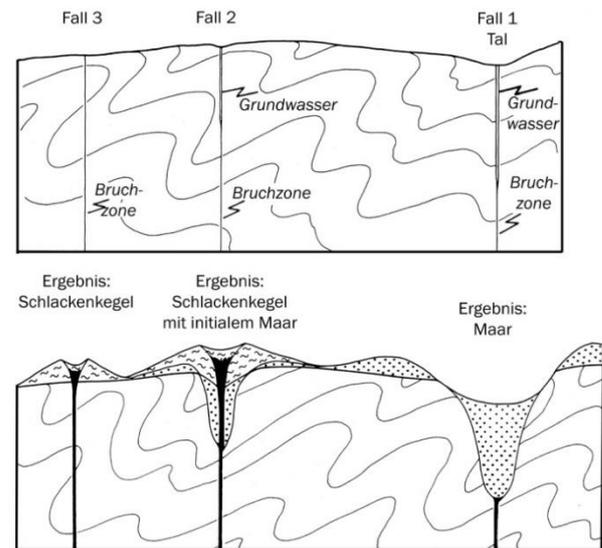


Fig. 11: Schematische Darstellung der Entstehung der Westeifel-Vulkane (aus Wagner et al. 2012; Erklärung im Text).

Im quartären Osteifel-Vulkanfeld gibt es ca. 100 Vulkane. Ihre Formen gehen aber über die in der Westeifel vorhandenen hinaus: Hier entstanden auch umfangreiche Lavaströme (z. B. bei Mayen und Mendig), neben basischen auch intermediäre, phonolithische Magmen in größeren Vulkanen (Wehrer Kessel, Riedener Kessel). Der jüngste Vulkan der Osteifel ist der Laacher See, der vor 12.900 ausgebrochen ist und phonolithisches Magma förderte, das durch Entgasung zu einem dreifach höheren fast 20 Kubikkilometer Bimsvolumen aufschäumte (LGB 2005). Der Laacher See wurde lange als größtes Maar der Eifel angesehen, dürfte aber dafür zu groß sein. Ob es sich um eine Caldera handelt (wie in Fig. 2 dargestellt), ist noch in der Diskussion.

9. Stein und Wein

An Reblagen und Weinbergen sind rund um Trier viele wichtige geologische Aufschlüsse zu finden. Sowohl unter Geologen als auch unter Laien geht die Meinung, wie wichtig das Gestein für den Weingeschmack ist, stark auseinander. Andererseits gilt an Rhein und Mosel die Regel, dass Rhein- und Moselriesling nur auf Devonschiefer seinen wirklich typischen Geschmack entwickelt. Dafür

herrscht der seit der Römerzeit bekannte Elbling auf den Muschelkalkstandorten der Sauer und der Obermosel vor, wo wiederum Riesling kaum zu finden ist. Sittler (1995) sieht einen Zusammenhang zwischen Mineralbestand der Böden bzw. Gesteinen und der Mineralität und den Aromen des Weines, die er in einem Dreieckdiagramm darstellt (Fig. 12). Die drei Eckpunkte Sand, Ton und Kalk entsprechen dabei den extremen Geschmacksmerkmalen. Im Zentrum des Diagramms liegen dagegen die ausgewogeneren Geschmacksmuster. Unser Geschmackssinn verrät uns folglich nicht nur die Rebsorten-typischen Aromen, sondern er ermöglicht uns auch Aussagen darüber, ob z. B. ein Riesling eher fein spritzig-lebendig oder ein Elbling typisch trocken und geschmeidig ist. Allgemein steigt die Qualität der Weine mit dem Alter der Reben (Zurru 2010). Dabei spielt die Durchwurzelung des Rebstocks eine wichtige Rolle, die an Steillagen beim Riesling bis zu 15 m tief sein kann.

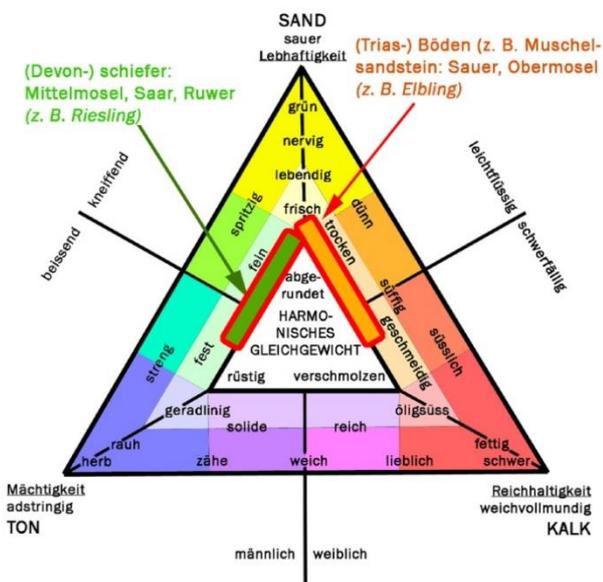


Fig. 12: Zusammenhang zwischen Weißwein-Geschmack und -Aroma nach Sittler 1995 mit zwei Beispielen aus der Region (aus Wagner et al. 2012).

Wagner et al. (2012) empfehlen: "dies ... in angenehmen Praxistests zu überprüfen."

Literatur

- Kremb-Wagner, F., Wagner, H. W. & Negendank, J. F. W. (2014): Zur Struktur der Trier-Bitburger Mulde, der Fortsetzung des Trier-Wittlicher Rotliegend-Grabens und weiterer Strukturen. [To the structure of the Trier-Bitburg Syncline, the continuation of the Trier-Wittlich Rotliegend Graben and other structures.]. Z. Dt. Ges. Geowiss. (German J. Geosci.) 165 (3): 367–372, 3 Fig. Stuttgart.
- LGB (2005): Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (Hrsg.): Geologie von Rheinland-Pfalz. Schweizerbart: 400 S; Stuttgart.
- Löhnertz, W., Lutz, H. & Kauffuß, U. (2011): Eifel – Mosel – Hunsrück. In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IX. Tertiär, Teil 1. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Heft 75: 376-415; Hannover.
- Siehl, A., Thein, J. (1978): Geochemische Trends in der Minette (Jura, Luxemburg/Lothringen). Geol Rundsch 67: 1052–1077.
- Sittler, C. (1995): Wein auf Stein oder vom Stein zum Wein. Beziehungen von Rebsorte zu Gesteinslage und Wein-Eigenart im Gebiet Barr-Andlau (Elsass, Frankreich). Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. N.F. 77: 223–240; Stuttgart.
- Stets, J. (2004a): Geologische Karte der Wittlicher Rotliegend-Senke 1:50.000. Erläuterungen: 82 S.; Landesamt für Geologie und Bergbau, Mainz.
- Wagner, H. W. (1983): Geologie. Mitt. Deutsche Bodenkundl. Gesellsch., 37: 90-122.
- Wagner, H. W. (2013): Die Wellener Lagerstätte – Ausführliche Beschreibung der Geologie und Lagerstättenkunde des Bergwerks Wellen und Umgebung, insbesondere der Exploration der Erweiterungsfelder I und II, Oberer Muschelkalk, Trier-Bitburger Mulde. Unveröff. Gutachten: 205 S.
- Wagner, H. W. (2020): Geologie und Bauwürdigkeit des Moselschiefer der

Osteifel. Report: 52 S. (noch unveröffentlicht).

Wagner, H. W., Kremb-Wagner, F., Koziol, M. & Negendank, J. F. W. (2012): Trier und Umgebung.- Sammlung Geologischer Führer, Band 60, 3. Auflage: 396 S., 1 Kartenbeilage, Stuttgart (Bornträger).

Zurru, M. (2010): Wie schmeckt das Terroir? J. Terroirwein und Biodiversität, 2010, ISSN 1663-0521, (www.ithaka-journal.net/wie-schmeckt-das-terroir#_edn1), Delinat Institut für Ökologie und Klimafarming (DIOK); Arbaz/ Schweiz.

<http://www.geologie.lu/index.php/guide-geologique/accueil>, aufgerufen 24. 07. 2020.

<https://www.geopark-vulkaneifel.de/geologie/fragen-und-antworten.html>.; aufgerufen 30. 07. 2020.

http://www.stratigraphie.de/std/Bilder/5_2.pdf; aufgerufen 03. 08. 2020.

1.5. Böden

Raimund Schneider¹, Christoph Emmerling¹, Marcel Lorenz¹, Malte Ortner¹, Sören Thiele-Bruhn¹

¹ Fach Bodenkunde, Fachbereich VI Raum- und Umweltwissenschaften, Universität Trier, Behringstraße 21, 54296 Trier

Gewidmet Prof. Dr. Dietmar Schröder, dem ersten Lehrstuhlinhaber für Bodenkunde an der Universität Trier (1981-2005).

1. Einleitung

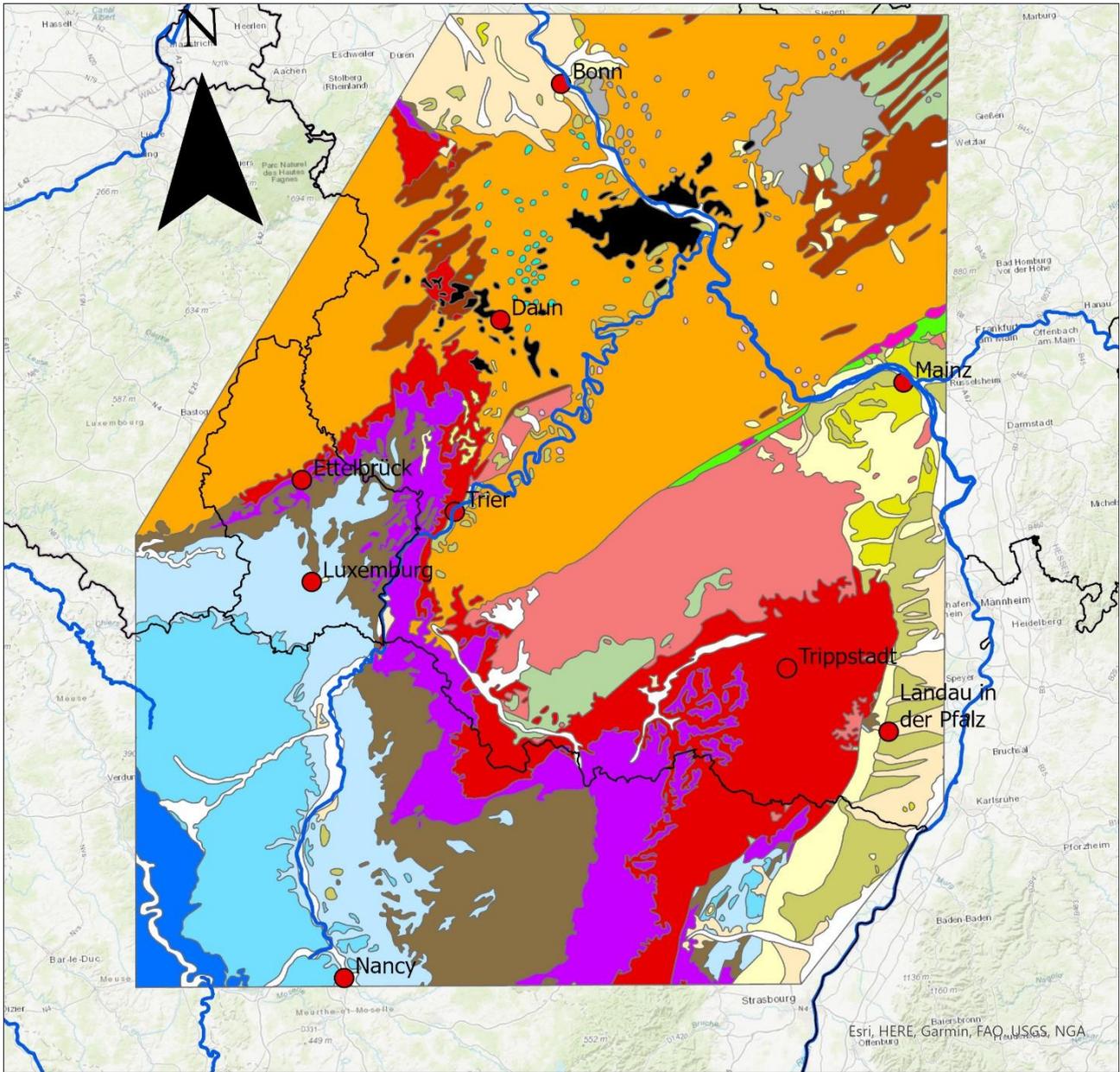
Der Landschaftsraum, der durch eine Vielzahl von Exkursionen anlässlich der Jahrestagung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 2022 in Trier abgedeckt wird, erstreckt sich von Lothringen im Süden (Nancy), über Luxemburg im Westen, Bonn im Norden bis nach Rheinhessen und den Oberrheingraben im Osten (siehe Fig. 1, S. V). Als Großlandschaften sind damit u.a. Ausläufer des Pariser Beckens, die Trier-Bitburger Bucht, die Eifel, der Hunsrück, Rheinhessen und der Oberrheingraben einbezogen. Dies schließt eine enorme Vielfalt an geologischen Ausgangsgesteinen bzw. –substraten unterschiedlichster Epochen – vom Devon bis ins Holozän – ein (Fig. 1) (Benda 1995, LGB-RLP 2005, 2010, Meyer 2013, Wagner et al. 2012). Die vielfältigen Gesteine und Ablagerungen dienen als Basis für die Entwicklung verschiedenster Böden unter Einbeziehung weiterer bodenbildender Faktoren, wie Morphologie/Relief, Klima, Vegetation, Zeit und Mensch. Aus der unterschiedlichen Kombination der vorgenannten Bodenbildungsfaktoren resultiert ein breites Spektrum verschiedenster Böden im Exkursionsraum (Fig. 2 & Fig. 3) (BGR 2016, European Soil Bureau Network 2005, LGB-RLP 2010, Marx u. Flammang 2018, Ministère de l’Agriculture et de la Viticulture Luxembourg 1969).

Während im Hunsrück und weiten Teilen der Eifel Festgesteine aus den Erdzeitaltern von Devon bis Jura (417-240 Mio. Jahre vor heute) dominieren, sind nördlich von Trier im sogenannten Bitburger Gutland, großflächige Ablagerungen von sandigem und kiesigem

Material des Tertiär (Arenrather Fazies, Oligozän) anzutreffen. Diese werden bis heute in großem Umfang als Baustoff für die Region gewonnen. Andererseits finden sich lehmig-tonige Substrate (Binsfelder/Speicherer Fazies, Eozän), wovon die Tone seit römischer Zeit im Eifelort Speicher und Umgebung für die Herstellung von Keramiken genutzt wurden, wie umfangreiche Funde z.B. der Reste mehrerer römischer Töpferöfen belegen (Plein Hrsg. o.J.). Im Mainzer Becken wurden im Tertiär mächtige fluviale bis marine Sedimentfolgen abgelagert, die in das ältere sogenannte „Mergeltertiär“ (Eozän-Oligozän) und das jüngere „Kalktertiär“ (Oberoligozän-Untermiozän) unterteilt werden (LGB-RL 2005).

Überlagert werden die Ausgangsgesteine großflächig von mittelgebirgstypischen, pleistozänen, periglaziären Lagen aus nicht umgelagerten Verwitterungsdecken, Fließerden und Resten von Lösslehmdecken. Verbreitet ist die Abfolge einer rund 50 cm mächtigen, meist lösslehmhaltigen Hauptlage über einer Basislage anzutreffen. Handelt es sich bei der Basislage z.B. um nicht umgelagerten Verwitterungsschutt, sind die Unterböden gut wasserdurchlässig. Solifluidal umgelagerte, feinerdereiche Fließerden hingegen sind häufig verdichtet und relativ wasserundurchlässig.

Die Lagen bilden verbreitet das Ausgangsmaterial für die Bodenbildung und oft mehrschichtige Profile (Mückenhausen 1978). Exponierte Lagen waren im Pleistozän einem starken Abtrag unterlegen, der zur Profilverkürzung und Verjüngung geführt hat.



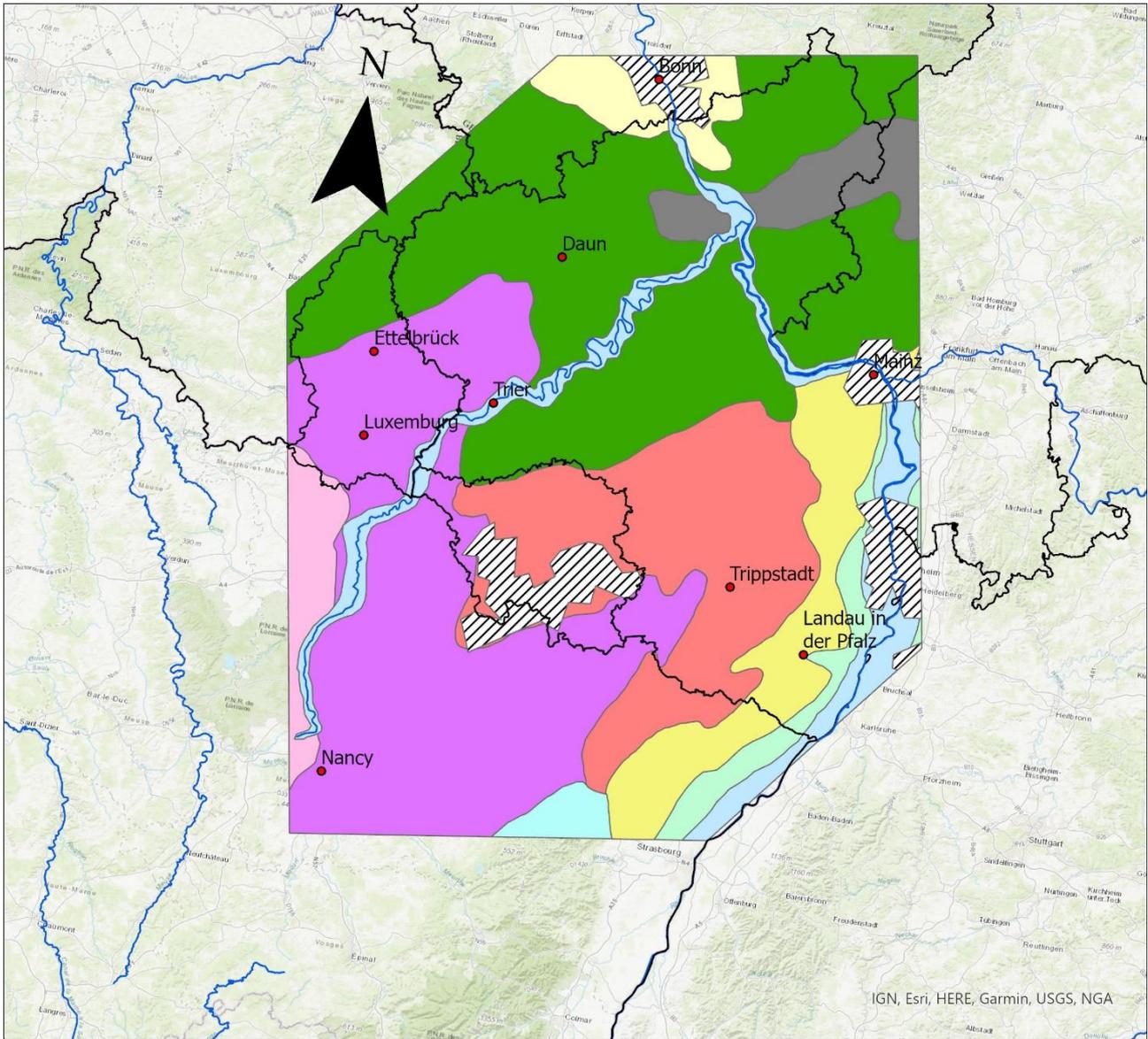
Quelle: BRGM InfoTerre, aus Carte géologique métropolitaine à 1/1 000 000

Ortner, Universität Trier - Bodenkunde
Januar 2021

Legende

■ Kambrium, Ordovizium	■ Keuper	■ tertiärer Vulkanismus des Westerwaldes
■ Silur	■ Unteres Jura	■ tertiärer Vulkanismus der Eifel
■ Unterdevon	■ Mittleres Jura	■ Pliozän/Pleistozän
■ Ober-/Mitteldevon	■ Oberes Jura	■ Pleistozän
■ Karbon	■ Oberkreide	■ quartärer Vulkanismus der Eifel
■ Perm	■ Eozän	■ Holozän
■ Buntsandstein	■ Oligozän	
■ Muschelkalk	■ Miozän	

Fig. 1: Geologische Übersichtskarte der Großregion nach stratigraphischen Einheiten

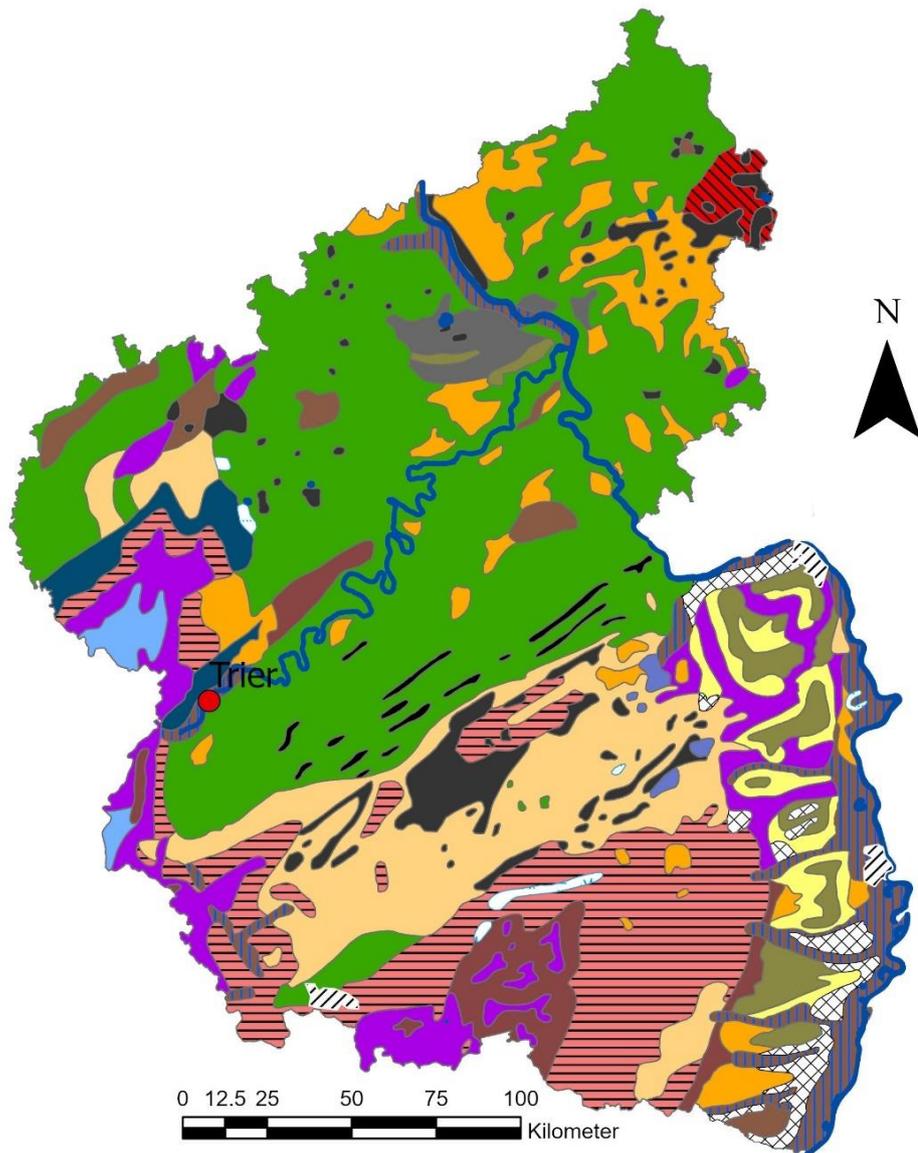


Legende

	Anthrosols		Eutric Fluvisols, Chromic Luvisols
	Calcaric, Eutric and Vertic Cambisols, Rendzic Leptosols		Fluvisols
	Dystric Cambisols		Haplic Luvisols, Hapli Albeluvisols
	Dystric Cambisols, Haplic Podzols		Rendzic Leptosols
	Dystric and Eutric Cambisols		Vertic and Gleyic Cambisols, Gleyic Luvisols
	Eutric Cambisols, Haplic Luvisols		

Bodenlandschaften der Großregion basierend auf "Soil Regions of the European Union and Adjacent Countries 1: 5 000 000".
Malte Ortner, Januar 2021, Universität Trier - Bodenkunde

Fig. 2: Bodenlandschaften der Großregion



Legende

- Auenboden / Gley aus sandigen bis tonigen Auensedimenten
- Braunerde / Podsol-Braunerden aus Tonschiefer, Grauwacken, Sandsteinen, Quarzit
- Braunerde / Podsol-Braunerde / Rendzina / Parabraunerde im engräumigen Wechsel aus Tonschiefer, Grauwacke, Kalkgestein sowie Lösslehm
- Braunerde / Podsol-Braunerden aus Schluff-, Sand- und Tonsteinen
- Braunerde / Pseudogley aus basaltgrushaltigem Lösslehm
- Braunerde aus Mergelgesteinen und kalkhaltigen Schottern
- Braunerde aus basenreichen Tuffen
- Braunerde aus basischen und intermediären magmatischen Gesteinen
- Braunerde aus sauren magmatischen und metamorphen Gesteinen
- Parabraunerde / Fahlerde / Pseudogley aus Löss oder Lösslehm über verschiedenen Gesteinen
- Pararendzina aus Löss im Wechsel mit Rendzina aus Mergel- und Kalkstein
- Pelosol-Braunerde / Pelosol-Pseudogley aus Verwitterungsprodukten von Mergel- und Tongesteinen
- Podsol-Baunerde aus sandigen Terrassenablagerungen
- Podsolige Braunerde aus basenarmen quarzitischen Sandsteinen und Konglomeraten
- Podsolige Braunerde aus lösshaltigen Deckschichten über Sandstein und Quarzit
- Pseudogley aus Geschiebedecksand über Geschiebelehm
- Rendzina / Braunerde / Pararendzina / Terra fusca (reliktisch/fossil) / Parabraunerde aus carbonatischen Fest- und Lockergesteinen
- Tschernosem-Parabraunerde / Parabraunerde-Tschernosem aus Löss oder Lösslehm
- Moorböden
- Gewässer
- Versiegelte Flächen in größeren Städten

Bodeneinheiten in Rheinland-Pfalz und dem Saarland basierend auf Bodenübersichtskarte 1 : 1 000 000 des BGR (verändert)
Malte Ortner, Universität Trier - Bodenkunde

Fig. 3: Verbreitung der Bodeneinheiten in Rheinland-Pfalz

Insbesondere in ebenen bis welligen Lagen sind großflächig noch Braunlehm- und Lösslehmdecken erhalten, die solifluidal miteinander vermischt sein können und seit der ackerbaulichen Nutzung im Neolithikum und besonders seit der Römerzeit durch Erosion und Kolluviation lokal nochmals mehr oder weniger stark umgelagert wurden (Schröder 1983, 1984). Nach Negendank (1978, 1983) wurden die Lösslehmdecken im Trierer Raum, die auch als quartäre Höhenlehme bezeichnet werden, überwiegend lokal gebildet. Sie resultieren vor allem aus Auswehungen von Auensedimenten der weit mäandrierenden Flüsse.

Im Pleistozän hatten – neben der Solifluktion und Lössakkumulation – vor allem die Tal- bzw. Terrassenbildungen einen landschaftsprägenden und gesteinsübergreifenden Einfluss auf die Ausgangssubstrate der späteren Bodenbildung. Der Wechsel von Phasen der Flusseinschneidung mit Hangbildung und Flächen- bzw. Terrassenbildung mit Phasen der Akkumulation von Flusssedimenten auf verschiedenen Höhenniveaus hat zur Entwicklung einer mehrstufigen Flussterrassenlandschaft geführt (Höhen-, Haupt-, Mittel- und Niederterrassen). Der nachfolgende Überblick zu den Böden des Exkursionsraums orientiert sich weitgehend an der erdgeschichtlichen Ausgangssituation von alt nach jung. Die Ausführungen fokussieren auf die Großregion um Trier sowie Eifel und Hunsrück. Die beschriebenen Bodenbildungen sind bei gleichen geologischen Ausgangssubstraten und Landschaftsformen ebenso in Luxemburg und Lothringen zu finden.

2. Böden auf Gesteinen des Devons in Hunsrück und Eifel

Aus anstehenden Schiefen und Grauwacken des Devons haben sich im Holozän in exponierteren Lagen saure Braunerden und Ranker aus schluffig bis tonigem Lehm entwickelt. Großflächig ist das anstehende Gestein in den Mittelgebirgsräumen von Hunsrück und Eifel jedoch von pleistozänen Fließerden (meist skelettreich) und Schutt-

decken überlagert, die an Mittel- und Unterhängen beachtliche Mächtigkeiten erreichen können. Hier dominieren zum einen mittel- bis tiefgründige saure Braunerden und zum anderen staunässebeeinflusste Übergangsbodentypen bis hin zu Normpseudogleyen in ebenen Lagen. Letztere sind vor allem das Ergebnis von verbreitet auftretenden Verdichtungen und Einregelungen (besonders von plattigem Schieferschutt), die durch solifluidale Umlagerungsprozesse im Pleistozän entstanden (Schröder 1983, 1984). Als reliefabhängige Abfolge von Bodentypen finden sich in der Regel an den Oberhängen von Eifel und Hunsrück erosionsbedingt Ranker und flachgründige Braunerden, die im Mittelhangbereich in mittel- bis tiefgründige Braunerden übergehen. An den flach auslaufenden Unterhängen bzw. am Hangfuß sind aus akkumuliertem Material Kolluvisole entstanden.

Die markanten, durchweg forstlich genutzten, SW-NO verlaufenden Höhenrücken im zentralen Hunsrück bestehen vorwiegend aus Quarziten und Grauwacken. Diese Gesteine sind wesentlich verwitterungsresistenter als der „weichere“ Schiefer, aus dem sich die großflächigen Verebnungen zwischen den Höhenrücken entwickelt haben. Die Verwitterungsprodukte sind grobkörnig, sauer und nährstoffarm. In Kombination mit Jahresniederschlägen von mehr als 1000 mm auf den vielfach submontanen bis montanen Höhenstufen haben sich vornehmlich Ranker, flachgründige Braunerden und Übergangsformen bis hin zu Podsolen aus sandig-lehmigen Verwitterungsmaterialien entwickelt. Während viele Böden in unterschiedlichen Anteilen lösslehmhaltig sind, finden sich erhaltene Reste pleistozäner Lösslehmdecken nur noch vereinzelt in erosionsgeschützten Positionen.

Aus lockereren, vielfach lösslehmhaltigen, quartären Fließerden haben sich in Hangbereichen häufig auch Lockerbraunerden entwickelt.

Hangquellmoore bzw. Hangbrücher finden sich im Hunsrück typischerweise gekoppelt an besondere Gegebenheiten im Gestein (z.B. Kreuzungspunkte von Kluftsystemen) oder an Schichtgrenzen (z.B. Quarzit über intensiv

verwittertem, undurchlässigem Tonschiefer), wobei ihre Entwicklung gefördert wird, wenn Hangverflachungen auftreten (Kopf et al. 2019).

3. Böden auf Gesteinen des Rotliegenden/ Perm in der Wittlicher Senke, im Trierer Raum und im Saar-Nahe-Becken

Zu den Gesteinen, die zum Rotliegenden (Unterperm) im Exkursionsraum gehören, zählen verbreitet feinkörnige Sandsteine bis feinsandig-tonige Schluffsteine (Rötelschiefer) und Tonsteine (Wagner et al. 2012). Dominant treten diese in der Wittlicher Senke auf, wobei es sich zum großen Teil um Molasseablagerungen als Abtragungsprodukt des variszischen Gebirges handelt (Schröder 1983). Regosole und Braunerden dominieren bei den sandigen Gesteinen. Feinkörnigere und solifluidal umgelagerte Substrate sind vielfach durch Staunässe als Folge von Unterbodenverdichtung geprägt, wodurch Übergangsformen von Braunerden bis hin zu Pseudogleyen typischerweise vertreten sind. Wegen der meist intensiv roten Eigenfarbe des Rotliegenden ist makroskopisch nicht immer eindeutig feststellbar, ob diagnostizierte hydromorphe Merkmale auf aktuelle Hydromorphieprozesse zurückzuführen sind, oder ob sie schon im umgelagerten Material enthalten waren.

4. Böden auf Gesteinen des Buntsandsteins in der Trier-Bitburger Bucht

Der im Randbereich der Trier-Bitburger Bucht verbreitet auftretende, meist rote bis hellrotbraune Mittlere Buntsandstein (sm) ist überwiegend als horizontal feingeschichteter Sandstein ausgebildet. Weithin sichtbar ragt er zum Beispiel am Westufer der Mosel bei Trier auf. Sandige bis lehmig-sandige Braunerden und Ranker mit einer hohen Versickerungskapazität können als typische Böden angesehen werden (Schröder 1984). In den sandigen, meist forstlich genutzten Böden sind Podsolierungserscheinungen verbreitet; demgemäß sind die Bodenbildungen als podsolige Braunerden bis zu Braunerde-Podsole anzusprechen.

Die Gesteine des Oberen Buntstandsteins (so) unterscheiden sich deutlich von denen des Mittleren Buntsandsteins. Feinkörnigere Schluff- und Tonsteine, teilweise in Wechselagen mit Sandsteinen, treten vor allem im oberen Abschnitt (so2 / Voltziensandstein) auf. Die lehmig-sandig bis lehmig-tonig und sogar tonig verwitternden Gesteine haben im Holozän in hängiger Position zur Entwicklung von Rankern und sauren Braunerden geführt. Verdichtungen und niedrige Wasserdurchlässigkeitsbeiwerte in den Unterböden, als Folge solifluidaler Umlagerung im Pleistozän, führen in Hanglage großflächig zum sogenannten *subsurface flow* als dominierendem Abflussprozess, welcher wiederum in erheblichem Maße zur Hochwasserentstehung an der Mosel beiträgt. Auf den für das Trier-Bitburger Gutland typischen weiten, sanft welligen bis ebenen Flächen treten Böden mit häufig starken Staunäseeinflüssen verbreitet auf. Ackerbaulich sind diese vielfach stark ausgeprägten Pseudogleye nur nach hinreichender Melioration nutzbar (Schröder 1983). Großflächige Drainagemaßnahmen wurden daher schon seit langer Zeit durchgeführt.

5. Böden auf Gesteinen des Muschelkalks in der Trier-Bitburger Bucht

Die größte Verbreitung als bodenbildendes Gestein hat der Obere Muschelkalk (mo) mit Kalksteinen und dolomitischen Kalksteinen bis hin zu Dolomiten. Verkarstungsformen, wie z.B. Sinterkalk oder Dolinen, sind verbreitet. An der Schichtgrenze zwischen durchlässigem Kalkgestein des Oberen Muschelkalks und den undurchlässigen tonigen Gesteinen des Mittleren Muschelkalks (mm) treten an Hängen vermehrt Hangquellen auf. Als Bodentypen sind in dieser Landschaft Rendzinen und Braunerden sowie Übergangsformen bis zu Pseudogleyen vergesellschaftet. Darüber hinaus ist es in den meist sanft welligen Lagen des Bitburger Gutlandes weit weniger zum Abtrag gekommen als bei den Bruchstufen im Raum Trier. Deshalb sind auf dem Oberen Muschelkalk großflächig auch noch reliktsche, lehmig-tonige Braun-

lehm-/Terra fusca-Residuen und Lösslehmdecken erhalten geblieben. Sie wurden bei der pleistozänen Solifluktion miteinander vermischt und seit Beginn der Ackernutzung durch Abtrag und Kolluviation lokal nochmals mehr oder weniger umgelagert. Diese Gemische aus Löss und Braunlehm sind ausgezeichnete Ackerböden. Terra fusca ohne Lössbedeckung sind hingegen schwer zu bearbeiten und neigen zur Staunässebildung. Insgesamt handelt es sich in dieser Bodengesellschaft um fruchtbare Ackerböden, die zur Landschaftsbezeichnung „Gutland“ beigetragen haben.

Im Mittleren Muschelkalk finden sich mächtige Mergel- und Tonsteinsolgen, auf denen verbreitet Pelosole entstanden sind. Es sind aber auch Übergänge zu Pseudogleyen sowie in Abhängigkeit vom Lössanteil Übergänge zu den Braunerden anzutreffen.

6. Böden auf Gesteinen des Keupers in der Trier-Bitburger Bucht und in Luxemburg

Als Gesteine des Keupers dominieren im Raum Trier-Luxemburg vielfach bunte Ton- und Mergelgesteine des Mittleren Keuper (km, Gipskeuper). Hier überwiegen tonreiche Pelosole, die schwierig zu bewirtschaften sind (sogenannte Stunden-/Minutenböden) und daher verbreitet als Grünland genutzt werden. Sofern sie einen merklichen Lössanteil haben oder in erosionsgeschützten Landschaftsbereichen sogar noch Lössdecken tragen, zeigen die Böden Übergänge zur Braunerde und sind als relativ gute Ackerböden nutzbar.

7. Böden auf sandigen Gesteinen des Jura in der Trier-Bitburger Bucht und in Luxemburg

Gesteine des unteren Jura (Lias 2) stehen vor allem im Grenzraum Trier-Luxemburg verbreitet als sogenannter „Luxemburger Sandstein“ an. Dieser kalkig gebundene, harte Sandstein fungiert verbreitet als Stufenbildner, wodurch er in der Landschaft durch eine markante Stufe in Erscheinung tritt. Da er nicht von jüngeren Gesteinen überlagert ist, bildet er zugleich die Landoberfläche weitläufiger, ebener Plateaus, die intensiv ackerbaulich

genutzt werden. Der Sandstein hat eine Entkalkung und tiefgreifende Verwitterung, vermutlich schon seit dem Tertiär, erfahren (Schröder 1983). Im Pleistozän entwickelten sich dann durch periglaziäre Prozesse skelettreiche Fließerde- und Schuttdecken. Wo das Anstehende erosionsbedingt bis bzw. nahe an die Oberfläche reicht, finden sich meist Ranker und vereinzelt sogar Rohböden. Aus mächtigeren Verwitterungsdecken haben sich sandige Braunerden entwickelt. Viele Böden lassen Podsolierungsmerkmale unterschiedlicher Ausprägungsintensität erkennen, sodass sie als podsolige Braunerden, Podsol-Braunerden bzw. Braunerde-Podsole angesprochen werden können. In erosionsgeschützten, ebenen Bereichen der Plateaus finden sich intensiv ausgebildete Podsole verschiedener Ausprägung, wobei Eisenhumuspodsole dominieren. Die Intensität der Podsolierung führte teilweise bis zur Ortsteinbildung. Die sandigen Böden werden trotz trockener und nährstoffarmer Standortbedingungen in ebener Plateaulage unter erhöhtem Düngereinsatz intensiv ackerbaulich genutzt. Hieraus und infolge der sehr guten Wasserdurchlässigkeit der Böden und des Gesteins gefördert, ergaben sich in der Vergangenheit vielfach erhebliche Grundwasserbelastungen vor allem mit Nitrat. Dies hat stark negative Auswirkungen auf die Trinkwassergewinnung zur Folge, für die die Gebiete des Luxemburger Sandstein intensiv genutzt werden. Die nicht ackerbaulich genutzten Podsole sind oft mit Kiefernwäldern bestockt.

8. Böden auf sandigen und tonigen Ablagerungen des Tertiärs in der Eifel und im Mainzer Becken

In der Südeifel sind großflächig tertiäre Sedimente verbreitet, sowohl in sandiger als auch toniger Ausprägung. Auf den sandigen, durchlässigen Substraten der sogenannten Arenrather Fazies dominieren Braunerden, podsolige Braunerden und Podsole, während auf den tonigen, dichten, verbreitet lösslehmhaltigen Substraten der Binsfelder/Speicherer Fazies pseudovergleyte Böden bis hin zu Stagnogleyen ausgebildet sind.

Im Mainzer Becken sind in tertiären sandigen Ablagerungen u.a. gut ausgebildete Bänderparabraunerden zu finden (z.B. Sandgrube bei Eisenberg).

9. Böden auf vulkanischen Ablagerungen des Quartärs in der Vulkaneifel

In der Vulkaneifel dominieren ebenfalls die für das Mittelgebirge typischen solifluidalen Lagen als Ausgangssubstrat für die Bodenbildung. Unterschiedliche vulkanische Anteile sind oftmals enthalten, wobei es sich vorwiegend um basische Tephren handelt. Böden aus vornehmlich Tephrenablagerungen, ohne oder mit nur geringem Einfluss solifluidaler Umlagerung, haben nach Hauenstein & Emrich (2016) einen Flächenanteil von rund 10-15 %. Diese Deckschichten bestehen in der Regel, entsprechend ihrer multigenetischen Herkunft infolge von vulkanischer Tätigkeit, Maargenese und periglaziären Einflüssen, aus pyroklastischem Material sowie unterschiedlichen Anteilen von devonischen Gesteinen und Lösslehm. Auf diesen vielfältigen bodenbildenden Substraten sind Braunerden verschiedenster Ausprägung am häufigsten anzutreffen. Unter aktueller bzw. ehemaliger Ackernutzung haben Erosionsprozesse in exponierter Lage vermehrt zu gekappten Profilen mitunter degradiert zu Regosolen geführt. In tieferen Lagen sind entsprechend kolluvial beeinflusste Böden bis hin zu Kolluvisolen vorzufinden. Bei Grundwassereinfluss haben sich Gleye und teils Moore entwickelt. Aus der verbreitet auftretenden Dichtlagerung der Unterböden als Folge pleistozäner, solifluidaler Umlagerungsprozesse (Fließerden) resultiert ein merklicher Anteil an stauwasserbeeinflussten Böden mit Übergängen von Pseudogley-Braunerden bis zu Pseudogleyen. Hervorzuheben sind die vor allem in den Senkenbereichen der Maarkessel anzutreffenden Moore, die meist als Übergangsmoore zu klassifizieren sind. Von besonderem Interesse sind zudem lockere Tephraablagerungen aus denen Lockerbraunerden hervorgegangen sind. Einige dieser Böden können zukünftig, entsprechend der bald

erscheinenden sechsten Auflage der Bodenkundlichen Kartieranleitung, als Andosole angesprochen werden, sofern der Verwitterungsgrad der vulkanischen Gläser nicht bereits zu weit fortgeschritten ist.

10. Böden auf quartären Terrassenflächen und an den Hängen des Moseltals

Im Moseltal sind beiderseits der Mosel verbreitet Terrassenflächen auf verschiedenen Höhenniveaus zu finden. Die unterschiedlichen Höhenlagen können zeitlich dem Wechsel der quartären Kalt- und Warmzeiten zugeordnet werden, wobei allgemein von jung nach alt in Nieder-, Mittel-, Haupt- und Höhenterrassen unterschieden wird (Müller 1976, Schröder 1983, Wagner et al. 2012). Fluviale Schotter und Sande bilden in der Regel die Basis der Terrassenablagerungen. Überlagert werden diese verbreitet von Hochflutlehmen und Lösslehm, die großflächig wiederum solifluidal umgelagert sein können. Häufig sind in den Terrassensedimenten auch alle drei vorgenannten Komponenten vermischt, wobei zusätzlich als vierte Komponente noch Verwitterungsmaterial des unterlagernden Gebirges hinzukommen kann (Schröder 1983). In den Hangbereichen zwischen den einzelnen Terrassenniveaus dominieren Solifluktsdecken mit stark wechselnden Anteilen der verschiedenen Materialien.

Nach Schröder (1983) ist davon auszugehen, dass die älteren Lössse auf den Moselterrassen großteils abgetragen wurden, sodass die aktuellen Lösslehm Böden vorwiegend aus dem Löss der letzten Kaltzeit (Würm) entwickelt wurden. Da die Lössse Minette-Ooide führen, und der Primärkarbonatgehalt meist nur um 1% beträgt, ist davon auszugehen, dass es sich um aus Auensedimenten der Mosel ausgewehte „Lokallössse“ handelt (Müller u. Negendank 1974, Negendank 1978, Schröder 1983). Auf mächtigeren Lössakkumulationen haben sich in erosionsgeschützten Lagen häufig Parabraunerden gebildet. Diese haben sich in ebenen Lagen bis hin zu Pseudogleyen weiterentwickelt.

Die Terrassenflächen, bzw. fluvialen Sedimente, sind vom jeweiligen Hangfuß am

Übergang zur nächst höher liegenden Terrasse hin zur Flächenkante der unterliegenden Terrasse üblicherweise mit einer Vielzahl unterschiedlicher Substratschichten bedeckt. Deren Gesamtmächtigkeit nimmt vom Hangfuß zur Flächenkante von vielen Zehnermetern auf Null ab. Bei den Böden aus Mischsubstraten dominieren auf den Terrassenflächen Pseudogley-Braunerden bis hin zu Normpseudogleyen. Unter natürlichen Bedingungen haben sich an den Moselhängen aus Fließerden bzw. Schuttdecken vornehmlich aus Schieferverwitterungsmaterial je nach Geländedeposition und Hangneigung Regosole und Braunerden entwickelt. Auch wenn die Braunerden im Unterboden verbreitet durch die solifluidale Umlagerung stark verdichtet und undurchlässig sind, zeigen sie keine Hydromorphie-merkmale, da aufgrund der Hangneigung auf derartigen Standorten der dominierende Abflussprozess der Zwischenabfluss (*sub-surface flow*) ist.

Teilweise finden sich auf der Mittel- und Hauptterrasse auch mächtigere Abfolgen aus Wechsellagerungen von Lösslehm- und Solifluktsdecken, in denen mehrgliedrige Paläobodensequenzen ausgebildet sind (Müller et al. 1983, Müller et al. 1985, Weidenfeller et al. 1994).

Der seit langer Zeit das Moseltal flächenhaft prägende Bodentyp ist jedoch der anthropogen geschaffene Rigosol als typischer Weinbergsboden. Tiefe Bodenlockerung dient bei diesen Böden als primäre Maßnahme für eine grundlegende Bodenverbesserung vor der Etablierung der Rebanlagen. Dazu wurden die Böden früher manuell mit Hacke und Schaufel, heute maschinell mit seilgezogenem Rigolpflug oder herkömmlichem Traktor und Pflug umgewendet. Bearbeitungstiefen lagen dabei früher bei bis zu ca. 1 m Tiefe, heute sind nur noch Pflugtiefen von 40 cm oder weniger üblich. Das Rigolen ist meist mit der Aufbringung organischer und/oder mineralischer Dünger sowie ggf. mit einer Kalkung verbunden.

11. Paläoböden auf verschiedenen Ausgangssubstraten im Exkursionsraum

Reste älterer Bodenbildungen aus dem Tertiär mit intensiver chemischer Verwitterung infolge lang andauernder tropisch-subtropischer Klimabedingungen sind lokal vorhanden, aber meist von jüngerem Material überlagert. Hierzu zählen z.B. Relikte von *Terrae fusca*, die z.B. in der Südeifel zwischen Trier und Bitburg zu finden sind. Auch Graulehme, deren Reste in Hunsrück und Eifel noch verbreitet sind, haben sich im Tertiär flächenhaft entwickelt (Mückenhausen 1953, Schröder 1983). Wegen ihrer meist hohen Dichtlagerung sind sie in der Regel stark von Staunässe beeinflusst, was zur Bildung von Pseudogleyen bis zu Stagnogleyen geführt hat. In der nördlichen Eifel werden diese Böden, trotz ungünstiger Standort-eigenschaften, verbreitet für den Ackerbau genutzt. Dies setzt jedoch kostenaufwändige Meliorationsmaßnahmen in Form von Drainagen bzw. Tieflockerung voraus, wie sie großflächig in der Nordost-eifel im Großraum Bad Neuenahr-Ahrweiler im Rahmen von Flurbereinigerungsverfahren durchgeführt und über die Teilnehmergeinschaften mitfinanziert wurden (Schneider u. Schröder 1987).

Mächtige Abfolgen aus Wechsellagerungen von Lösslehm- und Solifluktsdecken, in denen mehrgliedrige Paläobodensequenzen ausgebildet sind, finden sich im Exkursionsraum u.a. auf Terrassenflächen der großen Flusssysteme (Müller et al. 1983, Müller et al. 1985, Weidenfeller et al. 1994). Unweit von Trier sind z.B. in zwei Kies-/Sandgruben auf Moselterrassen bis zu 10 m mächtige Sediment-Paläoboden-Sequenzen mit bis zu vier Pedokomplexen aufgeschlossen. Im Mainzer Becken werden in einem Steinbruch bei Mainz-Weisenau jungtertiäre und altpleistozäne Sande von einem Referenzprofil für eine Würmlössabfolge mit rund 10 m Mächtigkeit überlagert, in dem eine Vielzahl verschiedener Bodenbildungsphasen nachgewiesen wurde (Hoselmann et al. 2018, Bibus et al. 1996, Semmel 1983).

Literatur

- AD-HOC-AG Boden (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung.- Stuttgart
- Benda, L (Hrsg.) (1995): Das Quartär Deutschlands.- Stuttgart
- Bibus, E., Bludau, W., Bross, C., Rähle, W. (1996): Der Altwürm- und Ribßabschnitt im Profil Mainz –Weisenau und die Eigenschaften der Mosbacher Humuszonen.- Frankfurter geowissenschaftliche Arbeiten, Serie D, 20, 21-52
- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (2016): Bodenatlas Deutschland.- Stuttgart
- European Soil Bureau Network/European Commission (2005): Soil Atlas of Europe, Luxembourg
- Hauenstein, M. u. Emrich, I. (2016): Bodenzustandsbericht Rheinland-Pfalz – Gillenfeld.- Mainz
- Hoselmann, C., Laupenmühlen, T., Bohatý, J., Radtke, G., Weber, G., Weidenfeller, M. (2018): Field Trip C (27 September 2018): Fluviale und äolische Ablagerungen im Rhein-Main-Gebiet.- DEUQUA Spec. Pub., 1, 29-52
- Kopf, C., Segatz, E., Kneisel, C., Stoffels, J., Krüger, J.P., Dotterweich, Schüler, G. (2019): Hypothese der Moorgenese südwestdeutscher Mittelgebirgsmoore anhand bodenkundlicher, hydrologischer und geobotanischer Aspekte.- Bulletin BGS, 40, 53-60
- LGB-RLP / Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (Hrsg.) (2005): Geologie von Rheinland-Pfalz.- Stuttgart
- LGB-RLP / Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz (Hrsg.) (2012): Hydrogeologische Kartierung Bitburg-Trier.- Rheinbreitbach/Mainz
- Marx, S. u. Flammang, F. (2018): La cartographie des sols au Grand-Duché de Luxembourg. Légende de la carte des sols détaillée à l'échelle 1/25.000.- Luxembourg
- Meyer, W. (2013): Geologie der Eifel.- Stuttgart
- Ministère de l'Agriculture et de la Viticulture Luxembourg (1969): Carte des sols du Grand-Duché de Luxembourg
- Mückenhausen, E. (1953) Fossile Böden in der nördlichen Eifel.- Geologische Rundschau, 41, 253-268:
- Mückenhausen, E. (1958): Bildungsbedingungen und Umlagerung der fossilen Böden der Eifel. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf. 2, S. 495-502.
- Mückenhausen, E. (1978): Rezente und fossile Böden (Paläoböden) der Eifel. - Kölner geographische Arbeiten, H. 36
- Müller, M.J. (1976): Untersuchungen zur pleistozänen Entwicklungsgeschichte des Trierer Moseltals und der "Wittlicher Senke". Trier
- Müller, M.J. u. Negendank, J.F.W. (1974): Untersuchung von Schwermineralien in Mosersedimenten.- Geologische Rundschau, 63, 998-1034
- Müller, M.J., Schröder, D., Stephan, S. (1985): Frostdynamik und Bodenbildungen in weichselzeitlichen und älteren Deckschichten über ältestpleistozänen Terrassenschottern der Mosel.- Geologisches Jahrbuch Hessen, 113, 163-168
- Müller, M.J., Schröder, D., Urban, B., Zöller, L. (1983): Zur weichselzeitlichen Entwicklungsgeschichte der unteren Saar (Rheinisches Schiefergebirge). Eine geomorphologische, pedologische und palynologische Untersuchung.- Eiszeitalter und Gegenwart
- NEGENDANK, J. (1978): Zur känozoischen Geschichte von Eifel und Hunsrück. Sedimentpetrographische Untersuchungen im Moselbereich. - Forsch. zur dt. Landeskunde, Bd. 211
- NEGENDANK, J., (1983): Geologischer Führer Trier. - Sammlung Geologischer Führer, 60.
- Plein, M.J. (o.J.): Eifelkeramik.- www.eifelkeramik.de/Download/files/KatJPW.pdf
- Schneider, R. u. Schröder, D. (1987): Auswirkungen von Meliorationsmaßnahmen in Flurbereinigungsverfahren auf verschiedene Standorteigenschaften.- Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 53, 263-268
- Schröder, D. (1983): Geologie, Geomorphologie und Böden des Trierer Raumes:

- Böden.- Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 1983 in Trier., Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft, 37, 159-284, Trier
- Schröder, D. (1984): Böden auf den wichtigsten bodenbildenden Gesteinen der Umgebung von Trier.- Exkursionsführer zum 19. Deutschen Schulgeographentag in Trier, Trierer Geographische Studien, Sonderheft 6, 89-101, Trier
- Semmel, A. (1983): Die plio-pleistozänen Deckschichten im Steinbruch Mainz-Weisenau.-Geologisches Jahrbuch Hessen, 111, 219-233
- Wagner, W., Kremb-Wagner, F., Koziol, M. u. Negendank, J.F.W. (2012): Trier und Umgebung. Sammlung geologischer Führer, Bd. 60, Stuttgart
- Weidenfeller, M., Löhr, H., Zöller, L. (1994): Das Lößprofil von Issel und seine Bedeutung für die Stratigraphie des jüngeren Quartärs an der Mittelmosel.- Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen, 23, 139-152

1.6. Landwirtschaft und Weinbau in der Region Trier

Christoph Emmerling¹

¹ Fach Bodenkunde, Fachbereich VI Raum- und Umweltwissenschaften, Universität Trier, Behringstraße 21, 54296 Trier

1. Naturraum

Als Naturraum wäre die Region Trier mit der Trierer Talweite und angrenzenden Gebieten gleichzusetzen. Als Kulturräum hat sie eine darüberhinausgehende Dimension: Bereits in der Römerzeit war Trier Hauptstadt des westlichen Reiches und mehrfach Residenz römischer Kaiser (Jätzold, 1984). Als das wertvollste Erbe der Römerzeit ist neben den römischen Bauwerken der Wein und eine Weinkultur mit internationaler Sichtbarkeit erhalten geblieben.

Die heutige Landnutzung in der Region Trier ist in hohem Maße durch Land- und Forstwirtschaft sowie Weinbau geprägt. Die große Vielfalt an geologischen Ausgangssubstraten und Böden, eine durch Mosel und Nebenflüsse reich strukturierte Mittelgebirgslandschaft, ein im Mittel mildes und ozeanisch geprägtes Klima sowie eine durch Familienbetriebe dominierte Betriebsstruktur, hat die Ausbildung einer sehr spezifischen Kulturlandschaft hervorgebracht, die bis heute erhalten geblieben ist.

2. Landwirtschaft

Die Region Trier umfasst die Kreise Bitburg-Prüm, den Eifelkreis Berncastel-Wittlich, Trier-Saarburg sowie die Vulkaneifel. Im Norden grenzt sie an NRW, im Westen an Belgien und Luxemburg, im Süden an das Saarland und den Landkreis Birkenfeld sowie im Osten an die Landkreise Cochem-Zell, Mayen-Koblenz und Ahrweiler. Fruchtbare Böden sind vor allem auf den kalkreichen Substraten im Bitburger Gutland, Saargau und der Prümer Kalkmulde verbreitet. Basenarme, oft flachgründige oder staunasse Böden aus Schiefer, Grauwacke und Quarziten dominieren in Eifel und Hunsrück. Daneben sind sandige Böden aus Buntsandstein,

Rotliegendem oder Luxemburger Sandstein typisch, die zumeist mittel- bis flachgründige und wenig fruchtbare Böden ausgebildet haben. Ertragsreichere Standorte weisen zumeist eine Lösslehmauflage auf.

In günstigen Lagen (120–250 m üNN) der Flusstäler von Mosel, Saar, Sauer sowie der Wittlicher Senke liegen die Jahresmitteltemperaturen zwischen 9,5–8,5°C und die mittleren Jahresniederschläge zwischen 620–700 mm. In mittleren Lagen (250–400 m üNN) im Bitburger Gutland, Saargau und vorderer Hochwald nehmen die Mittelwerte auf 8,5–7,5°C ab und auf 700–800 mm zu. In höheren Lagen (400–800 m üNN) dominiert die Milchviehwirtschaft mit Grünlandnutzung; hier werden im Mittel 6,5–7,5°C und 800–1100 mm erreicht.

In der Landwirtschaft in der Region Trier sind aktuell (2018) im Mittel 3,5% der Bevölkerung beschäftigt; die Bruttowertschöpfung der Landwirtschaft beträgt 1,6%. Die Landwirtschaftsfläche betrug im Jahr 2018 ca. 180.000 ha, davon entfielen 53 % auf Ackerland und 47% auf Grünland. Die Landwirtschaftsfläche machte im Mittel 41,6% der Flächen in den genannten Kreisen aus. Der Eifelkreis Bitburg-Prüm ist dabei für die regionale Landwirtschaft von herausragender Bedeutung, was sicher auf die günstigen Bodenbedingungen und die Topographie zurückzuführen ist.

2.1 Kennzahlen zur Landwirtschaft

In der Region Trier existieren derzeit noch 4.463 landwirtschaftliche Betriebe, dies entspricht einem Anteil von knapp 25% von Rheinland-Pfalz (RLP). Hierauf entfallen ca. 1.700 Weinbaubetriebe, die ebenfalls einen Anteil von ca. 25% der Weinbaubetriebe von RLP ausmachen. Ähnlich einem bundes- und landesweiten Trend ist die Zahl der landwirtschaftlichen Betriebe in der Region Trier seit

den 1970iger Jahren kontinuierlich zurückgegangen, von 28.313 in 1971 auf 9.494 in 1999 und 4.463 im Jahr 2016.

Im Landesvergleich ist die Region Trier durch eine hohe Tierhaltung charakterisiert. So sind knapp 38% der Rinderhalter, davon 51% Milchviehhalter, 34% der Schweineproduktion und 26% der Schafhaltung in der Region Trier beheimatet (Statistisches Landesamt Bad Ems, 2019).

Die nachfolgende Tabelle 1 informiert über wichtige Kennzahlen zur Landwirtschaft in der Region Trier. Demnach ist deutlich zu erkennen, dass mittlere Betriebsgrößen bis zu 200 ha LF verbreitet sind. Familienbetriebe dominieren die Betriebsstruktur. Darüber hinaus überwiegen Futterbaubetriebe mit Milchviehhaltung; reine Ackerbaubetriebe nehmen eine Mittelstellung ein. Knapp die Hälfte der Betriebe wirtschaftet im Haupterwerb, wobei es deutliche Unterschiede zwischen den einzelnen Kreisen gibt.

2.2 Bodennutzung

Innerhalb der ackerbaulich genutzten Fläche dominiert in der Region Trier der Anbau von Futterpflanzen und hierbei insbesondere der Silomaisanbau. In höheren Lagen in den Landkreisen Vulkaneifel (DAU) und Bernkastel-Wittlich (WIL) tritt vermehrt der Feldgrasanbau hinzu. Der Anbau von Raps (und Rübsen) schwankt anteilmäßig stark. Bei Getreide herrscht der Anbau von Weizen vor, gefolgt von Wintergerste, Triticale, Sommergerste und Hafer. Der Anteil von Sommergerste, die in der Region zumeist als Braugerste angebaut wird, ist aufgrund der Nähe zur Bitburger Brauerei vergleichsweise hoch.

2.3 Ökologischer Landbau

Ungefähr 8% der Betriebe in der Region Trier sind Ökobetriebe, die insgesamt 9,6% der Landwirtschaftsfläche bewirtschaften. Damit liegen die Kennzahlen zum Ökolandbau knapp unter dem Mittel von RLP. Auch hier lässt sich feststellen, dass der Anteil an Ökobetrieben und ökologisch bewirtschafteter Fläche in den vergangenen Jahren einem

landes- und bundesweiten Trend folgend angestiegen ist (Stat. Landesamt RLP, 2019).

Tab.1: Kennzahlen zur Landwirtschaft in der Region Trier (DLR, 2020).

Strukturdaten

	BIT	DAU	TR	WIL
Anzahl landw. Betriebe nach Größenklassen 2016:*)				
< 5 ha LF	34	16	481	645
5 - 10 ha LF	160	114	238	203
10 - 20 ha LF	255	123	154	139
20 - 50 ha LF	288	124	121	129
50 - 100 ha LF	337	99	121	104
100 - 200 ha LF	208	89	.	.
> 200 ha LF	42	20	.	.
gesamt	1.324	585	1.235	1.319

Anzahl landw. Betriebe nach Betriebssystem 2016:*)

Ackerbau	303	151	136	128
Futterbau	877	384	237	285
dav. Milchvieh	529	162	.	90
Veredlung	30	4	5	4
Weinbau	0	0	.	812
Gemischt	100	.	92	76
gesamt	1.324	585	1.235	1.319

Anzahl landw. Betriebe nach Erwerbsstruktur 2010:*)

HE-Betriebe	716	204	586	826
in % der Betr.	53,4	32,9	45,4	53,0
NE-Betriebe	626	417	704	733
in % der Betr.	46,6	67,1	54,6	47,0

Pflanzliche Erzeugung

	BIT	DAU	TR	WIL
Bodennutzung (in ha) 2016:				
LF gesamt	78 482	31 368	35 149	34 098
davon:				
Grünland	35 986	20 808	13 303	14 432
Ackerland	42 439	10 521	17 860	16 373
davon:				
Weizen	8 803	.	4 314	3 504
Triticale	2 612	1 371	1 307	.
Wintergerste	3 148	.	2 013	.
Sommergerste	1 837	1 495	1 290	.
Roggen	754	.	312	150
Hafer	450	289	340	284
Raps / Rübsen	2 529	.	2 214	1 426
Futterpflanzen	18 745	3 570	4 002	4 277
dav. Silomais	11 490	1 728	.	2 786
dav. Feldgras	4 879	1 068	1 047	886

Legende:

BIT: Eifelkreis Bitburg-Prüm
 DAU: Landkreis Vulkaneifel
 TR: Landkreis Trier-Saarburg
 WIL: Landkreis Bernkastel-Wittlich
 (Stat. Landesamt RLP, 2018)

2.4 Entwicklung des Grünlandes

In der Region Trier werden knapp 85.000 ha als Grünland genutzt; das entspricht einem Anteil von 47% der LN und damit annähernd dem Anteil des Jahres 1950 (Stat. Landesamt

RLP, 2019 und weitere Jahrgänge). Von 1950 bis 1999 war dieser Anteil allerdings auf 56% gestiegen, um nachfolgend wieder auf den heutigen Stand zu sinken. Gründe für diese Entwicklung dürften in Umstrukturierungen in der Landwirtschaft, Agrarauflagen sowie Fördermaßnahmen in den vergangenen Dekaden zu finden sein.

2.5 Nachwachsende Rohstoffe/Bioenergie

Im Zuge der Einführung des EEG in den Jahren 2001-2003 nahm auch in der Region Trier die Zahl an landwirtschaftlichen (NaWaRo) Biogasanlagen zu. Parallel zu dieser Entwicklung stiegen die Anbauflächen für die Input-Materialien an, vorzugsweise Gras und Silomais. In der Region Trier waren vor EEG lediglich 3.500 ha LN unter Silomaisanbau. In 2003 stieg der Anteil bereits auf 7.200 ha, in 2010 auf 16.000 ha und in 2018 auf insgesamt über 20.000 ha. Seither geht der Anteil wieder leicht zurück, da der Zubau an Biogasanlagen stagniert und teilweise sogar rückläufig ist. Der Anteil an Silomaisanbau für die Biogasgewinnung liegt rechnerisch bei 27%, kann aber lokal in der Peripherie der Anlagen auf 70% ansteigen (Kruska und Emmerling, 2008).

Bereits 2015 wurden 45% der Bruttostromerzeugung in Rheinland-Pfalz durch erneuerbare Energien gedeckt, wobei auf der Basis von Biomasse ca. 5,8% der Bruttostromerzeugung bzw. 12,7% der Stromerzeugung aus NaWaRos bereitgestellt wurden. Von insgesamt 164 Biogasanlagen in RLP mit insgesamt knapp 70.000 kW_{eL} (Stand 2016) entfielen auf die Region Trier 81 Anlagen; 57 davon auf den Eifelkreis Bitburg-Prüm.

Regionalmarke EIFEL Bio-Gas

Im August 2020 wurde auf dem ehemaligen Flugplatz Bitburg eine Biogas-Aufbereitungsanlage in Betrieb genommen (Biogaspartner Bitburg GmbH). Sie veredelt das Rohbiogas aus sieben regionalen Anlagen. Für den Transport der Energie hat die SWT Stadtwerke Trier Versorgungs-GmbH im Rahmen des Projekts ‚Verbundnetz Westeifel‘ ein rund 45 Kilometer langes Biogasnetz aufgebaut.

Mit der Einspeisung in das bereits vorhandene Erdgasnetz kann das veredelte Biogas ab sofort flexibel in der Region verwendet werden, zum Beispiel zum Heizen, für den Betrieb von Kraft-Wärme-Kopplungsanlagen oder als Kraftstoff für Nutzfahrzeuge.

3. Weinbau

Schon in der Antike kelterten an der Mosel Winzer ihre Trauben. Um 50 v. Chr. eroberten römische Legionen das Moselland und gründeten im Jahr 17 v. Chr. *Augusta Treverorum*, das heutige Trier. Damit begann die Epoche des Weinbaus an der Mosel, denn eine steigende Nachfrage der wachsenden militärischen und zivilen Bevölkerung der Stadt führte zur Anlage von Rebflächen in großem Stil. Reste mehrerer römischer Kelteranlagen (Brauneberg, Erden, Piesport), ein römischer Weinkeller (heute Stiftungsweingut der Vereinigten Hospizien, Trier) oder auch das Neumagener Weinschiff, ein steinernes Grabmal eines römischen Weinhändlers, sind eindrucksvolle Relikte aus dieser Zeit.

Nach dem Ende des Römischen Reiches übernahmen die Klöster als größte Landbesitzer eine zentrale Rolle in der Weiterentwicklung des Weinbaus. Im Hochmittelalter kamen mit den aus Burgund stammenden Zisterziensermönchen auch deren Weinbaukenntnisse ins Moselland und verschafften der Region einen beträchtlichen Wissensvorsprung.

Nach dem Ende der Napoleonischen Ära kam der Weinbau an Mosel und Nebenflüssen fast zum Erliegen und viele Weinbauern an den Rand ihrer Existenz. Erst gegen Ende des 19. Jahrhunderts erlebte der Weinbau an der Mosel wieder eine Renaissance. Die Steillagen-Rieslinge von Mosel, Saar und Ruwer wurden bald die begehrtesten und teuersten Weißweine der Welt.

Nach dem Zweiten Weltkrieg sorgten die große Nachfrage nach fruchtigen Weißweinen und die Ausdehnung des Weinbaus in flache Tallagen für eine gewaltige Steigerung der Weinproduktion an der Mosel – mitunter auf Kosten der Qualität.

In der Region Trier gibt es heute 6.893 ha Rebfläche (Stand 31.12.2018) oder 10,8% der

Rebfläche von RLP. Diese Rebfläche umfasst allgemein die Anbauggebiete an der Mittelmosel, Saar und Ruwer. Heute wird dieses Anbauggebiet als Weinbauggebiet für Qualitätswein bestimmter Anbaugebiete (QbA) im Tal der Mosel mit den Nebentälern Saar und Ruwer nach § 3 Abs. 1 (6) Weingesetz bezeichnet.

Böden

Charakteristischer Weinbergsboden in der Region Trier ist der Rigosol, ein durch Tiefumbruch von bis ca. 1 m entstandener anthropogener Boden. Nachdem früher der Tiefumbruch alle 30 – 80 Jahre durch Menschenhand durchgeführt wurde (*rigolen*), wird dies heute in deutlich kürzeren Intervallen und zumeist zu jeder Neubegründung maschinell durchgeführt. Der Boden ist typischer Weise tiefgründig locker, nährstoffreich und humos. Insbesondere an den Steillagen birgt er aber auch eine sehr hohe Erosionsdisposition und kann zu Auswaschung, insbesondere von Nitrat, neigen.

Da es sich bei der Weinrebe um eine Monokultur handelt, setzt der Weinanbau grundsätzlich ein intensives Bewirtschaftungssystem voraus. So werden Reben bei konventioneller Bewirtschaftung mehrfach in der Vegetationsperiode gespritzt, teilweise in Kombinationsapplikationen aus Fungiziden und Herbiziden. Beim ökologischen Weinbau konzentriert sich der Pflanzenschutz auf reinen Schwefel und Kupferpräparate gegen den echten und falschen Mehltau. Zum Teil kommen auch Bt-Präparate zum Einsatz. Das Rebsortenspektrum unterscheidet sich dagegen kaum. Der Unterschied findet im Keller statt; der Ökoweinbau setzt auf natürliche Hefen an den Trauben und eine sog. ‚Spontanvergärung‘.

Das Weinbauggebiet untergliedert sich in 19 Großlagen und insgesamt 520 Einzellagen. Die Weinberge mit ihren schätzungsweise 60 Millionen Rebstöcken werden von etwa 3.000 Winzerbetrieben bewirtschaftet. Hiervon entfallen auf die Region Trier ca. 1.700 Winzerbetriebe. Die durchschnittliche Betriebsgröße beträgt rund 3 ha. Während viele kleinere

Winzerbetriebe mit Rebflächen unter 5 ha aufgrund von Nachfolgermangel und Strukturwandel ihre Flächen aufgeben, wächst der Anteil an Betrieben mit mehr als 5 ha Reben.

Etwa 40% der Rebflächen an Mosel, Saar und Ruwer befinden sich an den steilen Hängen der Flusstäler. Weinberge mit einer Hangneigung von mehr als 30 Prozent gelten als Steillagen. Die Moselregion ist mit ca. 3.500 ha Weinbergen in Steillagen das größte Steillagenweinbaugbiet der Welt. An der Mosel befindet sich der steilste Weinberg der Welt, der Calmont zwischen Bremm und Ediger-Eller, mit bis zu 68 Grad Hangneigung. In solchen Steilst- und Terrassenlagen ist die Pflege der Reben nur per Hand möglich und sehr zeitaufwändig.

Die jährliche Weinproduktion im Anbaugbiet lag in den vergangenen 10 Jahren im Durchschnitt bei 732.000 Hektoliter.

An Rebsorten dominieren an Mosel, Saar und Ruwer weiße Sorten mit über 90% und hiervon der Riesling mit 62,2%, gefolgt von Müller-Thurgau mit 10,2% (2019; Tab. 2). Mit über 5.300 ha ist es das größte Riesling-Anbaugbiet der Welt. Rote Sorten nehmen dementsprechend einen Anteil von unter 10% ein; hier dominiert der Blaue Spätburgunder (Pinot noir).

Tab. 2: Verbreitete Rebsorten und deren Anbaufläche an Mosel, Saar und Ruwer (Quelle: www.weinland-mosel.de)

Sorte	Vorkommen	Hektar
weiße Sorten	90,6 %	7.926 ha
rote Sorten	9,4 %	817 ha
Riesling	62,2 %	5.436 ha
Müller-Thurgau	10,2 %	889 ha
Elbling	5,5 %	483 ha
Weißer Burgunder	4,0 %	354 ha
Grauer Burgunder	2,3 %	203 ha
Kerner	2,2 %	195 ha
Chardonnay	0,9 %	77 ha
Bacchus	0,7 %	57 ha
Auxerrois	0,5 %	48 ha
Sauvignon blanc	0,4 %	38 ha
Blaue Spätburgunder	4,7 %	407 ha
Dornfelder	3,2 %	281 ha
Regent	0,6 %	52 ha

Die Grand Cru-Weinlagen nach Hugh Johnson im Anbaugebiet sind:

- Wiltinger Scharzhofberg, Saar
- Max. Grünhäuser Abtsberg, Ruwer
- Karthäuserhofberg, Ruwer
- Piesporter Goldtröpfchen, Mosel
- Piesporter Domherr, Mosel
- Brauneberger Juffer-Sonnenuhr, Mosel
- Bernkasteler Doctor, Mosel
- Wehlener Sonnenuhr, Mosel
- Ürziger Würzgarten, Mosel
- Ediger Elzhofberg, Mosel
- Erdener Prälat, Mosel
- Erdener Treppchen, Mosel
- Bremmer Calmont, Mosel
- Winninger Uhlen, Mosel
- Winninger Röttgen, Mosel
- Hatzenporter Kirchberg, Mosel

Ein aus Sicht des Verfassers herausragender Wein mit betont erdigem Terroir wird in der Lage ‚Aylar Kupp‘ an der Saar angebaut. Der Begriff "Terroir" charakterisiert den Einfluss der natürlichen Standortbedingungen jedes Weinberges, wie Ausgangsgestein, Hangneigung, Bestandsklima und Bodeneigenschaften auf die Eigenschaften der Weinsorte. Die Weine der Ursprungsbezeichnung Mosel werden vom Qualitätswein bis zu hochwertigen Prädikatsweinen angeboten, beginnend mit Kabinett, gefolgt von Spätlese, Auslese und Beerenauslese. Die Qualitätsunterschiede basieren insbesondere auf dem Mostgewicht, dem Alkoholgehalt und der Säurestruktur der Weine.

Literatur

Dienstleistungszentrum Ländlicher Raum (DLR) Eifel (2020): Zahlen und Fakten zur Landwirtschaft in der Region Trier.

Jätzold, R. (Hrsg.) (1984): Der Trierer Raum und seine Nachbargebiete. Exkursionsführer, Trierer Geographische Gesellsch., S. 5-6, Trier.

Kruska, V., Emmerling, C. (2008): Flächenutzungswandel durch Biogaserzeugung - Regionale und lokale Erhebungen in Rheinland-Pfalz. Naturschutz & Landschaftsplanung, 40 (3), 69 - 72.

Statistisches Landesamt Bad Ems (2019): Zahlen und Fakten zur Landwirtschaft, Region Trier. Bad Ems 2019.

Tipp: Merian Heft 03/2019 – Trier.

1.7. Trierer und Treverer – ein subjektiver Überblick

Sören Thiele-Bruhn¹

¹ Fach Bodenkunde, Fachbereich VI Raum- und Umweltwissenschaften, Universität Trier, Behringstraße 21, 54296 Trier

Wenn wir heute von dem Trierer (respektive der Triererin) sprechen, mag man vorrangig an die 111,5 Tausend Bewohner des sympathischen Moselstädtchens denken. Tatsächlich aber sind sie (sofern nicht später zugezogen) die Nachkommen des Volksstammes der Treverer mit deutlich weiterem Verbreitungsgebiet als den Stadtgrenzen. Zudem blicken die Trierer bzw. Treverer auf eine lange Geschichte zurück und weisen dementsprechend einige, über die Jahrhunderte entwickelte Charakteristika auf. Von den sprachlichen Besonderheiten wird im Weiteren noch berichtet.

Der Vorhang der Geschichte hebt sich für diesen Germanenstamm um das Jahr 600 v. Chr. Im Zuge großer Wanderbewegungen gelangen die Treverer, vermutlich aus Hessen kommend, von der rechten Rheinseite in das Gebiet zwischen Ahr und Nahe und damit in das Grenzgebiet zwischen den keltischen und germanischen Völkern. Integrativ wie der Trierer ist, wird die seit der Jungsteinzeit dort siedelnde, namentlich nicht bekannte Bevölkerung assimiliert. Diese Ereignisse fallen zusammen mit der Eisenzeit. Es ist zu vermuten, dass die Großregion um Trier wegen des hochwertigen Minette-Erzes im

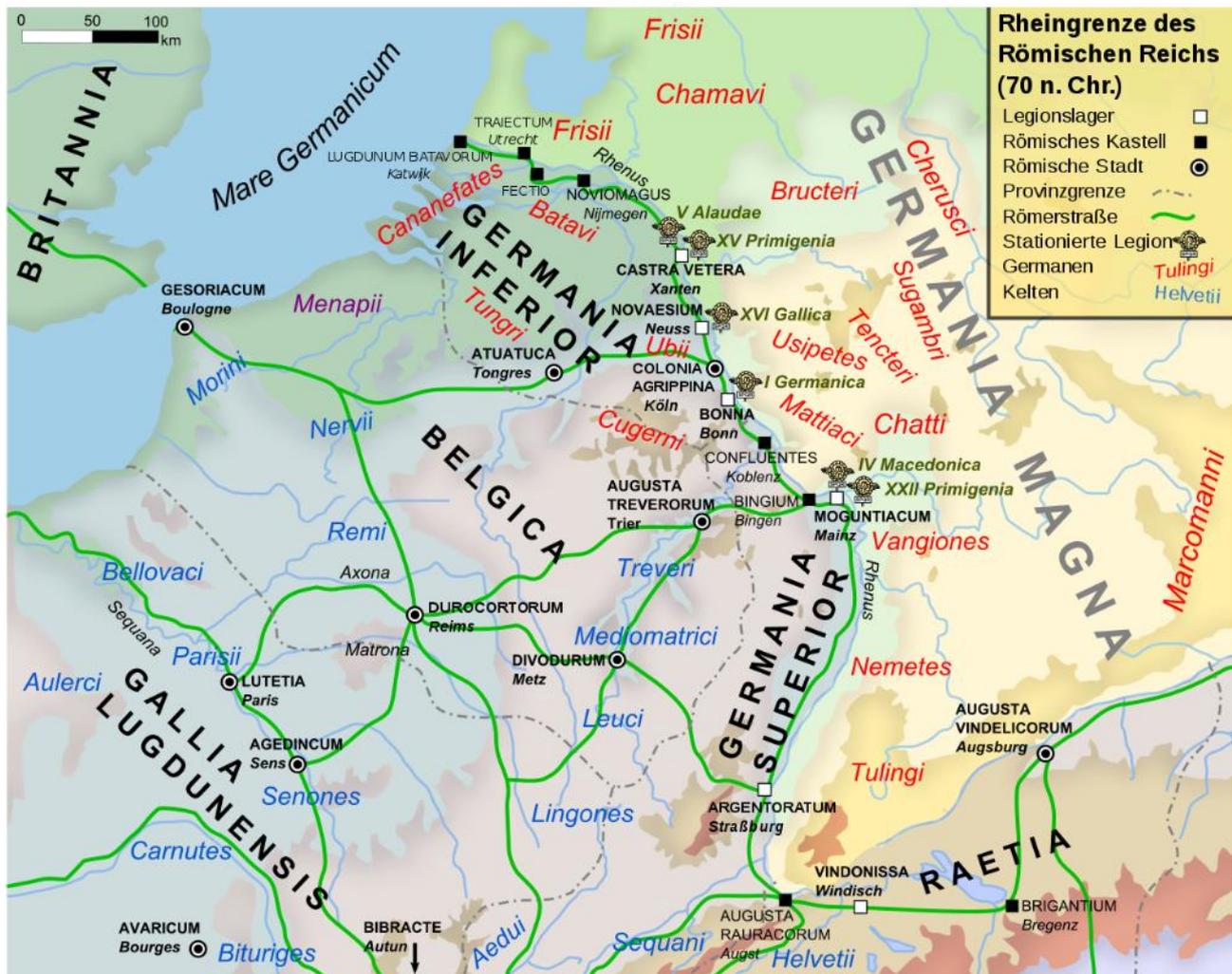


Fig. 1: Das römische Gallien und rechtsrheinische Germanien um das Jahr 70 n. Chr. (Quelle: Andrei Nacu, CC BY-SA 3.0, <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=30143245>)

heute luxemburgisch-lothringischen Gebiet ein besonderer Gunstraum war. So beginnt die Kulturepoche der Eisenzeit bei den Treverern ca. 200 Jahre früher als bei den übrigen germanischen Völkern. Vielleicht rührt daher der (nicht bierernst gemeinte) mit trierischer Betonung besonders schöne Merksatz „*Treverer sind cleverer*“.

Die Treverer gründen zahlreiche Ortschaften, die wir noch heute an den Namensendungen -ich, -ig und -nach erkennen, wie Mesenich, Winterich, Rachtig, Kövenig, Andernach, Kreuznach etc. Einzelgehöfte finden sich hingegen nur selten. Um 200 v. Chr. hält der Weinbau Einzug, so dass wir uns ähnlich wie heute das dicht besiedelte Moseltal mit Ackerbau in den Ebenen und Wein- und Obstbau an den Hängen vorstellen können. Der Trierer mit einem Schoppen Wein oder einer Porz¹ Viez² (1Porzellanbecher mit 2saurem Apfelwein) mittendrin. Um 50 v. Chr. existieren bereits treverische Münzen als Währung, die auf regen Geldverkehr und Handel hinweisen. Die Mosel dient als Verkehrsweg.

Mit dem Auftreten der Römer in Gallien und dem westlichen Germanien verändern diese die Geschichte der Treverer für 500 Jahre. Zugleich finden sich die ausführlichsten Beschreibungen dieses Volksstammes bei Gaius Julius Cäsar in seinem mehrbändigen „*De bello Gallico*“. Jedem Lateinschüler wird der einleitende Satz ins Gedächtnis gebrannt sein: „*Gallia est omnia divisa in partes tres, quarum unam incolunt Belgae, aliam Aquitani, tertiam qui ipsorum lingua Celtae, nostram Galli appelantur.*“ Dabei zählen die Treverer zu den Völkern von Gallia Belgica (Fig. 1). Dazu schreibt Cäsar weiter: „*Horum omnium fortissimi sunt Belgae*“; von diesen sind die Belg(i)er die mutigsten.

Formal unterwerfen die Römer die Treverer, faktisch paktieren diese aber mit den Römern und nutzen durch die Jahrhunderte römischer Herrschaft recht geschickt die Nähe zu oder den Konflikt mit den Römern und anderen Völkern zum eigenen Vorteil. Eine Kostprobe davon lesen wir bei Cäsar: „*Die Reiterei der Treverer, deren Ruhm wegen ihrer Tapferkeit*

in ganz Gallien unerreicht ist, war von ihrem Volk den Römern zur Unterstützung geschickt worden. Als diese nun sah, wie [...] die (römischen) Legionen bedrängt und fast eingekesselt waren [...], hielt sie unsere Sache für verloren und begab sich wieder auf den Heimweg.“ So bleibt die Haltung der Treverer gegenüber den Römern uneindeutig. Einerseits galten sie als Verbündete Roms und wurden deshalb von Cäsar nicht angegriffen. Andererseits kamen sie ihren „Pflichten“ als Bundesgenossen nicht bei oder erfüllten sie nur sehr lasch. Nichtsdestotrotz belohnt Cäsar die Treverer, indem er anlässlich der Befriedung Galliens um 50 v. Chr. eine große Heerschau aller Legionen im Trevererland (vermutlich in der Trierer Talweite) durchführt.

Kaiser Augustus (Cäsar Octavian) ist es, der während einer Inspektionsreise durch Gallien die Stadt Trier als Augusta Treverorum („Stadt des Augustus im Land der Treverer“) gründet. Wissenswertes dazu findet sich im Abschnitt F-03 dieses Exkursionsführers. Zunächst als reine Zivilstadt, ohne Befestigung und ohne Garnison gegründet, wird es bald zur Etappenstadt der römischen Rheinarmee mit ihren 8 Legionen.



Fig. 2: Treverermännchen, Bronzestatue, 3. Jh., Rheinisches Landesmuseum Trier. © GDKE/Rheinisches Landesmuseum Trier Inv. GO 22, Foto: Th. Zühmer

Die Treverer – figürlich dargestellt in Fig. 2 – dürften profitiert haben. Aller Nachschub wie Nahrung, Waffen, Kleidung, sonstige Ausrüstung oder auch Pferde läuft über das oder kommt aus dem Trevererland aus der Produktion der ansässigen Handwerker und Bauern; Massengüter werden auf der Mosel transportiert. Haben die Treverer anfangs noch wegen zu hoher Steuerlasten rebelliert – und interessanterweise als ursprünglich germanischer Stamm mit verbündeten Stämmen den Fahneneid auf ein „künftiges gallisches Reich“ geschworen – erleben sie um 275 n. Chr. im Pakt mit den Römern eine bürgerliche Blütezeit.

Aber keiner kann in Frieden leben, wenn es dem bösen Nachbarn nicht gefällt. Erst kommen 275/276 n. Chr. die Franken und lassen, nachdem den Römern die Rückeroberung gelungen ist, Trier und das Umland, vor allem das Gutland, zerstört zurück. Danach kommt noch einmal römischer Glanz nach Trier; unter anderem Konstantin der Große als Kaiser des Weströmischen Reiches und zum Ende seines Lebens getaufter Christ hinterlässt Spuren in Trier. Er macht Trier zu seiner Hauptstadt; die meisten der in Trier erhaltenen römischen Bauten datieren in die Zeit um 300 n. Chr. Dennoch bleibt Trier, verglichen mit Rom, eine Provinzstadt. Dieser Status hält bis heute an.

Schließlich geht es im Zuge der Völkerwanderung mit dem Römischen Reich zu Ende. Die Franken, die immer wieder versucht haben das Trevererland kriegerisch zu vereinnahmen, werden nun von den Römern um Unterstützung ersucht und gewinnen zunehmend an Einfluss. So sind um 476 die fränkischen Merowinger die neuen Herren.

Spätestens jetzt wird ein besonderer Dialekt, das Moselfränkisch Einzug in die Region gehalten haben. Entlang der Mosel ist das „Platt“ noch heute weit verbreitet: in Teilen des Rheinlandes, der Eifel und des Hunsrücks, im Westerwald und Siegerland, im Nordwesten des Saarlands, im Nordosten Lothringens und auch im südlichen Belgien (Fig. 3). In Luxemburg ist Lëtzebuergesch die Landessprache und eine der Amtssprachen.

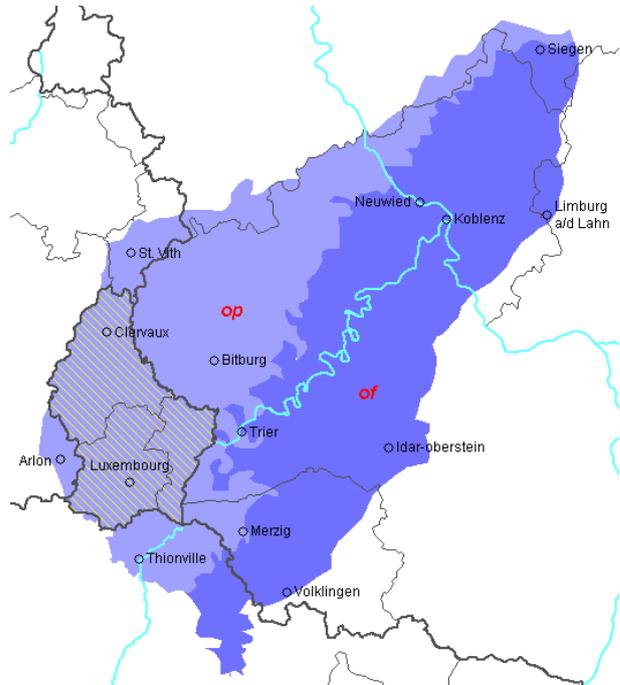


Fig. 3: Verbreitungsgebiet des moselfränkischen Dialekts und der luxemburgischen Sprache (Quelle: Hans Erren, 15 August 2010)

Die Franken teilen das Land in Gaue – namentlich erhalten geblieben ist z.B. der Saargau – und bringen der Region ihre Gesellschaftsordnung: So organisiert man sich in Rotten von etwa 10 Personen mit einem Rottenführer, der zugleich Schöffe ist. Je 10 Rotten, die etwa einer Dorfgemeinschaft entsprechen, stehen unter der Führung eines Centenarius oder Zenders. Dieser ist auch Vorsitzender des Schöffengerichts. Die regelmäßige Versammlung der freien Bürger mehrerer Dörfer wird als Thing oder Ding bezeichnet. Darüber stehen der Gaugraf und schlussendlich der Herzog.

In diesem Zusammenhang sind die weit über 1000 Jahre später gemachten Notizen des preußischen Regierungsrates Georg Bärsch, Landrat von Prüm, in seinem Werk "Eifflia illustrata, Band I, Der Kreis Wittlich" von 1855 bemerkenswert:

"Die Einwohner von Reil (Anmerkung: an der Mosel) haben [...] einen eigentümlichen Starrsinn und manche alte Gewohnheiten behalten. Noch vor mehreren Jahren maßten sie sich an, ihre Schöffen selbst zu wählen [...]. Die Rottmänner, so werden die Vorsteher der neun Rotten genannt, in welche das Dorf eingeteilt ist, mischen sich noch immer in alle

Verwaltungsangelegenheiten (ein). [...] Noch immer wollte man die Bestimmungen der im (Jahr) 1741 erneuerten Polizei-, Pfand- und Rüge-Ordnung vom Jahr 1552 handhaben. Nach dieser Ordnung wurde vormals an den alle Vierteljahr stattfindenden Dingtagen das Urteil über Vergehen gesprochen. Die Strafen mußten mehrenteils in Wein entrichtet werden und gaben zu Saufgelagen, Schlägereien und neuen Bußen Veranlassung.“

Wir dürfen ein gutes Maß herablassender Gehässigkeit in diesen Worten des preußischen Beamten über seine trierischen Untertanen vermuten, gleichwohl zeigt die Schilderung ein erstaunliches Beharrungsvermögen der Nachkommen der Treverer in kulturellen Dingen, die die fränkische Ordnung über Jahrhunderte bewahrten. Diese Resilienz oder Sturheit erkennt man mitunter noch heute in der Wesensart manches Trierers wie auch mancher Triererin.

Kehren wir zurück zu den Franken, ist der Rest rasch erzählt. Letztendlich zerfiel auch das Frankenreich der Merowinger in Zwist und Bürgerkrieg. Die karolingische Renaissance unter Karl dem Großen brachte neuerlichen Aufschwung. Für den Bodenkundler erwähnenswert ist, dass ihm unter anderem die Einführung tiefergehender Pflüge und der Dreifelderwirtschaft sowie neuer, südländischer Garten- und Gemüsepflanzen zuzuschreiben ist.

Danach fallen mehrfach die Normannen ein und zerstören zahlreiche der Bauten, die die Frankenkriege überstanden hatten, unter anderem den konstantinischen Dom an dessen Stelle heute der „neue“ Trierer Dom steht. In dieser Zeit ist Trier Teil von Lotharingen, das weit über das heutige Lothringen bis an die Nordsee und Elbe-Saale reichte. Ab 700 bildet sich das Kurfürstentum Trier, geleitet in Personalunion durch den Bischof, als politisches Territorium heraus (Fig. 4). 1794 marschieren französische Revolutions-truppen ein. In der Folge kommt es einerseits zur Schließung der Universitäten der Bischofsstädte Trier, Mainz und Köln durch den französischen Revolutionskommissar, da an diesen Orten die Fackel der Revolution

nicht überzeugend getragen wird. Die Trierer müssen bis 1970 auf die Wiedergründung ihrer 1473 erstmals eingerichteten Universität warten. So können nun kurz nacheinander zwei Jubiläen gefeiert werden und man kann der Universität Trier zubilligen, dass sie 550 Jahre alt und 50 Jahre neu ist.

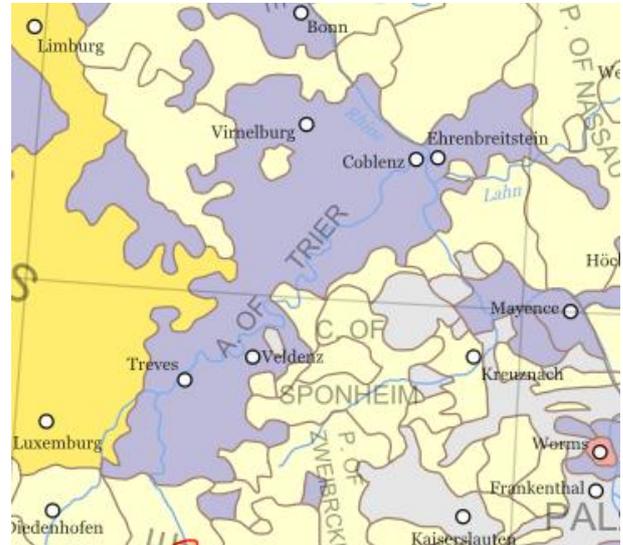


Fig. 4: Kurfürstentum und Erzbistum von Trier (Quelle: Owen Blacker, 13.08.2007, entnommen aus: Holy Roman Empire 1648.png)

Andererseits veranlasst Napoléon Bonaparte die Restitution der durch Umnutzung für andere Zwecke (z.B. als Kirche, als Stadtmauer) erhalten gebliebenen römischen Bauten wie der Porta Nigra.

Nicht zuletzt aufgrund dieser ehrenvollen und für den Stadttourismus essentiellen napoleonischen Anweisung kann der Trierer heute stolz auf seine Heimat blicken und sagen „*Trier is a schie Städttschie un da Musel is e quant.*“

Einen schönen Exkurs in die besonderen Tiefen des Trierer Platt bzw. Moselfränkischen liefert Bastian Sick in seinem Buch „Der Dativ ist dem Genitiv sein Tod – Folge 4“, Kiepenheuer & Witsch, Köln 2009. Für die freundliche Nachdruckgenehmigung sei an dieser Stelle herzlich gedankt.

Literatur

Bärsch, Georg (1824-1855) Eifflia illustrata oder geographische und historische Beschreibung der Eifel (basierend auf dem Manuskript von Johann Friedrich Schannat) – drei Bände.

Cäsar, Gaius Julius (58-50 v. Chr.). De bello Gallico – 8 Bände, div. Verlage

Heck, Ernst (1995). Die Geschichte der Treverer. Selbstverlag, Bengel/Mosel. 156 S.

Tacitus, Publius Cornelius, Annales (bzw. ab excessu divi Augusti), 110-115 n. Chr., div. Verlage

Wo holen seliger denn nehmen ist

Bastian Sick

© Bastian Sick: »Der Dativ ist dem Genitiv sein Tod – Folge 4«, Kiepenheuer & Witsch, Köln 2009

Waren Sie schon einmal in Trier? Dort gibt es einiges zu entdecken und zu bestaunen, vor allem für jemanden, der sich für sonderbare sprachliche Phänomene interessiert. Denn die Trierer holen sich die Freiheit, ein paar Dinge anders auszu-drücken.

Für die meisten Deutschen sind »holen« und »nehmen« zwei Verben mit unterschiedlicher Bedeutung, zwischen denen es nur selten zu Verwechslungen kommt. In Trier und Umgebung kommt es sogar noch seltener zu Verwechslungen, weil das Verb »nehmen« in der dortigen Umgangssprache praktisch nicht existiert. Wo unsereins »nehmen« sagt, da sagt der Trierer »holen«. Das gilt auch für Zusammensetzungen. So fragt der Trierer: »Kannst du mich mitholen?«, wenn er mitgenommen werden will. Und er überholt nicht nur andere Autos, sondern auch Verantwortung. Und wenn er erfolgreich gefastet hat, kann er voller Stolz verkünden: »Ich hab zehn Kilo abgeholt!«

Im Trierer Land wird wenig genommen, dafür umso mehr geholt. Man könnte es auch Hol-land nennen, wenn der Name nicht schon vergeben wäre. Der folgende Dialog zwischen einem Krankenpfleger und einem Patienten trug sich in einem Trierer Krankenhaus zu: »Ich habe Ihnen hier Ihre Tabletten hingelegt,

nehmen Sie die zur nächsten Mahlzeit ein!«, sagte der Krankenpfleger. »Is gut, ich hol se dann gleich!«, erwiderte der Patient. Der Krankenpfleger stutzte und erklärte, dass der Patient die Tabletten nicht zu holen brauche; denn er habe sie ihm schließlich schon mitgebracht. »Bitte nehmen Sie sie zur nächsten Mahlzeit ein!«, wiederholte der Krankenpfleger. »Ja, ja, is gut, ich hol se gleich!«, wiederholte seinerseits der Patient. Nachdem der Krankenpfleger noch ein weiteres Mal darauf hingewiesen hatte, dass sich die Tabletten bereits im Zimmer befänden, und der Patient ein weiteres Mal versichert hatte, dass er sie ganz gewiss gleich holen würde, gab der Krankenpfleger auf und verließ kopfschüttelnd den Raum. Er stammte aus dem Münsterland und hatte keine Ahnung von der semantischen Macht des Wortes »holen« im Lande der Trierer.

Zugegeben: Es ist ganz schön verwirrend. Wenn ein Trierer im Restaurant sagt: »Ich hol das Hühnerfrikassee«, muss der ortsfremde Gast am Nebentisch annehmen, in diesem Restaurant herrsche Selbstbedienung. »Dann kann ich ja auch gleich zu McDonald's gehen«, wird er denken. Und auch dort würde er sich wundern, spätestens wenn er gefragt wird, ob seine Bestellung »zum Mitholen« sei. Als ich selbst einmal einen Herrn aus Trier nach einem gemeinsamen Restaurantbesuch

fragte, ob ich ihn im Taxi mitnehmen könne, antwortete er höflich: »Lassen Sie nur, ich hol den Bus!« Ich stellte mir daraufhin vor, dass er wohl mit einem VW-Transporter gekommen sei.

Das Holen-statt-Nehmen-Phänomen ist eine Besonderheit des Moselfränkischen und daher auch im Saarland verbreitet. Es gibt Saarländer, die Französischunterricht holen, und andere, die sich an guten Taten ein Beispiel holen. Vor manchen muss man sich in Acht holen, besonders vor denen, die den Mund gern etwas zu voll holen. Ansonsten kann man im Saarland eine ganze Menge unterholen, man kann Dinge tun, die man sich seit langem vorgeholt hat, man kann Beleidigungen aussprechen und wieder zurückholen, einen Gast bei sich aufholen und für den Nachbarn ein Paket anholen. Es scheint wie ein Spiel, bei dem man ein Wort durch ein anderes ersetzen muss.

Als Ortsfremder mag man das sonderbar finden oder einfach nur zum Schmunzeln. Auf

jeden Fall aber lädt es dazu ein, sich über die Bedeutung der Wörter »nehmen« und »holen« ein paar Gedanken zu machen. Denn worin besteht eigentlich der genaue Unterschied? Wer sich Milch aus dem Kühlschrank nimmt, der steht bereits direkt davor. Wer sich Milch aus dem Kühlschrank holt, der muss erst noch zum Kühlschrank gehen. Beim Nehmen, so könnte man vereinfachend festhalten, kommen die Hände zum Einsatz, beim Holen sind außerdem die Füße beteiligt. Allerdings passt diese Definition nicht immer, denn zum Luftholen benötigt man weder die Hände noch die Füße. Und wer Abschied nimmt, der lässt sogar los, statt festzuhalten. Geben ist seliger denn nehmen, heißt es in der Bibel. Ob die Trierer Theologie wohl die Meinung vertritt, geben sei seliger denn holen? Jedenfalls brauchen Psychiater ihre suizidgefährdeten Patienten nur nach Trier zu schicken, schon sind sie ihre Sorgen los, denn dort nimmt man sich nicht das Leben. Dort holt man es sich höchstens.

A-01 Böden und Paläoböden im Mainzer Becken und nördlichen Oberrheingraben

Hermann Jungkunst¹, Michael Weidenfeller², Klaus Schützenmeister¹

¹ Geoökologie & Physische Geographie, iES Landau, Institut für Umweltwissenschaften, Universität Koblenz-Landau, Fortstraße 7, 76829 Landau

² Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz, Emy-Roeder-Straße 5, 55129 Mainz

1. Einleitung

Die Exkursion führt ins östliche und südliche Mainzer Becken und in den nördlichen Oberrheingraben. Am ersten Tag stehen die Paläoböden in Lössprofilen bei Mainz und Deidesheim im Fokus. Im ehemaligen Steinbruch der Heidelberger Cement in Mainz-Weisenau ist noch ein kleiner Ausschnitt einer vielgliedrigen Löss-Paläoboden-Sequenz aufgeschlossen, die über Jahrzehnte intensiv untersucht wurde (Bibus et al. 1996, Frechen & Preusser 1996, Poetsch 1996, Semmel 1974, 1983, 1996, 1999). Aus dem südlichen Mainzer Becken (Raum Eisenberg) wird in einer Sandgrube eine Bänderparabraunerde vorgestellt, die sich auf oligozänem Meeressand gebildet hat. Während der Exkursion werden auch die Grabung und Bodenbildungen am römischen Vicus Eisenberg besucht. An einem Wegeanschnitt bei Deidesheim an der Weinstraße sind die Rheingrabenrandstörung und versetzte Paläoböden aufgeschlossen. Das Profil wurde 2020 als Nationaler Geotop ausgezeichnet.

Am zweiten Exkursionstag rücken Profile am Rande des Pfälzerwaldes und Haardtrand in den Vordergrund. Dabei werden Lössprofile in Barbelroth unter verschiedenen Landnutzungsformen besichtigt (Forst, Acker und Weinbau). Im Anschluss werden die Dünen im Bienwald besucht. Die Abschlussprofile Weinbergsboden (Boden des Jahres 2014) werden in Landau-Nußdorf besucht. Dabei soll ein Vergleich zwischen ökologischem und konventionellen Weinbau gezeigt werden.

2. Geologischer Überblick

Mainzer Becken

Das Mainzer Becken ist ein tektonisches Senkungsgebiet am nordwestlichen Rand des Oberrheingrabens. Es wird im Norden durch das Rheinische Schiefergebirge und im Westen durch das Permokarbon des Saar-Nahe-Berglandes begrenzt. In Relation zum Oberrheingraben handelt es sich beim Mainzer Becken um eine nicht so stark abgesenkte Hochscholle. Die Sedimentfüllung besteht im Wesentlichen aus tertiären marinen, marin-brackischen, limnischen und fluvialen Ablagerungen. In der tertiären Abfolge wird zwischen dem Mergeltertiär im Liegenden (Eozän-Oligozän) und dem Kalktertiär im Hangenden (Oberligozän-Untermiozän) unterschieden. Pliozäne und quartäre Ablagerungen sind im Vergleich zum Oberrheingraben geringmächtig.

Nördlicher Oberrheingraben

Beim Oberrheingraben handelt es sich um einen in NNO-SSW-Richtung angelegten tektonischen Grabenbruch von etwa 300 km Länge und durchschnittlich 36 km Breite. Die Grabenbildung begann vermutlich im mittleren Eozän vor ca. 45 Millionen Jahren. Sie wird durch eine Aufwölbung des Oberen Erdmantels erklärt, die zu einem Zerreißen und gravitativen seitlichen Abgleiten der darüber liegenden Erdkruste führte. Entlang der Kammlinie der Mantelaufwölbung entstand eine Zerrstruktur, in die Teile der Erdkruste einbrachen und auch heute noch mit bis zu 0,7 mm pro Jahr absinken. Neueren Untersuchungen zufolge, sind auch horizontale

Scherbewegungen an der tektonischen Entwicklung des Oberrheingrabens beteiligt (Schäfer 2013a). Spätestens ab dem Miozän stellt der Oberrheingraben in erster Linie eine sinistrale Scherzone dar, entlang derer variszische Grundgebirgsstrukturen um etwa 30 bis 35 km versetzt wurden.

Mehrmals kam es im Tertiär infolge von klimabedingten weltweiten Meeresspiegelschwankungen zu weit über die heutigen Küstenlinien hinausreichenden Meeresvorstößen. Einige davon erreichten auch den pfälzischen Raum und hinterließen Ablagerungen, die fossile Überreste von Meereslebewesen enthalten. Zeitweise war der Oberrheingraben Teil einer Meeresstraße zwischen der tertiären Nordsee und dem damaligen Mittelmeer. Durch den Einbruch des Oberrheingrabens entstand eine Sedimentfalle, die bis zu 3000 m mächtige Ablagerungen aufgenommen hat. Die Absenkung verlief nicht gleichmäßig, sondern muss als ein zeitlich und räumlich sehr differenzierter Vorgang betrachtet werden, in dessen Folge die Erdkruste bis heute in viele kleine Schollen zerbrochen ist. Diese können sehr unterschiedlich hohe Absenkungs- und Hebungsbeträge aufweisen, was wiederum sehr unterschiedliche Sedimentmächtigkeiten zur Folge hat. So betragen die Gesamtmächtigkeit der tertiären und quartären Sedimente, die im Grabenabschnitt Neustadt-Ludwigshafen-Mannheim Gesteinen des Buntsandsteins aufliegen, zwischen 2000 m im Südwesten und über 3000 m im Nordosten.

Ablagerungen im Mainzer Becken und im Oberrheingraben

Die ältesten Ablagerungen im südlichen Mainzer Becken sind aus dem Raum Eisenberg und Hettenleidenheim bekannt. Dabei handelt es sich um „Ältere Kiese, Sande und

Tone“ sowie „Unreine Sand- und Ton-schichten“ des Paläozän und frühen Eozän (Schäfer 2012, 2013b). Darüber folgen Tone, tonige Braunkohlen, Mergel, Klebsande und Sande der Eisenberg-Gruppe (Eozän-Unteroligozän). Nach einer Regressionsphase erreicht im späteren Unteroligozän ein aus dem Nordseebecken herzuleitender Meeresvorstoß das Oberrheingebiet. Im südlichen Mainzer Becken kamen Sedimente bis 150 m zur Ablagerung, die zur Selztal-Gruppe zusammengefasst werden.

Im Hangenden der tonig-mergeligen bis sandig ausgebildeten Selztal-Gruppe schließt sich im Mainzer Becken eine Wechselfolge von hellen Kalksteinen bis Kalkmergeln mit Einschaltungen von graugrünen, dunkelgrauen oder hellbraunen Tönen und Tonmergeln an. Der Ablagerungsraum hatte sich zu einer Carbonatplattform entwickelt, auf der lagunäre karbonatische Flachwassersedimente abgesetzt wurden. Die früher auch als „Kalktertiär“ bezeichnete Sedimentfolge der Mainz-Gruppe beinhaltet die Hochheim-Formation, die Oppenheim-Formation, die Oberrad-Formation, die Rüssingen-Formation, die Wiesbaden-Formation und in Erosionsrelikten noch die Frankfurt-Formation (Schäfer 2013b).

Die Sedimentation innerhalb des Grabens begann im frühen bis mittleren Eozän. Bis zum Miozän wurden überwiegend marine und lakustrine Tone und Mergel, untergeordnet carbonatische Festgesteine sowie an den Grabenrändern bereichsweise auch grobkörnige Sedimente abgelagert. Nach dem endgültigen Meeresrückzug griff die Sedimentation ab dem mittleren Miozän zunehmend über den teilweise intensiv gestörten älteren tertiären Unterbau hinweg. In der Folgezeit wurden vorherrschend fluviatile und limnische Lockergesteine sedimentiert (Grimm et al. 2011).

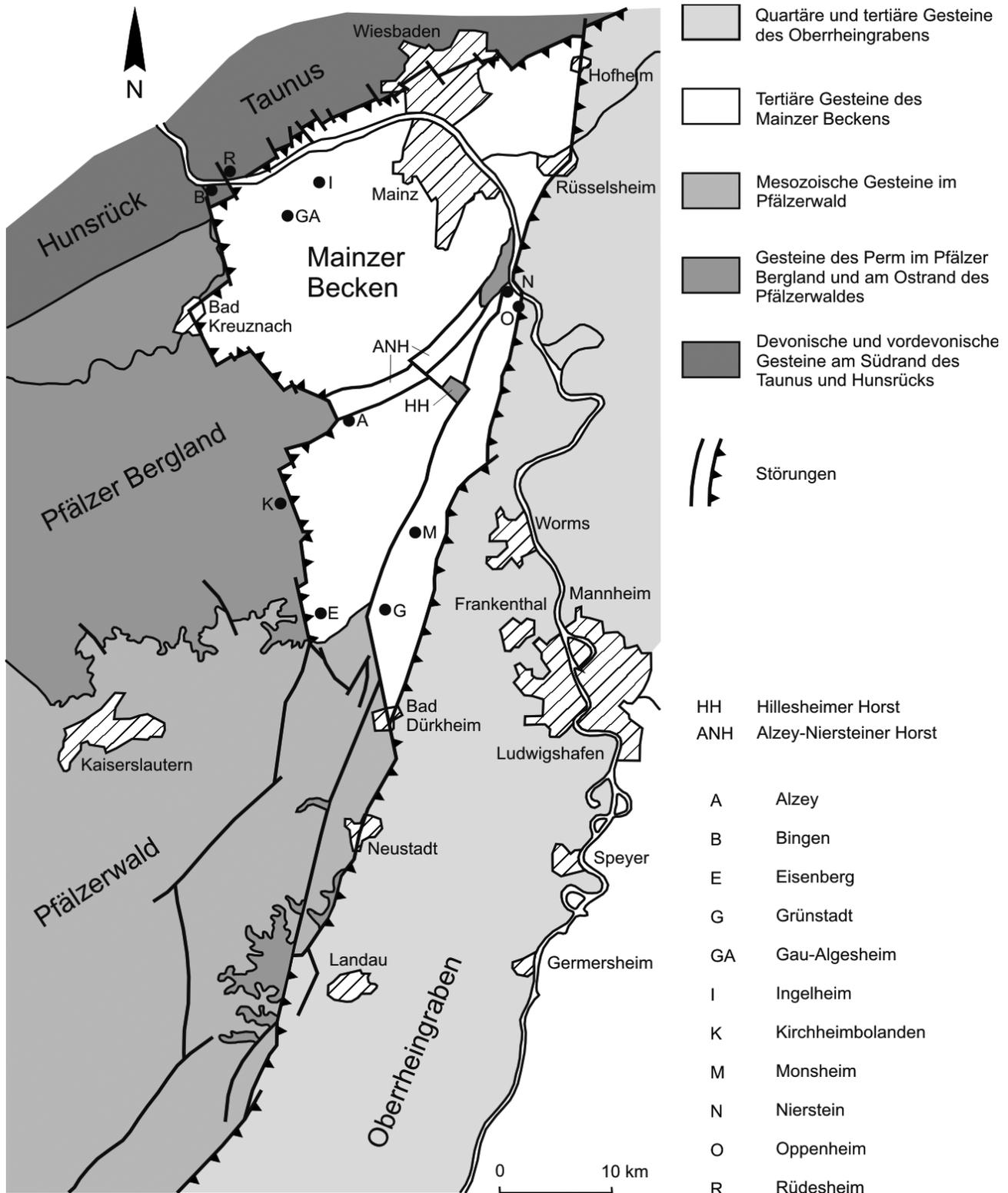


Fig. 1: Übersichtskarte nördlicher bis mittlerer Oberrhein Graben (ORG) und Mainzer Becken (Schäfer 2013a: 36)

Tektonische Gliederung am Haardtrand

Aus dem von zahlreichen Verwerfungen durchzogenen älteren tertiären Unterbau (Eozän- Miozän) reichen nur wenige markante Störungen bis in die jüngere Lockergesteinsabfolge. Diese Störungszonen bilden

zwischen der Grabenschulter im Westen und dem Grabeninnern eine SSW-NNO streichende Staffelbruchzone mit unterschiedlich aufgebauten tertiären Teilschollen: Rand-scholle, Zwischenscholle, Grabenscholle (Fig. 2) (Kärcher 1987):

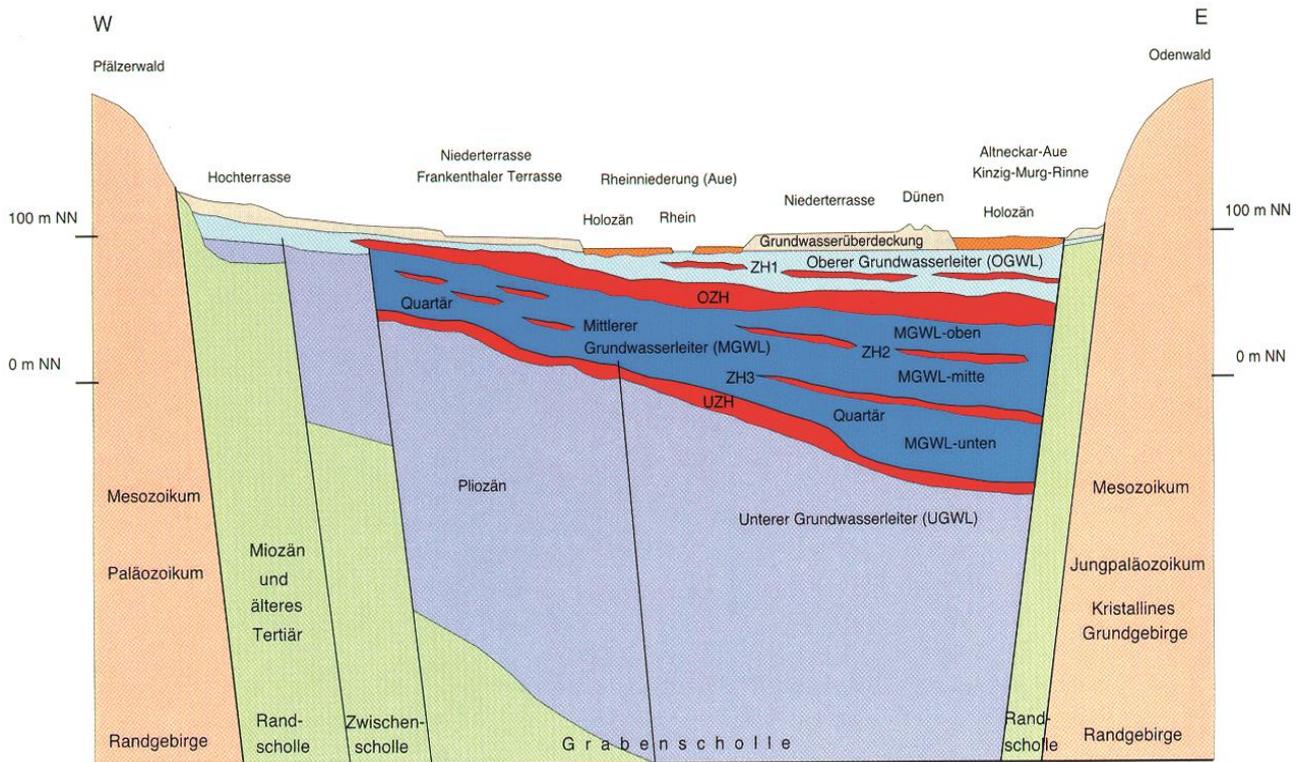


Fig. 2: Tektonische Untergliederung der Bruchzone am westlichen Grabenrand (HGK 1999)

Die **Randscholle** ist eine tektonische Bruchstufe zwischen den mesozoischen Gesteinen des Randgebirges im Südwesten (Südwestdeutscher Buntsandstein mit vorgelagerten Bruchschollen aus Muschelkalk, Keuper und Jura) bzw. dem Tertiär des Mainzer Beckens im Nordwesten und den tiefer abgesunkenen Oberrheingraben-Schollen (Zwischen- und Grabenscholle). Die westliche Randscholle besteht aus einem Schollenmosaik von Gesteinen des Mesozoikum und des überwiegend älteren Tertiär. In den westlichen randnahen Bereichen der Hochschollen ist eine geschlossene quartäre Lockergesteinsüberdeckung im Bereich der Auen bzw. Schwemmfächer (Niederterrassen) der größeren Pfälzerwaldbäche vorhanden. Nördlich von Bad Dürkheim dringt die Randscholle über Freinsheim bis westlich von Worms weit in den Grabenbereich vor, wo sie in das Mainzer Becken mündet. Zwischen Bad Dürkheim und Neustadt ist sie weniger als einen Kilometer breit. Im südlichen Abschnitt wird die Randscholle immer breiter und die Festgesteine werden flächig von jüngeren Lockersedimenten überlagert.

Die **Zwischenscholle** ist die tiefere unterschiedlich breite Bruchstufe des Oberrheingrabens mit mächtigerer jüngerer Lockergesteinsbedeckung, eingerahmt von der Grabenrandscholle im Westen und der Grabenscholle im Osten. Die Gesamtmächtigkeit der Lockergesteine variiert zwischen 70 und 150 m. Der südliche relativ breite Teilabschnitt der Zwischenscholle von Neustadt bis zur deutsch-französischen Landesgrenze ist durch Hoch- und Tief-schollen stärker gegliedert. Im Kernbereich fehlen die Terrassenablagerungen völlig. Sonst wird das unterlagernde Pliozän meist von quartären Lockersedimenten überdeckt. Nördlich von Bad Dürkheim steht Pliozän oberflächennah an. Die östliche Begrenzung zu der tiefer eingesunkenen Grabenscholle mit mächtiger pleistozäner Sedimentfüllung wird durch ein bis ins Oberpleistozän wirksames Verwerfungssystem gebildet.

Die **Grabenscholle** ist als zentrale Tiefscholle des Oberrheingrabens mit mächtigen tertiären und quartären Lockergesteinen gefüllt. Die Mächtigkeit nimmt von S nach N ins Absenkungszentrum des Heidelberger

Beckens zu. Im Nordteil des Oberrheingrabens werden an der Ostflanke des Mainzer Beckens in randlicher Fazies Lockergesteinsmächtigkeiten bis über 200 m erreicht. Die Schichtenfolge lässt sich hier in einen geringmächtigen oberen quartären Komplex und eine mächtige untere pliozäne Schichtenfolge untergliedern. Im südlichen Teilgebiet zwischen Speyer und der deutsch-französischen Landesgrenze geht die Mächtigkeit von Quartär und Pliozän im zentralen Grabenbereich bis auf 50 m zurück. Die Zwischenscholle reicht hier bis weit in den Grabenbereich hinein.

Das Quartär im nördlichen Oberrheingraben

Die größte Verbreitung und auch die größten Mächtigkeiten quartärer Sedimente der Pfalz lassen sich im Oberrheingraben belegen. Die pleistozäne Sedimentationsgeschichte wird gesteuert durch tektonische und klimatische Einflüsse, die in engem Zusammenhang mit der alpinen Vereisungsgeschichte stehen. Zwar dominiert auch im Quartär die Absenkung des Grabens, doch die Zerstückelung in eine Vielzahl von Schollen und Kleinstschollen bewirkt ein sehr differenziertes Ablagerungsgeschehen. Die quartären Lockergesteine des Oberrheingrabens bestehen aus einer rhythmischen Abfolge fein- und grobklastischer, fluviatiler und limnischer Sedimente (Haneke & Weidenfeller 2010, Weidenfeller 2013, Weidenfeller 2014).

Während der Eiszeiten hatte der Rhein eine völlig andere Gestalt und ein anderes Abflussverhalten als in den dazwischenliegenden Warmzeiten. Der Rhein mit seinem verzweigten Flusssystem froh in den Eiszeit-Wintern zu. Staub wurde ausgeblasen und als Löss im benachbarten Hügelland abgelagert. In den Frühsommern führte einsetzendes Tauwetter den Flüssen gewaltige Mengen von Schmelzwasser und Gesteinsschutt zu. Unter diesen Voraussetzungen bildete sich ein verwildertes Flusssystem, das sich ständig veränderte und Kies und Sand als mächtige Ablagerung hinterließ.

Die Sedimente sind sehr unterschiedlich entwickelt. Im Bereich des Heidelberger

Beckens, einem asymmetrischen Sedimentbecken am Ostrand des nördlichen Oberrheingrabens, wurden Mächtigkeiten (Oberpliozän + Quartär) von über 1000 Meter erbohrt. Das Quartär erreicht hier wahrscheinlich Mächtigkeiten über 500 m (Gabriel et al. 2008), nördlich von Darmstadt verringert es sich abrupt. Es sind demzufolge sehr ungleichmäßige Senkungen im Graben anzunehmen, die zu unterschiedlich starker Sedimentation geführt haben. Nur wenige große Brüche sind in dieser Schichtenfolge nachweisbar (Bartz 1982). Generell lässt sich feststellen, dass die Quartärmächtigkeiten von West nach Ost zunehmen. Untersuchungen an Bohrkernen aus dem Raum Ludwigshafen/Mannheim, Speyer und Schifferstadt belegen, dass die Plio-/Pleistozängrenze auf rheinland-pfälzischer Seite bis auf ca. 220 m unter GOF absinkt (Weidenfeller & Knipping 2008).

3.1 Halt 1 – Lössprofil in Mainz-Weisenau

Das Profil wurde zuletzt während der Tagung der Deutschen Quartärvereinigung (DEUQUA) 2018 in Gießen vorgestellt. Die Beschreibung lehnt sich an die Publikation im Exkursionsführer der DEUQUA an (Hoselmann et al. 2018).

Tab. 1: Standortbeschreibung Lössprofil Mainz-Weisenau

Lage:	TK 25 6015 Mainz, UTM32 Ost: 449485, Nord: 5535105
Höhenlage:	160 mNN
MAP:	550 mm
MAT:	9.8°C

Das Lössprofil im Steinbruch Mainz-Weisenau ist neben dem Dyckerhoff-Steinbruch in Wiesbaden (Sammel 1995) einer der bedeutendsten Quartäraufschlüsse im Rhein-Main-Gebiet. Über viele Jahrzehnte wurden die Sedimente und die fossilen Bodenbildungen von verschiedensten Bearbeitern mit unterschiedlichsten Methoden untersucht und datiert. Arno Semmel von der Universität Frankfurt a.M. hat den Abbaufortschritt über viele Jahre beobachtet und beschrieben (Fig. 3) (Sammel 1983). Im Band 20 der Frankfurter

Geowissenschaftlichen Arbeiten (Semmel 1996) sind die Ergebnisse in Einzelbeiträgen dokumentiert. Anlässlich des Lössfestes in Gießen 1999 fasste Semmel (1999) den Wissensstand in einem Exkursionsbeitrag zusammen.

Die Lössforschung im Rhein-Main-Gebiet begann mit den Arbeiten von Schönhals (1950, 1951), der den Würmlöss in drei, jeweils durch Bodenbildungen begrenzte, stratigraphische Abschnitte gliederte.

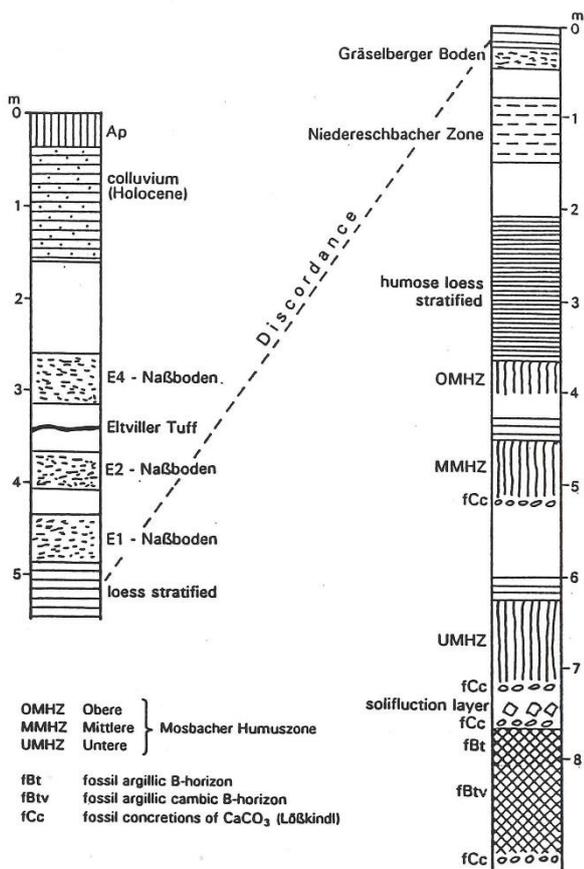


Fig. 3: Würmlössprofil, Mainz-Weisenau (Semmel 1999)

Semmel (1963) bestätigte später, dass der fossile Ah-Horizont genetisch gar nicht zum liegenden B-Horizont gehört. Außerdem

konnten häufig drei selbständige fossile Ah-Horizonte über dem Bt-Horizont gefunden werden, der als Bildung der letzten Warmzeit gedeutet wird (Schönhals & Rohdenburg & Semmel 1964). Diese Ah-Horizonte werden als "Mosbacher Humuszonen" bezeichnet. Die Lössabfolge wurde insbesondere in den 90er Jahren von der Arbeitsgruppe von Erhard Bibus, Geographisches Institut der Universität Tübingen, mit verschiedensten Methoden bearbeitet (Bibus et al. 1996). Dazu gehörten neben paläopedologischen Untersuchungen auch Molluskenbestimmungen, Bestimmungen von Holzkohlen, Dünnschliffuntersuchungen (Poetsch 1996), paläomagnetische und schwermineralogische Untersuchungen (Thiemeyer 1993) sowie Lumineszenz-Datierungen (Frechen & Preusser 1996).

Bibus et al. (1996) konnten aufgrund von typischen Horizonten im hangenden und zwischengeschalteten Löss belegen, dass es sich in Weisenau um den Altwürmabschnitt mit den 3 interstadialen Mosbacher Humuszonen und den Risslöss mit den Weilbacher Humuszonen handelt (Fig. 4). Die Humuszonen sind durch mächtigere Lösszwischenlagen, die kalttrockene Abschnitte anzeigen, voneinander getrennt. Die beiden untersten Mosbacher Humuszonen sind stark durch Entkalkungs- und Verbraunungserscheinungen unterschiedlicher Intensität und Verbreitung degradiert. Einerseits handelt es sich um braune Flecken, zum anderen jedoch auch um basale Verbraunungszonen, die vor allem im Dellentiefsten verbreitet sind. Aktuell ist im Weisenauer Steinbruch ein Lössprofil mit der Unteren Mosbacher Humuszone und einem Btv-Horizont aufgeschlossen. Die Beschreibung orientiert sich an den bereits publizierten Ergebnissen. Neuere Untersuchungen am aufgeschlossenen Profil liegen nicht vor.

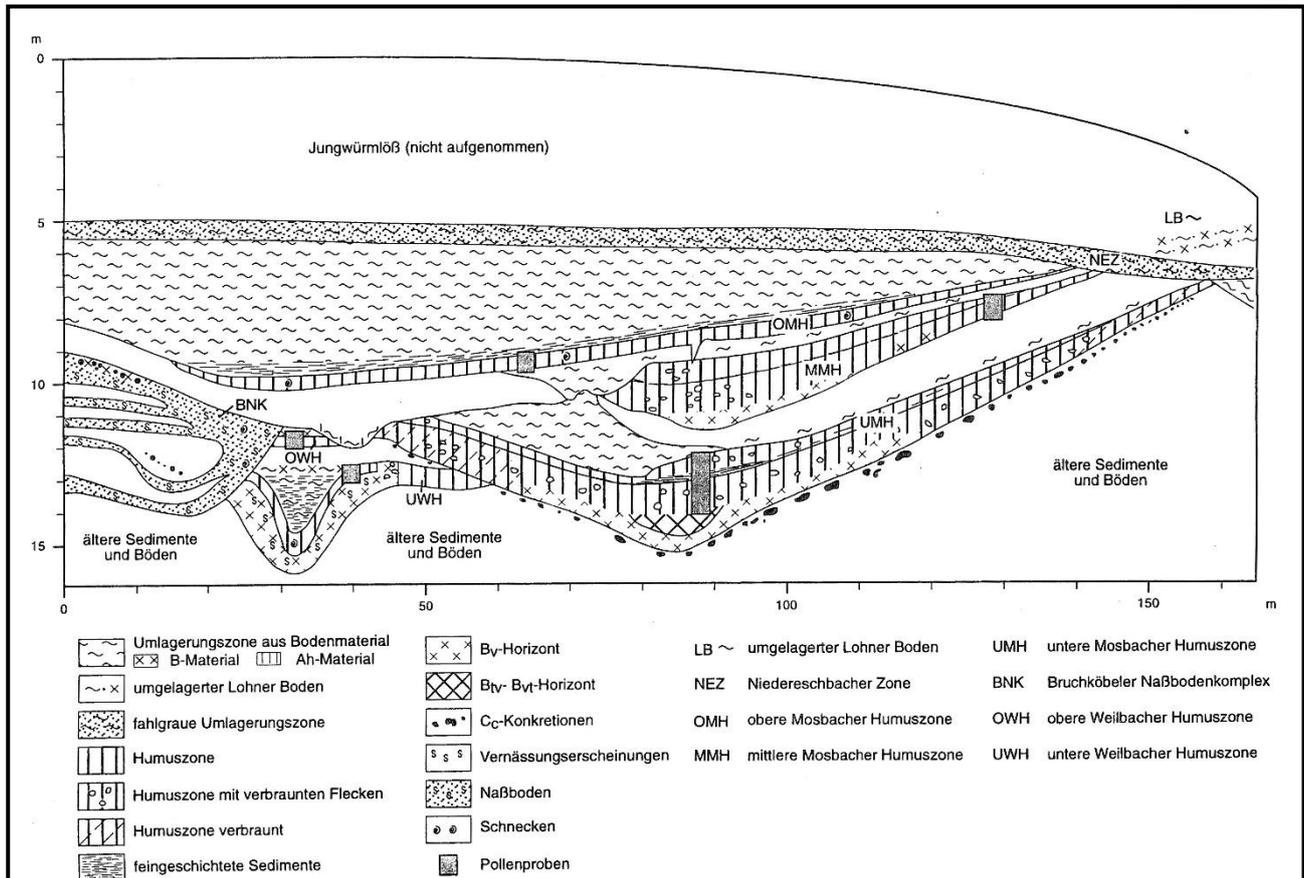


Fig. 4: Horizontabfolge des Altwürmabschnittes in Dellenposition, Mainz Weisenau (Bibus et al. 1996)

Profilbeschreibung

Seit 1991 wurde ein Lössrücken durch den Abbau geschnitten, in dessen Bereich zu Beginn der letzten Kaltzeit eine Delle in den liegenden älteren Löss eingetieft war. Das Liegende des aktuell aufgeschlossenen Profils bilden die jüngstpliozänen "Älteren Weisenauer Sande" und die altquartären „Jüngeren Weisenauer Sande“ (Semmel 1983). Die Basis des Profils bildet ein stark carbonathaltiger Löss, der kleine Carbonatkonkretionen enthält. Der tiefere Teil der Lössabfolge ist nicht aufgeschlossen. Darüber folgt ein 25 cm mächtiger, schwach entwickelter Btv-Horizont mit einem Carbonatanreicherungshorizont an der Basis (Fig. 5). Auf den Aggregatoberflächen im Btv-Horizont sind schwach ausgeprägte Toncutane sichtbar. Die Grenze zum hangenden Löss ist sehr scharf und geradlinig. Die graugelbliche Färbung des Lösses lässt auf einen geringen Anteil an organischer Substanz schließen. Der Löss geht in einen ca. 30 cm mächtigen hellgelblich braunen

Löss über. Darüber folgt eine kräftig ausgebildete zweigeteilte Humuszone. Der untere Teil ist homogen dunkelbraun gefärbt. Der obere Teil der Humuszone zeigt hellbraune Fleckung in einem schwarzbraunen Horizont. Darüber schließt sich mit diffusem Übergang ein hellgraubrauner Löss an, der diskordant von einem dunkelbraunen künstlich aufgeschütteten Sediment überlagert ist. Nicht aufgeschlossen ist der mittel- und oberweichselzeitliche Abschnitt der Lössabfolge mit den Erbenheimer Nassböden und dem Eltville Tuff (vgl. Fig. 3). Im Hangenden des Eltville Tuffes folgt der blassgraue, schwach humose E4-Nassboden (Semmel 1996). Den Abschluss des Weisenauer Profils bildet ein bandkeramisches Kolluvium mit Holzkohlen und Hüttenlehm. Von dem holozänen Oberflächenboden ist nur noch vereinzelt ein Rest des Bt-Horizontes erhalten. Bereits zur bandkeramischen Zeit war stellenweise der Rohlöss durch Bodenerosion freigelegt.

Diskussion

Die Abfolge der fossilen Böden der letzten Kaltzeit beginnt mit den Mosbacher Humuszonen, deren Bildung jeweils von Lösssedimentation abgelöst wurde (Fig. 4, Fig. 6).



Fig. 5: Lössprofil mit Unterer Mosbacher Humuszone, Mainz-Weisenau (Foto: M. Weidenfeller)

Paläontologische Belege (Fauna und Flora) sprechen dafür, dass während der Humuszonenbildung Waldsteppenklimate mit Nadelwald herrschte. Die mächtige zweigeteilte Humuszone im aktuellen Aufschluss wird entsprechend der Merkmalsausprägung als „Untere Mosbacher Humuszone“ interpretiert. Von den aus einem benachbarten heute nicht mehr aufgeschlossenen Bereich vorliegenden Lumineszenz-Daten spricht das von Frechen & Preusser (1996) ermittelte IRSL-Alter von $94,0 \pm 9,8$ ka für diese Annahme. Nicht eindeutig ist derzeit die Interpretation und stratigraphische Zuordnung des fossilen Btv-Horizontes. Ob dieser Horizont in die letzte Warmzeit gehört, kann nicht eindeutig beantwortet werden, da von diesem Profil keine absoluten Altersdatierungen vorliegen. Da die von Bibus et al. (1996) beschriebene Schuttlage unter

der Unteren Humuszone fehlt und ein mächtiger Löss zwischengeschaltet ist, könnte es sich auch um den Rest eines interglazialen Bodens handeln. Allerdings wäre in einem warmzeitlichen Boden eine stärker ausgeprägte Tonverlagerung und intensivere Konkretionsbildung zu erwarten. Für einen interglazialen Boden spricht, dass der Horizont durch eine Diskordanz gekappt wird und eine Lösssedimentationsphase folgt. Sollte es sich um den Eem-Boden handeln, wäre der Löss im Liegenden dieses Bodens ins Riss bzw. Prä-Eem zu stellen. Allerdings fehlt diesem Löss die von Bibus et al. beschriebene intensive Pseudovergleyung (Marmorierung und Roströhren).

Daher ist es wahrscheinlich, dass es sich um den von Bibus et al. (1996) beschriebenen Bvt-Horizont an der Basis der Unteren Mosbacher Humuszone handelt. Im damaligen Profil konnte eine Lessivierung festgestellt werden. Nach den makroskopischen und mikromorphologischen Merkmalen handelte es sich jedoch um eine äußerst schwache Tondurchschlämmung, die mit den Bt-Horizonten interglazialer Parabraunerden nicht verglichen werden kann (Poetsch 1996). Analog zur Beschreibung von Bibus et al. (1996) liegt das aktuell aufgeschlossene Profil in Dellenposition, wie es für den Altwürmabschnitt im Weisenauer Profil typisch ist (Fig. 4, Fig. 6).

3.2 Halt 2 – Römischer Vicus Eisenberg

Die Ausgrabungen am römischen Vicus in Eisenberg begannen 1992 und fanden einen vorläufigen Abschluss 2005. Sie wurden von der Generaldirektion Kulturelles Erbe, Direktion Archäologie, Außenstelle Speyer durchgeführt. In einer umfassenden Monographie sind die Grabungsergebnisse dokumentiert (Bernhard et al. 2007).

Auf ca. 400 m Länge konnte die Ost-West-Längsachse der Siedlung zu großen Teilen mit Streifenhausbebauung, öffentlichen Bauten und speziellen Handwerksbereichen erfasst werden. Durch die langjährigen Grabungen sind die Ausdehnung und die innere Struktur

dieser römischen Mittelpunktsiedlung im Detail genau fassbar. Die noch erhaltenen Reste werden im „Römerpark Vicus Eisenberg“ der Öffentlichkeit präsentiert.

Tab. 2: Standortbeschreibung

Lage:	TK 25 6414 Grünstadt-West, UTM32 Ost: 433285, Nord: 5489510
Höhenlage:	192 mNN
MAP:	635 mm
MAT:	9.3°C

In den letzten Jahren konnten auf dem Grabungsgelände die Fundamente weiterer Häuser freigelegt werden. Im Bereich der

Häuser V1 und V2 wurde dabei auch der Kontaktbereich zwischen den Fundamenten und dem geologischen Untergrund aufgeschlossen. Auch der Aufbau der angrenzenden römischen Straße war zeitweise freigelegt und der unterlagernde Boden sichtbar. Die Grabungsstelle dient auch der Ausbildung von Grabungstechniker/innen. Im Modul Geologie/ Boden werden Grundlagen der Geologie und der Bodenansprache vermittelt. Das Profil Eisenberg eignet sich hervorragend, um den Auszubildenden die Unterschiede zwischen natürlich entstandenen Bodenmerkmalen und anthropogen oder anthropogen bedingten Merkmalen zu verdeutlichen.

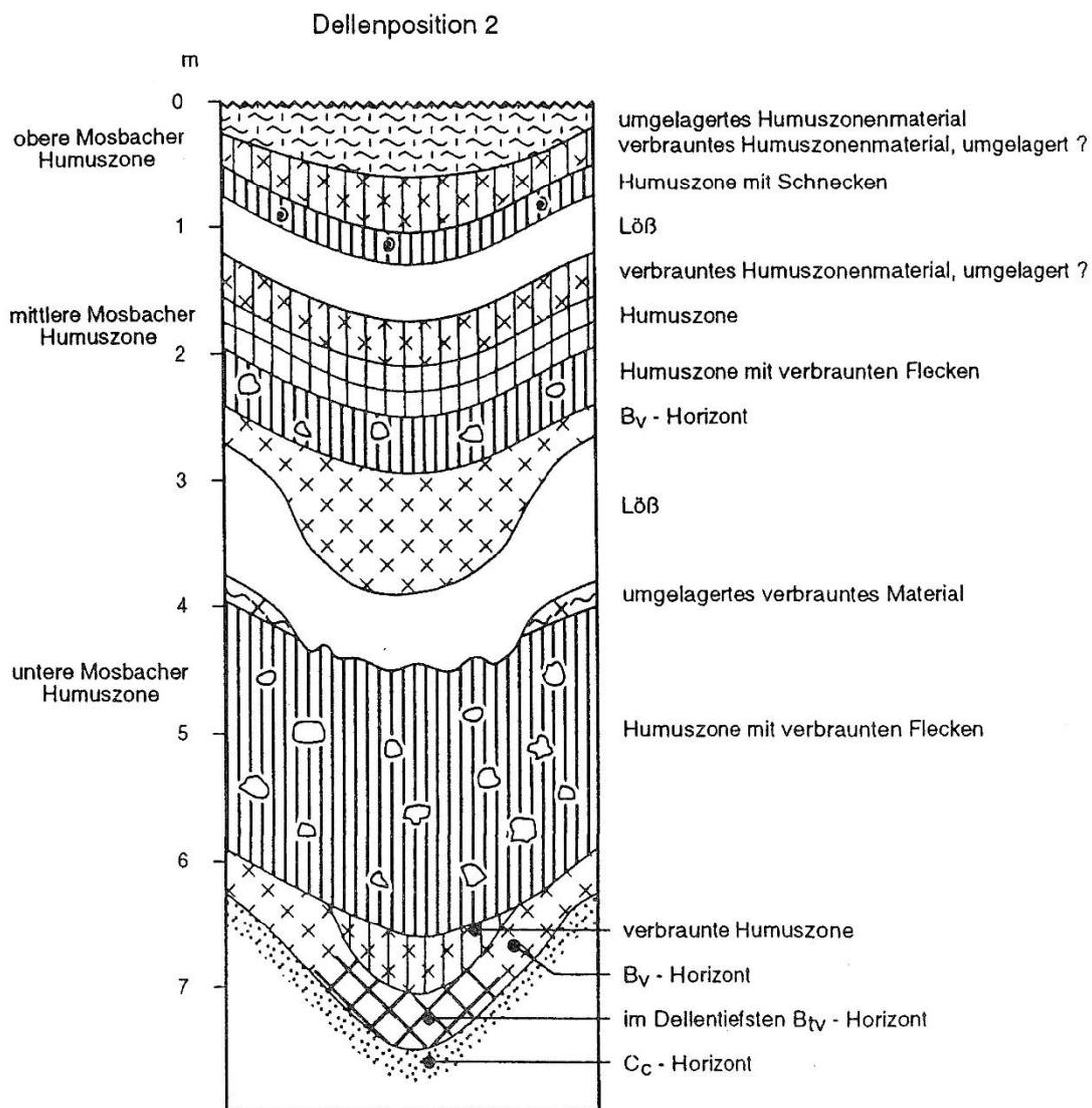


Fig. 6: Altwürmabfolge in Dellenposition, Mainz-Weisenau (Bibus et al. 1996: Fig.3)

An der Basis der anthropogenen Schichten tritt eine Parabraunerde aus Löss auf (Profil: Y – Bt – Cc – IC), die im Bereich des Römerparks flächenhaft verbreitet ist. Der ehemalige Oberboden einschließlich des Al-Horizontes wurde beim Anlegen der Straßen und Plätze abgetragen, um direkt auf dem dichteren Bt-Horizont zu bauen. Die Mächtigkeit des noch verbliebenen Bt-Horizontes schwankt zwischen 10 und 40 cm. Darunter schließt sich ein 30 cm mächtiger Carbonatanreicherungs-horizont mit einem deutlich ausgeprägtem Pseudomycel an (Fig. 7).



Fig. 7: Grabungsprofil Vicus Eisenberg: Parabraunerde aus Löss (Foto: M. Weidenfeller)

3.3 Halt 3 – Sandgrube Heilmäus der Fa. Klausling in Eisenberg

In der Sandgrube der Fa. Klausling am nördlichen Stadtrand von Eisenberg werden Sedimente des oligozänen Meeressandes abgebaut.

Tab. 3: Standortbeschreibung Sandgrube Heilmäus

Lage:	TK 25 6414 Grünstadt-West, UTM32 Ost: 433460, Nord: 5490815
Höhenlage:	203 mNN
MAP:	635 mm
MAT:	9.3°C

Die bis zu 30 m aufgeschlossene Abfolge setzt sich aus carbonatfreien hellgelblich-weißen Sanden mit eingeschalteten ockerfarbenen Lagen zusammen, die im ehemaligen Tertiär-Meer des Eisenberger Beckens küstennah abgelagert wurden (Fig. 8). Die horizontal

geschichteten Sande werden von quartärzeitlich sedimentierten lehmigen Kiesen und Sanden eines Baches überlagert. Eine genauere stratigraphische Einstufung dieser Sedimente liegt nicht vor.

Oberhalb der Abbauwand ist eine Braunerde aus kiesigem Sand einer Bachablagerung als rezenter Boden verbreitet. Darunter folgen tertiäre Sande, deren oberer Abschnitt durch eine fossile Bodenbildung überprägt ist. Parallel verlaufende braune Bänder treten bis in eine Tiefe von 5 m unter GOF auf. Bodentypologisch handelt es sich um eine Bänderparabraunerde aus Sand (Profil: Ah-Bv-IIbtb-IC). Die Färbung der braunen Bänder ist neben dem erhöhtem Tongehalt auch auf die Anreicherung von Fe- und Mn-Oxiden zurückzuführen. Die Abschnitte zwischen den Bändern sind auffällig hell gebleicht, Analysendaten liegen nicht vor.



Fig. 8: Bänderparabraunde aus oligozänem Sand, Sandgrube Heilmäus, Eisenberg (Foto: LGB Mainz)

3.4 Halt 4 – Rheingrabenrandstörung und Löss-Paläobodenabfolge bei Deidesheim, Weinstraße

Durch einen Wegeanschnitt sind 1,5 km NW Deidesheim, an der Grenze zwischen Randgebirge (Pfälzerwald) und Vorbergzone (Randschollen), ein 130 m langes Quartärprofil, die Störungszone und Sedimente des Buntsandsteins aufgeschlossen (Fig. 9). Die Sandsteine der Oberen Karlstal-Schichten (Mittlerer Buntsandstein) fallen hier mit ca. 20° nach O ein. Sie bilden die Randscholle, die durch hydrothermalen Zersatz überprägt und

nach O verkippt ist (vgl. Fig. 2). Mit Annäherung an die Störungszone von W kommend wird erkennbar, dass sich der Charakter des Festgesteins verändert. Zunehmend löst sich die Kornbindung im Sandstein auf. Härtere Bänke wechsellagern mit bereits völlig zersetzten Sandsteinen. In unmittelbarer Nähe zur Störung nimmt der Buntsandstein den Charakter eines Lockergesteins an. Neben Bleichung tritt auch Ausfällung von Eisen- und Manganoxiden auf den Schichtflächen und Klüften auf. Nur wenige Meter westlich der Störungszone fallen die Schichten mit 90° ein, sind abschnittsweise gefaltet oder überkippt (Weidenfeller 2014).

Tab. 4: Standortbeschreibung Löss-Paläoboden-Abfolge im Quartärprofil Deidesheim

Lage:	TK 25 6515 Bad Dürkheim-Ost, UTM32 Ost: 440180, Nord: 5474400
Höhenlage:	190 mNN
MAP:	641 mm
MAT:	9.9°C



Fig. 9: Rheingrabenrandstörung Quartär/Buntsandstein, Profil Deidesheim (Foto: M. Weidenfeller)

An den Störungen am Oberrheingrabenrand stiegen heiße, chemisch aggressive Wässer aus tieferen Bereichen der Erdkruste auf und lösten das rötlich gefärbte Eisenoxid (Hämatit) von den Quarzkörnern (Bleichung) und – im fortgesetzten Stadium – die silikatische Kornbindung (Zersatz). Die Störungszone markiert

eine mehrphasige Abschiebung. In einer ersten Phase wurden die bereits intensiv zersetzten Gesteine an der Stirnseite durch Abwärtsbewegung der östlich angrenzenden Scholle nach unten gebogen. Faltung und Überkippen setzt Einengung voraus, die sich an der Abschiebung nur schwer nachvollziehen lässt. Als Ursache der Faltung kann Permafrostodynamik nicht völlig ausgeschlossen werden. So sind großdimensionierte Kryoturbationen, die neben quartären Sedimenten auch den präquartären Untergrund überprägen, zum Beispiel aus dem Steinbruch in Mainz-Weisenau bekannt.

In einer zweiten tektonischen Phase hat die Abschiebung die pleistozäne Löss-Paläoboden-Abfolge erfasst, die um ca. 10 m versetzt wurde. Dass die Abschiebung nach Ablagerung der vollständigen Lössabfolge aktiv war, erkennt man an der Verschleppung der Paläoböden unmittelbar an der Störung. Durch die Abwärtsbewegung der lössbedeckten Scholle wurde auch ein ehemaliger Boden aus einer sandsteinhaltigen Fließerde der ehemaligen Landoberfläche in die Störung eingequetscht, so dass er nicht mehr horizontal, sondern nahezu senkrecht orientiert ist. Wie mikromorphologische Untersuchungen belegen, handelt es sich dabei um einen Tonanreicherungshorizont (Bt-Horizont) einer Parabraunerde, die westlich der Störung oberflächennah verbreitet ist.

Innerhalb der Löss-Paläoboden-Abfolge treten kleine Verwerfungen mit geringen Sprunghöhen auf. Durch die Abschiebung wurde das Lockergesteinspaket zusammengestaucht, was kleine Staffelbrüche im Löss erzeugte. Durch die Datierung der Lösses ist es auch möglich das Maximalalter der zweiten Phase der Abschiebung einzugrenzen. Da das jüngste gemessene Alter des durch die Störung überprägten Lösses eine saalezeitliche Entstehung belegt, muss die Abschiebung innerhalb der letzten 150.000 Jahre vor heute aktiv gewesen sein (Weidenfeller 2014).

Tab. 5: Profilbeschreibung Halt 4 - Löss-Paläoboden-Abfolge im Quartärprofil Deidesheim

-0.30 m	Ah	schwach lehmiger Mittelsand, grobsandig; dunkelbraun (7.5 YR 4/3), Fließerde
-0.90 m	Bv	lehmiger Mittelsand, grobsandig; braun (7.5 YR 5/4), Fließerde
-2.80 m	II ICkc	lehmiger Schluff; braun (10 YR 5/3); carbonatreich; Lößkindel häufig im Bereich zwischen 1.2 und 2.5 m u. GOF (Durchmesser bis 5 cm); gut durchwurzelt; steinfrei; Kohärentgefüge, Nadelstichporen, Löss
-3.10 m	III fAh-eIC	schluffiger Lehm; dunkelbraun (10 YR 4/3); carbonatreich; schwach humos; Kohärentgefüge, Humuszone
-3.85 m	III ICc	lehmiger Schluff; braun (10 YR 5/3); sehr carbonatreich; ohne Lößkindel; Kohärentgefüge, Löss
-4.15 m	IV IC1	schluffig-sandiger Lehm; gelbbraun bis dunkelbraun (10 YR 5/4 bis 4/4); carbonatreich; Kohärentgefüge, Sandlöss
-4.85 m	V IC2	schluffig-lehmiger Fein- bis Mittelsand; dunkelbraun (10 YR 4/3); carbonatarm (zum Liegenden hin abnehmend); subpolyedrisches Gefüge bis Einzelkorngefüge; Wühlgänge (Krotowinen) verfüllt mit braunem (10 YR 5/3), stark carbonathaltigem schluffigem Lehm bis lehmigem Schluff; schwach entwickeltes subpolyedrisches Gefüge, Sandlöss und Sand
-5.05 m	VI fAh	schwach lehmiger Mittelsand mit stark angewitterten, kantengerundeten Buntsandsteingeröllen (Durchmesser bis 3 cm); dunkelbraun bis braun (7.5 YR 4/6 bis 10 YR 4/3); mittel carbonathaltig; Einzelkorngefüge, Humuszone
-5.25 m	VI fAl	stark lehmiger Sand; schwach steinig (Quarzgerölle); braun bis dunkelbraun (7.5 YR 4/4 bis 7.5 YR 4/6); carbonatarm; subpolyedrisches Gefüge
-5.60 m	VII fBt	sandig-toniger Lehm; braun (7.5 YR 4/6); carbonatarm; subpolyedrisches bis polyedrisches Gefüge; Tonkutane auf den Aggregatoberflächen deutlich ausgeprägt; Tonanreicherungshorizont einer Parabraunerde
-5.75 m	VII ICkc	Kalkzementationszone; hellbraun (10 YR 7/4); Krustenbildung mit Kontraktionsrissen
-6.20 m	VII eIC1	schluffiger Sand bis stark sandiger Schluff; steinig (Quarzgerölle bis 1 cm Durchmesser); gelblichbraun (10 YR 5/4); carbonatreich; Kalkmycel; kohärentes bis subpolyedrisches Gefüge; Sandlöss
-6.60 m	VII eIC2	schwach lehmiger Mittelsand; schwach steinig; kantengerundete Gerölle bis 5 cm Durchmesser; braun (7.5 YR 5/6); carbonatarm; Einzelkorngefüge; Sandlöss und Löss
-6.70 m	VII iIC	kantengerundete Sandsteine bis 45 cm Kantenlänge; intensiv verwittert (gebleicht); vereinzelt unverwitterte rötlich gefärbte Sandsteine; Blocklage
-7.00 m	IX fBt	schluffig-toniger Lehm; schwach steinig; dunkelbraun bis braun (7.5 YR 4/4 bis 4/6); carbonatarm; prismatisches bis feinpolyedrisches Gefüge; ausgeprägte Tonkutane; Tonanreicherungshorizont einer Parabraunerde
-7.15 m	IX fBv	schluffiger Lehm; braun (7.5 YR 4/6); schwach carbonathaltig; polyedrisches bis kohärentes Gefüge; Verbraunungshorizont
-7.30 m	IX eICkc1	Kalkzementationszone; hellbraun (10 YR 7/4); Carbonatkruste
-7.80 m	IX eICkc2	lehmiger Schluff; gelblichbraun (10 YR 5/6); carbonatreich; vereinzelt bis 5 cm große Lösskindel; Kohärentgefüge; Löss
-7.95 m	X eICkc	sandiger Schluff; braun (10 YR 4/4); schwach carbonathaltig; mit bis zu 10 cm großen Lösskindel; Kohärent- bis plattiges Gefüge; Sandlöss
-8.25 m	XI imC	Sandsteinblöcke, gebleicht, 30 bis 40 cm Kantenlänge; in schluffig-sandiger Matrix; Blocklage
-9.20 m	imC	Sandstein, gebleicht; hellgelb bis gelblichbraun; Buntsandstein (Karlstal-Schichten)

Profilbeschreibung

Über den intensiv verwitterten Sandsteinen der Oberen Karlstalschichten folgt eine ca. 8 m mächtige Abfolge von Löss, Sandlöss und umgelagerten Sedimenten. Die quartären Deckschichten grenzen im Aufschluss an einer steil einfallenden Störung an die Oberen Karlstalschichten. Da die Sandsteine auch an der Quartärbasis anstehen, handelt es sich um eine tiefer liegende Scholle, auf der die Lockersedimente in erosionsgeschützter Position erhalten blieben. Das Profil befindet sich im oberen Abschnitt des Wegeanschnitts und setzt sich aus mehreren Schürfen zusammen (Fig. 10).

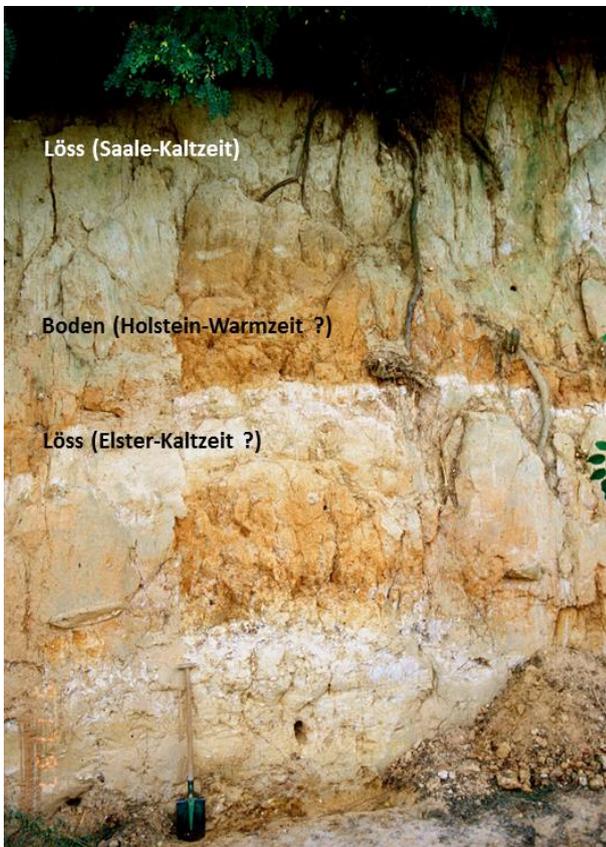


Fig. 10: Löss-Paläoboden-Abfolge im Quartärprofil Deidesheim (Foto: M. Weidenfeller)

Sedimentologisch-pedologische Ergebnisse

Über Sandsteinen der Oberen Karlstal-Zone folgt eine solifluidal entstandene Blocklage aus schwach verwitterten Sandsteinen, die von Löss überlagert ist. Ein ausgeprägter Bodenhorizont (IX fBt-Horizont) bildet den Abschluss der ersten Sedimentationsphase. Ein Tongehalt von 35,6 %, ein Carbonatgehalt

kleiner 1 % und eine Austauschkapazität von 22,4 cmol/kg g sowie die makroskopisch gut erkennbaren ausgeprägten Toncutane weisen ihn als Tonanreicherungshorizont einer Parabraunerde aus. Des Weiteren ist ein Maximum der Spurenelementgehalte (Cu, Cr, Zn) festzustellen, die bei der Lessivierung mit dem Ton verlagert werden. An der Basis des Bodens ist eine 15 cm mächtige Carbonatkruste entwickelt.

Der Bt-Horizont wird diskordant von einer Blocklage aus Sandsteinen überlagert, so dass eine erosive Kappung wahrscheinlich ist und eine größere Ausgangsmächtigkeit für den Tonanreicherungshorizont angenommen werden muss. Zum Hangenden schließen sich äolische Sande und Sandlöss an, in denen ein zweiter Tonanreicherungshorizont (VII fBt) auftritt. Obwohl dieser Bt-Horizont optisch stärker in Erscheinung tritt, sprechen die bodenphysikalischen und -chemischen Analysendaten für eine schwächere Ausprägung im Vergleich zum unteren Bt-Horizont. Es folgt eine schwach entwickelte Humuszone, die von carbonatarmen Sanden überlagert wird. Im darüber liegenden Profilabschnitt dominieren wiederum feinkörnigere und stärker carbonathaltige Sedimente.

Eine Humuszone (III fAh-elC) gliedert diesen 3 m mächtigen Löss in einen älteren und jüngeren Abschnitt. Auffällig sind die hohen Tongehalte der Humuszone (16,9 %) im Vergleich zum hangenden Löss (10,8 %) und der unteren Humuszone (10,2 %). Parallel dazu treten eine höhere Austauschkapazität und die Gehalte der Spurenelemente deutlich hervor. Den Abschluss des Profils bildet eine 90 cm mächtige Fließerde aus Sand. Tuffbänder treten im Profil nicht auf. Auch die Eltville Tephra, die Stäblein (1968, 118-121) aus dem 30 km südlich gelegenen Lössprofil Arzheim bei Landau beschreibt, konnte im Profil Forst nicht nachgewiesen werden.

Die Schwermineralspektren (Fraktion 0,063 bis 0,2 mm Korndurchmesser) der Sandlössse (V IC2-Hor., V II iIC-Hor.) und Lössse (II ICkc-Hor., IX elCkc2-Hor.) unterscheiden sich nur unwesentlich voneinander. Der Anteil opaker Komponenten ist bei den Sandlössen um

annähernd 15 % geringer als bei den Lössen. Bei den transparenten Schwermineralen dominieren, abgesehen von hohen Anteilen an Alterit, die stabilen und verwitterungsresistenten Minerale (Zirkon, Turmalin, Rutil, Anatas). Vulkanische Minerale konnten bis auf eine Ausnahme im V IC2-Horizont (Hornblende: 2 %) nicht nachgewiesen werden. Als Lieferanten für die Sandfraktion kommen in erster Linie Rheinsedimente und Gesteine des Buntsandstein in Betracht.

Stratigraphie

Die Löss-Paläoboden-Abfolge setzt sich aus Löss, Sandlöss und umgelagerten Sedimenten zusammen. Gegliedert sind diese Deckschichten durch fossile Bodenhorizonte. Dabei treten sowohl Ton- und Carbonatanreicherungs-Horizonte von warmzeitlich gebildeten Parabraunerden wie auch Humuszonen auf, die frühglaziale Stadien repräsentieren. Lumineszenz-Datierungen und paläontologische Befunde belegen, dass sich die pleistozäne Abfolge über drei Glazial-Interglazial-Zyklen erstreckt (Prä-Elster? bis Saale) (Weidenfeller & Zöller 1995, 1996; Gnieser & Rousseau 1996; Weidenfeller 2008). Weichselzeitlicher Löss konnte in diesem Profil nicht nachgewiesen werden. Er wurde ebenso wie der Boden der letzten Warmzeit bereits erodiert. Unter den quartären Sedimenten stehen wiederum verwitterte Sandsteine des Buntsandsteins an, die darauf hinweisen, dass die tektonisch abgesenkte Scholle eine der Randschollen darstellt. Die Störung, die die Randschollen von der Zwischenscholle trennt und durch eine große Sprunghöhe charakterisiert ist, verläuft ca. 150 m östlich des Aufschlusses.

Auch rezent finden Bewegungen an der Nahtstelle zwischen Pfälzerwald und Oberrheingraben statt, wie Fein-Nivellement-Messungen des Landesamtes für Vermessung und Geobasisinformation belegen (Schwarz 1976). Die sich von W nach O erstreckende Nivellementlinie „Frankenstein–Oggersheim“ verdeutlicht, dass an der Grenze Randgebirge/Randscholle, an der das Profil aufgeschlossen ist, aktive tektonische Bewegungen bis zum heutigen Zeitpunkt mit relativen

Bewegungsraten von ca. 0,5 mm/Jahr stattfinden. Zudem sind Wegsamkeiten im Bereich der Störungszone nachgewiesen. Über den Bereich der Störung wurden im Februar 2007 Dosimeter zu Radonmessungen in einem W–O-Profil vom Waldrand bis in die Weinberge in 1 m Tiefe vergraben. Die gesamte Messstrecke liegt innerhalb einer Zone, in der der Buntsandstein durch tektonische Bewegungen mehr oder weniger stark zerschert und verwittert ist, wobei der Zersetzungsgrad in Richtung der Störung zunimmt. Im Bereich der Störung selbst wurde ein mindestens doppelt so hoher Radonwert gemessen als westlich und östlich der Störung (Rein 2008).

3.5 Halt 5 – Barbelroth

Löss ist im Hügelland der Weinstraße und in der pfälzischen Rheinebene das verbreitete Sediment an der Erdoberfläche. An Wegböschungen und in Hohlwegen ist das Lockergestein häufig zu finden. Es bildet dort mehrere Meter hohe Steilwände, wie z.B. in Barbelroth (Geiger et. al, 2016).

Die Riedseltz-Formation nördlich von Barbelroth, ist heute eine weitestgehend bewaldete Abbauwand einer ehemals großen Sandgrube. Hier überlagern mächtige bräunliche Schotter- und Flugsanddecken der Pleistozän-Epoche die hellgelblichen bis hellgrauen Sande der Riedseltz-Formation (Eisbacher & Fielitz, 2010) (Tab. 6-10).

Tab. 6: Standortbeschreibung Barbelroth

Lage:	Ost: 49.113329, Nord: 8.074785
Höhenlage:	160 mNN
MAP:	686 mm
MAT:	9.8°C

Tab. 7: Bodenphysikalische Eigenschaften – Partikelgrößenverteilung – Barbelroth

Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									
	<0.2 µm	<0.63 µm	<2 µm	<6.3 µm	<20 µm	<36 µm	<63 µm	<200 µm	<630 µm	<2000 µm
0-20	1.2	3.2	5.3	7.2	16.0	17.4	12.7	14.2	20.3	2.7
20-40	1.1	3.0	5.1	7.0	15.2	16.4	11.8	13.6	24.3	2.6
40-60	1.2	3.2	5.3	7.2	15.6	16.8	12.1	13.8	23.1	1.7
60-80	1.6	3.8	5.6	7.6	16.3	17.1	12.2	13.5	21.3	1.0
80-100	2.4	5.1	5.8	8.0	17.3	18.3	13.2	12.7	15.9	1.4
100-120	2.7	5.5	5.4	7.7	17.8	19.0	13.2	10.4	17.4	1.1
120-140	3.0	6.1	5.5	7.9	19.3	21.2	14.7	8.9	12.8	0.6
140-160	3.2	6.2	5.4	7.9	19.7	22.8	15.8	7.8	10.5	0.8
160-180	2.9	5.7	5.5	7.8	18.9	22.2	15.6	8.3	12.4	0.6
180-200	2.8	5.3	5.0	7.0	17.4	21.2	15.2	9.6	16.1	0.5
200-220	2.8	5.2	4.8	6.6	16.5	21.5	16.9	11.3	14.2	0.4
220-240	2.5	5.0	4.9	6.9	17.3	20.6	15.6	11.2	15.8	0.4
340	0.3	0.7	1.2	1.3	1.7	1.4	3.2	56.5	33.7	0.1

Tab. 8: Bodenchemische Eigenschaften I – Barbelroth

Tiefe [cm]	pH [H ₂ O]	pH [CaCl ₂]	EL [mS cm ⁻¹]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{anorg} [mg g ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	C/N	P _t [µg g ⁻¹]	P (CAL) [µg g ⁻¹]	K (CAL) [µg g ⁻¹]
0-20	5.00	4.09	59	26.0	0.0	1.7	15.2	295.8	35.8	54.2
20-40	4.67	3.93	28	9.8	0.0	0.7	14.9	244.7	18.8	32.0
40-60	4.84	3.93	30	6.2	0.0	0.4	14.2	134.2	15.4	39.1
60-80	4.79	3.90	28	5.0	0.0	0.4	13.6	258.6	15.8	33.2
80-100	4.96	3.90	26	3.3	0.0	0.4	9.2	384.0	30.2	39.8
100-120	5.05	4.03	34	3.1	0.0	0.4	8.5	517.4	42.8	44.6
120-140	5.24	4.02	35	2.7	0.0	0.4	7.8	659.8	49.03	44.4
140-160	5.18	4.16	27	2.1	0.0	0.3	6.1	744.3	53.8	46.3
160-180	5.24	4.18	40	2.5	0.0	0.3	7.3	658.5	46.0	45.0
180-200	5.38	4.26	47	1.9	0.0	0.3	6.0	645.5	49.0	41.3
200-220	5.40	4.25	39	2.4	0.0	0.3	7.5	642.6	46.0	37.5
220-240	5.47	4.73	43	2.3	0.0	0.3	7.3	583.6	37.6	37.3
340	5.87	5.66	47	0.4	0.0	0.1	5.6	38.8	6.8	51.7

Tab. 9: Bodenchemische Eigenschaften II – Barbelroth

Tiefe [cm]	KAK _{eff} [mmol _c kg ⁻¹]	BS [%]	Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Mn	H
						[mmol _c kg ⁻¹]				
0-20	128.5	99.9	0.3	0.6	127.0	0.4	0.1	0.0	0.0	0.0
20-40	105.6	99.4	0.4	2.1	102.5	0.0	0.3	0.0	0.0	0.3
40-60	109.7	99.8	0.4	1.7	107.3	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0
60-80	139.2	99.5	0.5	1.3	136.7	0.0	0.1	0.0	0.3	0.4
80-100	121.8	99.3	0.5	1.4	118.9	0.0	0.1	0.0	0.3	0.5
100-120	47.0	98.5	0.6	0.8	37.9	7.0	0.1	0.0	0.0	0.6
120-140	37.2	98.1	0.5	1.2	31.2	3.6	0.0	0.0	0.0	0.7
140-160	43.2	98.0	0.2	2.3	36.5	3.4	0.3	0.0	0.0	0.6
160-180	48.8	99.0	0.5	1.5	42.3	4.0	0.0	0.0	0.0	0.5
180-200	46.9	99.2	0.7	1.5	41.0	3.4	0.0	0.0	0.0	0.4
200-220	15.1	99.2	0.4	1.2	12.3	1.2	0.1	0.0	0.0	0.0
220-240	1.5	100	0.5	0.5	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
340	13.1	98.6	0.4	1.2	7.3	4.1	0.2	0.0	0.0	0.0

Tab. 10: Bodenchemische Eigenschaften III – Barbelroth

Tiefe [cm]	Fe _o [g kg ⁻¹]	Fe _d [g kg ⁻¹]	Al _o [g kg ⁻¹]	Mn _o [g kg ⁻¹]	Fe _o /Fe _d
0-20	1.63	4.76	0.98	0.05	0.34
20-40	1.74	4.70	1.16	0.12	0.37
40-60	1.72	4.83	1.22	0.21	0.36
60-80	1.86	5.90	1.50	0.19	0.32
80-100	1.88	8.15	1.73	0.19	0.23
100-120	1.83	10.23	1.96	0.10	0.18
120-140	1.55	12.07	1.89	0.38	0.13
140-160	1.61	12.35	1.70	0.15	0.13
160-180	1.87	11.32	1.68	0.10	0.17
180-200	1.69	11.79	1.61	0.16	0.14
200-220	1.38	11.53	1.32	0.17	0.12
220-240	1.39	10.25	1.19	0.00	0.14
340	0.00	0.24	0.18	0.14	0.00

3.6 Halt 6 – Bienwald

Der Bienwald ist neben dem Hagenauer Forst im benachbarten Elsass das größte zusammenhängende Waldgebiet der ober-rheinischen Tiefebene. Auf dem während der Eiszeit entstandenen Schwemmfächer der Lauter dominieren heute großflächig Eichen-, Buchen- und Kiefernwälder. Das Gelände neigt sich nur leicht von West nach Ost, einzig die Rodungsinsel Büchelberg, auf einer tertiären Kalkscholle gelegen, erhebt sich über den ausgedehnten Waldkomplex. Doch noch immer sind die Spuren der Eiszeit erkennbar: auf dem Schwemmkegel entstand ein Gewirr aus Rinnsalen, Gräben und Bächen, die während der Sommermonate trockenfallen. Eng-räumig wechseln sich trockene und feuchte, arme und reiche Standorte ab. Dort, wo das Wasser lange im Jahr steht, wachsen die seltenen Erlenbruchwälder, dagegen sind lichte Eichen- und Kiefernwälder für die bis zu

drei Meter hohen Dünen typisch (Geiger et al. 2016).

Im Norden und Süden grenzen die Niederungen von Bruchbach und Otterbach sowie der Lauter an. Die traditionelle Kulturlandschaft ist geprägt von einem Mosaik aus Wiesen, Weiden und Feldern, durchzogen von einem Netz an Bächen und Gräben. Vor allem auf den feuchten und wenig gedüngten Wiesen blühen seltene Orchideen und andere gefährdete Pflanzenarten. Hinzu kommen ausgedehnte Streuobstwiesen, die vor allem auf der Rodungsinsel Büchelberg das Landschaftsbild prägen (Tab. 11-15).

Tab. 11: Standortbeschreibung Bienwald

Lage:	Ost: 49.028462, Nord: 8.015664
Höhenlage:	148 mNN
MAP:	677 mm
MAT:	9.8°C

Tab. 12: Bodenphysikalische Eigenschaften – Partikelgrößenverteilung – Bienwald

Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									
	<0.2 µm	<0.63 µm	<2 µm	<6.3 µm	<20 µm	<36 µm	<63 µm	<200 µm	<630 µm	<2000 µm
0-20	0.2	0.6	1.1	1.1	1.4	1.1	1.9	42.8	49.2	0.6
20-40	0.2	0.6	1.0	1.1	1.1	0.8	1.7	42.4	50.5	0.6
40-60	0.3	0.7	1.2	1.3	1.4	1.0	1.6	34.8	56.8	0.8
60-80	0.2	0.6	1.2	1.3	1.4	1.0	1.5	27.4	64.0	1.4
80-100	0.2	0.5	1.0	1.1	1.2	0.8	1.2	22.3	69.7	1.9
100-120	0.2	0.6	1.2	1.2	1.3	0.9	1.4	22.4	69.2	1.7
120-140	0.2	0.6	1.1	1.2	1.1	0.6	1.0	25.2	67.5	1.5
140-160	0.2	0.5	0.9	0.9	0.8	0.5	0.8	25.9	68.6	1.0
160-180	0.2	0.5	0.8	0.8	0.8	0.5	0.8	20.7	73.4	1.7
180-200	0.2	0.5	0.9	0.9	0.8	0.4	0.8	26.4	67.9	1.3
200-220	0.2	0.5	0.8	0.8	0.7	0.4	0.8	26.8	68.0	1.1
220-240	0.2	0.5	0.8	0.8	0.7	0.5	1.0	26.8	67.5	1.3
240-260	0.2	0.5	0.8	0.8	0.7	0.4	0.9	28.9	65.7	1.1
260-280	0.3	0.6	0.9	0.9	0.8	0.4	0.7	25.4	69.0	1.1
280-300	0.2	0.6	1.0	1.0	1.1	0.8	1.7	28.1	64.0	1.4

Tab. 13: Bodenchemische Eigenschaften I – Bienwald

Tiefe [cm]	pH [H ₂ O]	pH [CaCl ₂]	EL [mS cm ⁻¹]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{anorg} [mg g ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	C/N	P _t [µg g ⁻¹]	P (CAL) [µg g ⁻¹]	K (CAL) [µg g ⁻¹]
0-20	4.38	4.02	20	26.4	0.0	1.3	19.6	106.9	14.0	30.1
20-40	5.21	4.16	19	10.4	0.0	0.5	21.4	121.6	24.4	19.6
40-60	5.16	4.16	15	10.2	0.0	0.5	20.1	111.3	30.8	15.9
60-80	5.09	4.17	17	6.2	0.0	0.3	22.2	133.1	42.8	14.9
80-100	5.09	4.31	16	6.4	0.0	0.3	23.1	208.7	53.4	12.2
100-120	5.24	4.43	13	4.3	0.0	0.2	22.1	256.1	66.0	6.6
120-140	5.23	4.55	15	3.0	0.0	0.2	19.1	198.4	52.4	11.2
140-160	4.47	4.51	10	1.9	0.0	0.1	17.8	117.6	32.0	11.6
160-180	5.24	4.52	12	2.2	0.0	0.1	21.6	99.7	35.2	12.8
180-200	5.35	4.51	10	1.4	0.0	0.1	17.1	81.2	25.0	13.2
200-220	5.21	4.47	10	0.9	0.0	0.1	15.3	47.4	16.2	13.0
220-240	5.34	4.36	15	1.5	0.0	0.1	14.3	51.0	12.4	12.1
240-260	5.62	4.45	14	0.8	0.0	0.1	11.2	34.1	7.0	17.4
260-280	5.48	4.32	15	1.8	0.0	0.1	20.3	46.4	8.6	17.9
280-300	5.07	4.12	25	1.5	0.0	0.1	15.3	27.6	6.4	22.1

Tab. 14: Bodenchemische Eigenschaften II – Bienwald

Tiefe [cm]	KAK _{eff} [mmol _c kg ⁻¹]	BS [%]	Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Mn	H
						[mmol _c kg ⁻¹]				
0-20	48.9	99.5	0.6	1.5	35.8	10.8	0.0	0.0	0.0	0.2
20-40	61.7	99.9	0.6	1.6	39.1	20.3	0.0	0.0	0.0	0.1
40-60	66.1	99.6	1.3	2.3	50.8	11.5	0.0	0.0	0.3	0.0
60-80	71.0	99.8	1.1	1.9	54.5	13.4	0.0	0.0	0.2	0.0
80-100	39.0	98.9	1.3	1.7	27.8	7.7	0.2	0.0	0.3	0.0
100-120	30.5	100	1.4	1.4	22.2	5.4	0.0	0.0	0.0	0.0
120-140	39.9	95.6	1.4	1.4	27.7	7.7	0.0	1.7	0.0	0.0
140-160	119.8	100	0.7	6.6	81.7	30.8	0.0	0.0	0.0	0.0
160-180	115.5	99.7	0.9	3.7	74.5	36.1	0.30	0.0	0.0	0.0
180-200	110.1	99.9	0.8	4.4	70.1	34.7	0.1	0.0	0.0	0.0
200-220	67.1	100	0.7	2.8	43.3	20.3	0.0	0.0	0.0	0.0
220-240	130.7	100	0.6	2.6	81.4	46.1	0.0	0.0	0.0	0.0
240-260	136.8	100	0.3	1.8	133.3	1.3	0.0	0.0	0.1	0.0
260-280	125.4	100	0.5	1.0	123.7	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0
280-300	133.1	100	0.4	0.9	131.2	0.5	0.1	0.0	0.0	0.0

Tab. 15: Bodenchemische Eigenschaften III – Bienwald

Tiefe [cm]	Fe _o [g kg ⁻¹]	Fe _d [g kg ⁻¹]	Al _o [g kg ⁻¹]	Mn _o [g kg ⁻¹]	Fe _o /Fe _d
0-20	0.44	2.30	0.75	0.00	0.19
20-40	0.50	2.19	0.92	0.00	0.23
40-60	0.66	2.26	1.09	0.00	0.29
60-80	0.78	2.17	1.16	0.01	0.36
80-100	0.96	2.25	1.64	0.01	0.42
100-120	0.98	2.24	1.90	0.00	0.44
120-140	0.76	1.99	1.86	0.01	0.39
140-160	0.46	1.60	1.23	0.00	0.29
160-180	0.50	1.53	1.95	0.00	0.33
180-200	0.31	1.41	1.45	0.00	0.22
200-220	0.17	1.63	0.90	0.00	0.11
220-240	0.14	1.75	0.67	0.01	0.08
240-260	0.08	1.61	0.46	0.01	0.05
260-280	0.19	1.55	0.58	0.02	0.12
280-300	0.10	1.81	0.33	0.17	0.06

3.7 Halt 7 – Landau Nußdorf

Nahezu die Hälfte der Pfälzer Reben wächst auf kalkhaltigen Löss- und Lösslehm Böden. Daneben gibt es Lehm Böden mit hohem Kalkanteil und Sanden des Tertiärs und auch teilweise Muschelkalkmergelböden mit hohem Steinanteil. Etwa ein Zehntel der Rebflächen besteht aus kalkfreien kiesig-sandigen Böden. Die Buntsandsteinverwitterungsböden gelten

trotz Nährstoffarmut und schlechter Wasserspeicherkapazität als ideale Basis für die Erzeugung von Spitzenrieslingen (Geiger et al. 2016) (Tab. 16-20).

Tab. 16: Standortbeschreibung Landau Nußdorf

Lage:	Ost: 49.226250, Nord: 8.116294
Höhenlage:	189 mNN
MAP:	685 mm
MAT:	9.7°C

Tab. 17: Bodenphysikalische Eigenschaften – Partikelgrößenverteilung – Nußdorf

Tiefe [cm]	Weingut	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									
		<0.2 µm	<0.63 µm	<2 µm	<6.3 µm	<20 µm	<36 µm	<63 µm	<200 µm	<630 µm	<2000 µm
0-20	Rummel	2.1	4.7	6.0	9.0	22.6	23.1	16.8	8.4	6.4	1.0
20-40	Rummel	2.0	4.5	5.9	8.7	22.0	22.3	15.7	8.8	8.3	1.9
40-60	Rummel	1.9	4.9	6.7	9.6	23.4	22.7	16.2	8.6	5.0	1.1
0-20	Hochdörfer	2.1	4.7	6.0	8.6	21.3	23.1	16.1	8.7	8.2	1.2

Tab. 18: Bodenchemische Eigenschaften I – Nußdorf

Tiefe [cm]	Weingut	pH	pH	EL	C _{org}	C _{anorg}	N _t	C/N	P _t	P (CAL)	K (CAL)
		[H ₂ O]	[CaCl ₂]	[mS cm ⁻¹]	[mg g ⁻¹]	[mg g ⁻¹]	[mg g ⁻¹]		[µg g ⁻¹]	[µg g ⁻¹]	[µg g ⁻¹]
0-20	Rummel	6.73	7.12	184	24.7	10.9	1.9	13.1	1336.9	125.4	249.9
20-40	Rummel	7.74	6.82	187	21.5	12.9	1.8	11.7	1037.5	127.2	288.2
40-60	Rummel	7.70	7.53	158	11.3	15.6	0.8	13.4	806.2	45.6	129.8
0-20	Hochdörfer	7.75	7.20	250	15.9	14.4	1.5	10.8	1076.7	143.8	451.5

Tab. 19: Bodenchemische Eigenschaften II – Nußdorf

Tiefe [cm]	Weingut	KAK _{pot} [mmol _c kg ⁻¹]	BS [%]	Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Mn	H
								[mmol _c kg ⁻¹]			
0-20	Rummel	176.7	99.7	0.4	9.1	158.6	8.1	0.5	0.0	0.0	0.0
20-40	Rummel	21.44	99.8	0.0	10.1	195.5	8.5	0.4	0.0	0.0	0.0
40-60	Rummel	44.2	99.3	0.2	4.4	32.3	6.9	0.3	0.0	0.0	0.0
0-20	Hochdörfer	149.6	99.8	0.1	15.6	122.5	11.1	0.3	0.0	0.0	0.0

Tab. 20: Bodenchemische Eigenschaften III – Nußdorf

Tiefe [cm]	Weingut	Fe _o [g kg ⁻¹]	Fe _d [g kg ⁻¹]	Al _o [g kg ⁻¹]	Mn _o [g kg ⁻¹]	Fe _o /Fe _d
0-20	Rummel	1.14	7.55	1.08	0.17	0.15
20-40	Rummel	1.33	7.96	1.21	0.31	0.17
40-60	Rummel	1.16	8.71	1.29	0.15	0.13
0-20	Hochdörfer	1.25	6.43	0.91	0.18	0.19

Literatur

- Bartz, J. (1982): Quartär und Jungtertiär II im Oberrheingraben im Großraum Karlsruhe. – Geol. Jb., A63, 237 S., Hannover.
- Bernhard, H., Braun, A., Himmelmann, U. Kreckel, T & Stickl, H. (2007): Der römische Vicus von Eisenberg – Ein Zentrum der Eisengewinnung in der Nordpfalz. – Archäologische Denkmäler in der Pfalz, Band 1: 254 S., Speyer.
- Bibus, E., Bludau, W., Bross, C. & Rähle, W. (1996): Der Altwürm- und Reißabschnitt im Profil Mainz-Weisenau und die Eigenschaften der Mosbacher Humuszonen. – Frankfurter geowissenschaftliche Arbeiten, Serie D, 20: 21-52, Frankfurt a.M.
- Dittrich, D., Haneke, J., Schäfer, P. & Weidenfeller, M. (2013): Die Pfalz – Erdgeschichtlicher und tektonischer Überblick. – In: Haneke, J. & Kremb, K. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie der Pfalz. – Veröffentl. d. Pfälzischen Gesellsch. zur Förderung d. Wissenschaften 110: 5-8, Speyer.
- Eisbacher, G. H.; Fielitz, W. (2010): Karlsruhe und seine Region, Nordschwarzwald, Kraichgau, Neckartal, südlicher Odenwald, Oberrhein-Graben, Pfälzerwald und westliche Schwäbische Alb, Sammlung geologischer Führer, Band 103, Gebr. Borntraeger, Stuttgart.
- Frechen, M. & Preusser, F. (1996): Kombinierte Lumineszenz-Datierungen am Beispiel des Lößprofils Mainz-Weisenau. – Frankfurter geowiss. Arbeiten, Serie D, Band 20: 53-66, Frankfurt a.M.
- Gabriel, G., Ellwanger, D., Hoselmann, C., Weidenfeller, M., Wielandt-Schuster, U. & The Heidelberg Basin Project Team (2013): The Heidelberg Basin, Upper Rhine Graben (Germany): A unique archive of Quaternary sediments in Central Europe. - Quaternary International, 292: 43-58, Amsterdam, <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2012.10.044>.
- Geiger, M. (Hrsg.); Diehl, W.; Dreyer, M.C.S.; Heil, M.; Himmler, H.; Hünerfauth, K.; Imo, B.; Schumann, F.; Seimetz, H.-J.; Übel, R.; Wambsganß, W. (2016): Haardt und Weinstraße. Ein Geo- und Bildführer. Verlag-Pfälzische Landeskunde; Landau
- Gnieser, D. & Rousseau, D.-D. (1996): Aminostratigraphic evaluation and malacological results of the loess-paleosol sequence at Forst a.d. Weinstraße. – Frankfurter geowiss. Arbeiten, Serie D., 20: 101-108, Frankfurt a.M..
- Grimm, M.C., Wielandt-Schuster, U., Hottenrott, M., Grimm, K.I., Radtke, G. mit Beiträgen von Berger, J.-P., Ellwanger, D., Harms, F.-J., Hoselmann, C., Picot, L., &

- Weidenfeller, M. (2011): Oberrhein-graben. – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Heft 75, Stratigraphie von Deutschland IX Ter-tiär, Teil 1: Oberrheingraben und benach-barte Tertiärgebiete: 57-132, Stuttgart (Schweizerbart).
- Haneke, J. & Weidenfeller, M. (2010): Die geo-logischen Baueinheiten der Pfalz. – In: Geiger, M. (Hrsg.): Die Geographie der Pfalz: 74–91, Landau (Verl. Pfälzische Landeskunde).
- HGK (1999): Hydrogeologische Kartierung und Grundwasserbewirtschaftung Rein-Neckar-Raum. - 155 S., Stuttgart, Mainz.
- Hoselmann, C., Laupenmühlen, T., Bohaty, J., Radtke, G., Weber, G. & Weidenfeller, M. (2018): Field Trip C (27 September 2018): Fluvatile und äolische Ablagerungen im Rhein-Main-Gebiet. - DEUQUA Spec. Pub., 1, 29-52, <https://doi.org/10.5194/deuquasp-1-29-2018>.
- Kärcher, T. (1987): Beiträge zur Lithologie und Hydrogeologie der Locker-gesteinsablagerungen (Pliozän, Quartär) im Raum Frankenthal, Ludwigshafen-Mannheim, Speyer. - Jber. Mitt. ober-rhein. geol. Ver., N.F., 69: 279-320, Stutt-gart.
- Poetsch, Th. (1996): Dünnschliffunter-suchungen an den Mosbacher Humus-zonen im Steinbruch Mainz-Weisenau. – Frankfurter geowiss. Arbeiten, Serie D, Band 20: 67-70, Frankfurt a.M.
- Rein, B. (2008): Radonprognosekarte Rhein-land-Pfalz – 2. Projektabschnitt. - Interner Bericht für das Ministerium für Umwelt, Forsten und Verbraucherschutz Rhein-land-Pfalz, 170 S., Mainz.
- Schäfer, P. (2012): Mainzer Becken. Strati-graphie – Paläontologie – Exkursionen.- Sammlung geologischer Führer Band 79: 333 S., Stuttgart.
- Schäfer, P. (2013a): Grabenbildung – Tertiäre Tektonik in der Pfalz. - In: Haneke, J. & Kremb, K. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie der Pfalz. – Veröffentl. d. Pfälzischen Gesellsch. zur Förderung d. Wissenschaften 110: 35-48, Speyer.
- Schäfer, P. (2013b): Seesedimente, Meeres-sande, Plattformkarbonate – Tertiäre Ab-lagerungen im südlichen Mainzer Be-cken. - In: Haneke, J. & Kremb, K. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie der Pfalz. – Veröf-fentl. d. Pfälzischen Gesellsch. zur Förde-rung d. Wissenschaften 110: 49-68, Speyer.
- Schönhals, E. (1950): Über einige wichtige Lößprofile und begrabene Böden im Rheingau. - Notizbl. hess. L.-Amt Boden-forsch., 6: 244-259, Wiesbaden.
- Schönhals, E. (1951): Über fossile Böden im nicht vereisten Gebiet. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 1: 109-130, Öhringen, <https://doi.org/10.3285/eg.01.1.12>, 1951
- Schönhals, E. & Rohdenburg, H. & Semmel, A. (1964): Ergebnisse neuerer Unter-suchungen zur Würmlößgliederung in Hessen. - Eiszeitalter u. Gegenwart, 15: 199-206, Öhringen. <https://doi.org/10.3285/eg.15.1.15>, 1964
- Schwarz, E. (1976): Präzisionsnivellement und rezente Krustenbewegung darge-stellt am nördlichen Oberrheingraben. – Z. Vermessungsw., 101: 14–25, Stuttgart.
- Semmel, A. (1963): Mitteilung über ein Pleisto-zänprofil bei Hahnstätten (Limburger Becken). - Notizbl. hess. L.-Amt Boden-forsch., 91: 359-365, Wiesbaden.
- Semmel, A. (1974): Der Stand der Eiszeit-forschung im Rhein-Main-Gebiet. – Rhein.-Main. Forsch., 78: 9-56, Frankfurt a.M.
- Semmel, A. (1983): Die plio-pleistozänen Deckschichten im Steinbruch Mainz-Wei-senau. - Geol. Jb. Hessen, 111: 219-233, Wiesbaden.
- Semmel, A. (1995): Die quartären Deck-schichten im Dyckerhoff-Steinbruch am Kinzenberg westlich Wiesbaden-Erben-heim. - Geol. Jb. Hessen, 123: 133-137, Wiesbaden.
- Semmel, A. (1996): Paläoböden im Würmlöß, insbesondere im Altwürmlöß des Stein-bruchs Mainz-Weisenau – Problem-stellung und Übersicht über die Forschungsergebnisse. – Frankfurter geowiss. Arbeiten, Serie D, Band 20: 11-20, Frankfurt a.M.

- Semmel, A. (1999): Loess section of Mainz-Weisenau, Mainz Basin.– In: Weidenfeller, M. & Zöller, L. (eds.): Loess in the Middle and Upper Rhine Area. – Field Guide Loessfest 99: 60-72, Mainz.
- Stäblein, G. (1968): Reliefgenerationen der Vorderpfalz. – Würzburger geogr. Arb., 23: 1-191, Würzburg.
- Thiemeyer, H. (1993): Die Schwermineralführung des Würmlößprofils Mainz-Weisenau. - Geol. Jb. Hessen, 121: 181-186, Wiesbaden.
- Weidenfeller, M. (2008): Urbanstag 2008: Geologie und Wein – Deidesheimer Spezialitäten. - Schriften zur Weinkultur, 21: 27 S., Deidesheim.
- Weidenfeller, M. (2013): Eisige Zeiten – Das Quartär in der Pfalz. – In: Haneke, J. & Kremb, K. (Hrsg.): Beiträge zur Geologie der Pfalz. – Veröffentl. d. Pfälzischen Gesellsch. zur Förderung d. Wissenschaften 110: 69-80, Speyer.
- Weidenfeller, M. (2014): Geologie und junge Tektonik am Westrand des nördlichen Oberrheingrabens (Exkursion K am 26. April 2014). – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F. 96: 223-246, Stuttgart.
- Weidenfeller, M. & Kärcher, T. (2008): Tectonic influence on fluvial preservation: aspects of the architecture of Middle and Late Pleistocene sediments in the northern Upper Rhine Graben, Germany. - Netherlands Journal of Geosciences - Geologie en Mijnbouw, 87-1: 33-40, Utrecht.
- Weidenfeller, M. & Knipping, M. (2008): Correlation of Pleistocene sediments from boreholes in the Ludwigshafen area, western Heidelberg basin. – Quaternary Science Journal (Eiszeitalter und Gegenwart) 57(3-4): 270-285, Hannover.
- Weidenfeller, M. & Zöller, L. (1995): Mittelpleistozäne Tektonik in einer Löß-Paläoboden-Abfolge am westlichen Rand des Oberrheingrabens. - Mainzer Geowiss. Mitt., 24: 87-102, Mainz.
- Weidenfeller, M. & Zöller, L. (1996): Paläoböden und Neotektonik im Profil Forst am Westrand des Oberrheingrabens. - In: Semmel, A., (Hrsg.): Pleistozäne und holozäne Böden aus Lößsubstraten am Nordrand der Oberrheinischen Tiefebene. - Frankfurter geowiss. Arb., Serie D, 20: 89-100, Frankfurt a.M.

B-01 Quer durch die Erdgeschichte im Raum Trier

Raimund Schneider¹, Marcel Lorenz¹

¹ Fach Bodenkunde, Fachbereich VI Raum- und Umweltwissenschaften, Universität Trier, Behringstraße 21, 54296 Trier

1. Einleitung

Trier als Veranstaltungsort der Jahrestagung der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft 2022 und dessen unmittelbare Umgebung bieten aufgrund der kleinräumig vorhandenen, erdgeschichtlichen, geologischen, naturräumlichen und damit auch bodenkundlichen Vielfalt eine einzigartige Möglichkeit zu einer geowissenschaftlich-bodenkundlichen Reise durch einen langen Zeitraum der Erdgeschichte von rund 400 Mio. Jahren vom Devon bis heute.

2. Exkursionsgebiet und -programm

Das Exkursionsgebiet im Raum Trier gehört großräumig zum Rheinischen Schiefergebirge und ist geprägt durch eine naturräumliche Dreiteilung: Den älteren, von devonischen Gesteinen dominierten Hunsrück (Grundgebirge) im Süden, die jüngere von mesozoischen Gesteinen geprägte Trier-Bitburger Mulde (Deckgebirge) im Norden und das beide Regionen trennende von SW nach NO verlaufende Moseltal, orientiert an einer großen tektonischen Störung.

Die Abfolge der Exkursionsstandorte orientiert sich, entsprechend des Exkursionsthemas, an den lokalen erdgeschichtlich-geologischen Gegebenheiten von "Alt nach Jung", wobei alle Standorte, wie für einen Mittelgebirgsraum typisch, in unterschiedlicher Intensität durch pleistozäne und holozäne Prozesse (Löss, Solifluktion, Erosion) beeinflusst sind (Fig. 1-4). Im Moseltal in Trier startend, führt der Weg in südöstlicher Richtung zum ersten Exkursionsstandort (P1) "Wald-rach" im devonischen Hunsrück (Fig. 2). Auf der Weiterfahrt nach Norden wird die Mosel überquert und der zweite Standort (P2) am Unterlauf des Quintbaches, einem kleinen Seitentälchen nördlich der Mosel, auf dem

Perm zuordenbarem Ausgangsmaterial erreicht. Wenige Kilometer talaufwärts, zur Moseleifel gehörend, befindet sich der dritte Exkursionspunkt (P3) mit einem Bodenprofil, das von Verwitterungsprodukten aus Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins geprägt ist.

Eine Grillhütte beim Ortsteil Rodt der Gemeinde Zemmer, auf dem Oberem Buntsandstein gelegen, bietet nachfolgend den idealen Rahmen für eine Mittagspause auf knapp 400 m über NN mit Besteigung eines ca. 20 m hohen Aussichtsturms. Dieser ermöglicht einen Ausblick über das gesamte Exkursionsgebiet vom Hunsrück über das Moseltal bis weit in die Eifel.

Auf der Fahrt zum vierten Standort (P4) des Tages werden, aufgrund intensiver Bruchtektonik, mehrfach Gesteinsabfolgen der Trias (Buntsandstein-Muschelkalk-Keuper) gequert, was unter günstigen Bedingungen am Wechsel der Farben der Oberböden erkennbar ist.

Der vierte Standort (P4) "Ralingen" liegt räumlich nahe der Grenze zu Luxemburg und geologisch im Grenzbereich zwischen den Gipsmergelschichten des Mittleren Muschelkalk und den überlagernden dolomitischen Kalksteinen des Oberen Muschelkalk. Eine Einführung in den lokalen Gipsabbau im Untertagebau (Gips und Anhydrid) ist vorgesehen. Der letzte Standort der Exkursion (P5) befindet sich auf dem Ferschweiler Plateau mit dem sogenannten Luxemburger Sandstein und ist damit den jüngeren Festgesteinen der Region aus dem Zeitalter des Unteren Jura (Lias2) zugehörig.

Bodenbildungen auf Terrassenflächen bzw. in Auen werden im Rahmen dieser Exkursion nicht vorgestellt, da hierzu eine eigene Halbtagesexkursion angeboten wird (Exk. F-01).

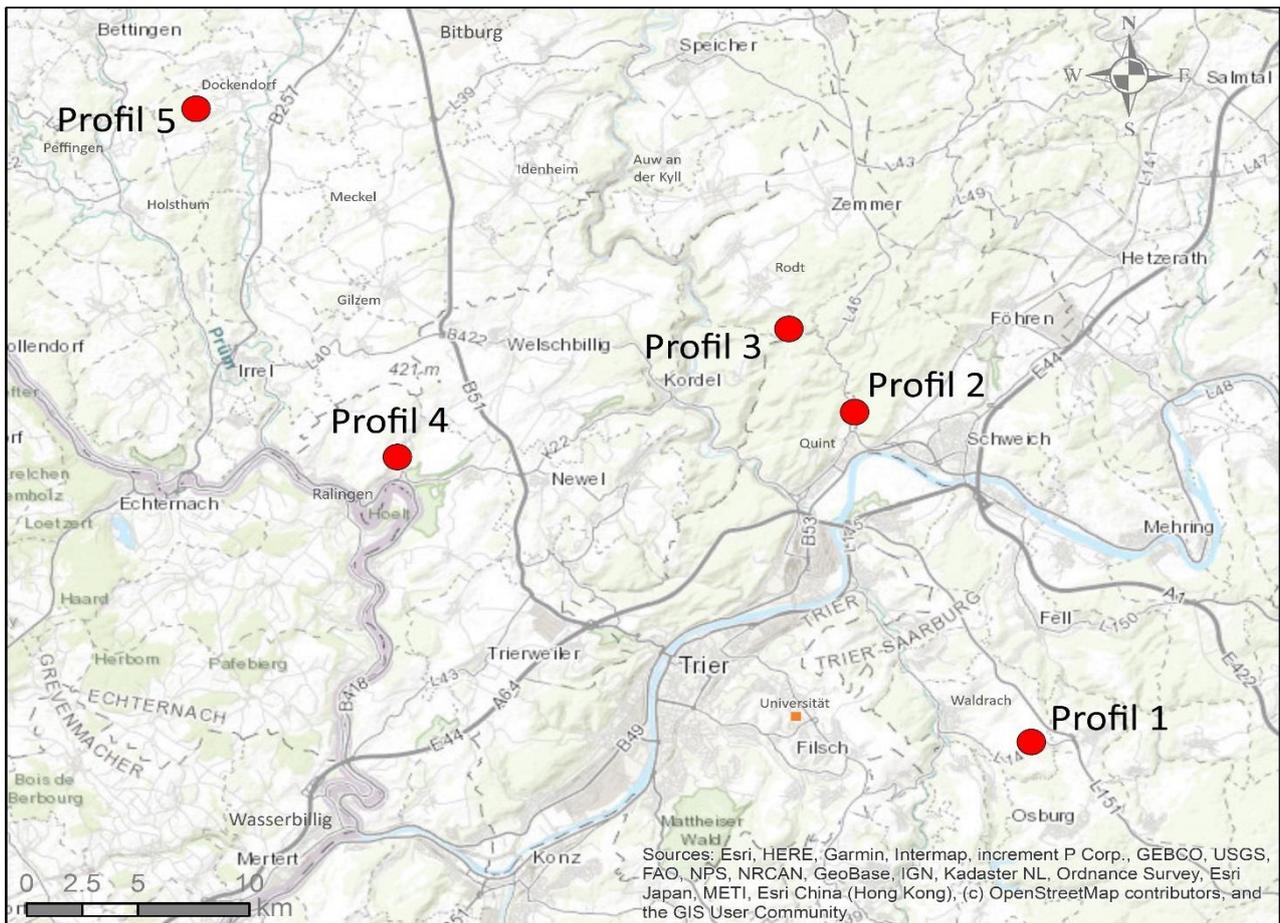


Fig. 1: Lage der Exkursionsstandorte

2.1 Geologie

Trier und dessen Umgebung sind auf kleinstem Raum durch eine große erdgeschichtliche und damit geologische Vielfalt geprägt (Fig. 2-4). Vom Devon bis heute sind nahezu alle größeren erdgeschichtlichen Abschnitte vertreten und damit Ausgangsgesteine bzw. Ausgangssubstrate für die Bodenbildung von devonischen Schiefnern, Grauwacken und Quarziten im Hunsrück über mesozoische Sand-, Kalk-, Ton- und Mergelgesteine in der Eifel und pleistozäne Terrassenablagerungen bis hin zu rezentem Auenmaterial im Moseltal und dessen Zuläufen. Das Moseltal, orientiert an markanten SW-NO verlaufenden Störungslinien, trennt den älteren devonischen Hunsrück im Süden von der mesozoischen Südeifel im Norden (Fig. 5). Eine detaillierte Darstellung der geologischen Situation im Trierer Raum findet sich im Einführungsteil zum Gesamtexkursionsführer (Kap 1.4 Geologie).

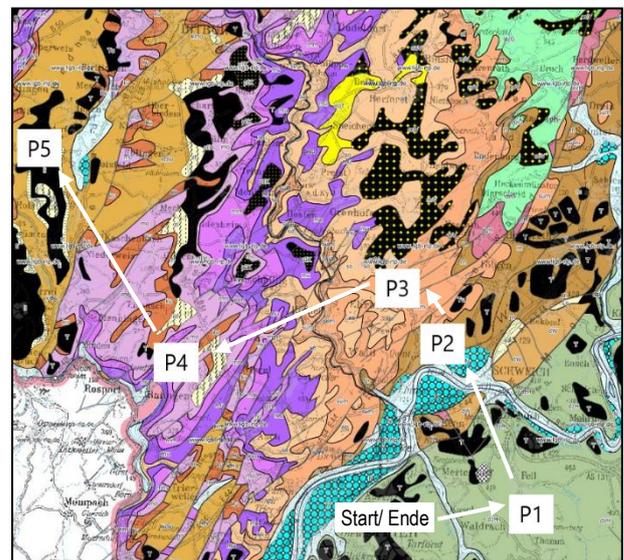


Fig. 2: Exkursionsroute im geologischen Überblick (GÜK200 verändert nach Landesamt für Geologie und Bergbau RLP)

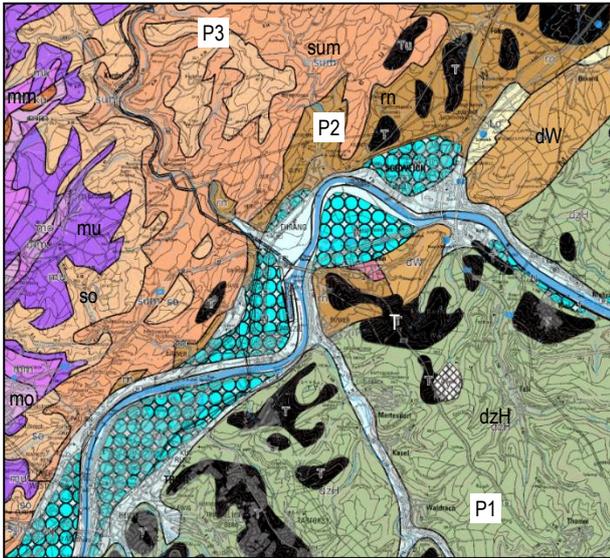


Fig. 3: Geol. Karte mit Exkursionsprofilen P1 bis P3 (GÜK100 verändert nach Landesamt für Geologie und Bergbau RLP)

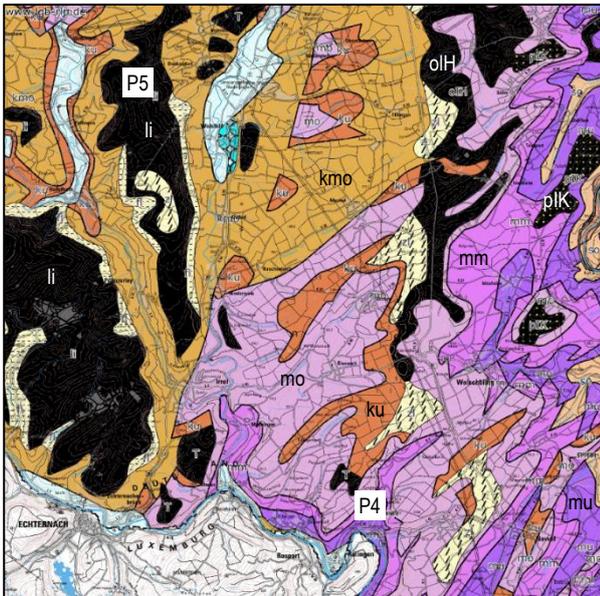


Fig. 4: Geologische Karte mit Exkursionsprofilen P4 und P5 (GÜK100 verändert nach Landesamt für Geologie und Bergbau RLP)

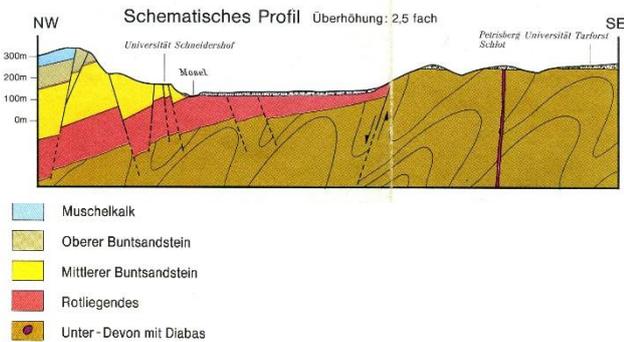
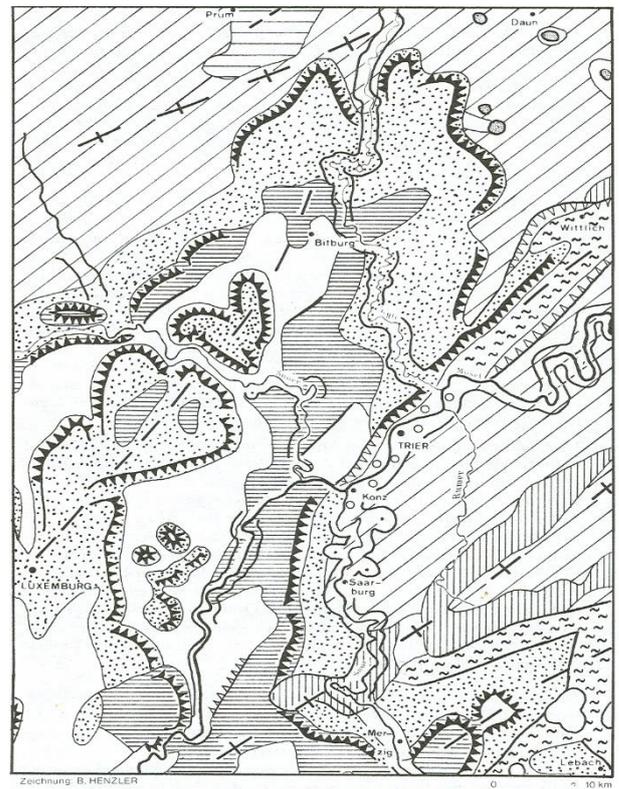


Fig. 5: Geologischer Schnitt durch das Moseltal bei Trier (Degen et al. 1981)

2.2 Geomorphologie

Im geomorphologischen Erscheinungsbild spiegelt sich letztlich die geologische Dreigliederung des Trierer Raumes wider (Fig. 6). Südlich befindet sich der devonische Hunsrück mit Hochflächen (Rumpfflächen) auf unterschiedlichen Niveaus zwischen 400 und mehr als 600 m üNN, nördlich die Schicht-/Bruchstufenlandschaft des Trier-Bitburger-Mesozoikums und beide Regionen getrennt durch die quartäre Terrassenlandschaft der Mosel.



- Niederterrasse (ehem. Schotterterrasse)
- Schiefergebirge (zentrale Hochfläche und Bergland aus Tonschiefer und Grauwacke)
- Härtlingsrücken und -berge aus Quarzit
- Hochfläche aus Kalk
- Berg- und Hügelland aus schwach gefalteten Konglomeraten, Sandsteinen und Schieferrn (Rotliegendes)
- Welliges Flach- und Bergland aus Sandstein
- Welliges Flach- und Hügelland aus Mergel u. Tonschiefer
- Welliges Flach- und Hügelland aus Kalk u. Dolomit
- Schichtstufen und Zeugenberge
- Bergland mit jungvulkanischen Tuffdecken
- Bruchstufen
- Wichtige Verwerfungen ohne Geländestufen
- Enges Durchbruchtal und eingesenkter Mäander mit Umlaufberg
- Sättel im Bau der Mittelgebirge
- Mulden im Bau der Mittelgebirge

Fig. 6: Morphologie des Trierer Raumes (Richter 1984)

2.3 Klima

Für die klimatische Situation des Exkursionsraums ist stellvertretend das Klimadiagramm für Trier-Petrisberg in Fig. 7 dargestellt. Nach Heinemann (2018) ergeben sich für den Zeitraum 1981 bis 2010 als langjährige Mittel eine Jahresmitteltemperatur am Petrisberg in Trier von 9,8°C und ein Jahresniederschlag von 779 mm. Diese Daten sind weitestgehend auch auf den zweiten Exkursionsstandort „Quint“ übertragbar, während für die übrigen Standorte in Hunsrück und Eifel von etwas niedrigeren Durchschnittstemperaturen und etwas höheren durchschnittlichen Niederschlägen auszugehen ist.

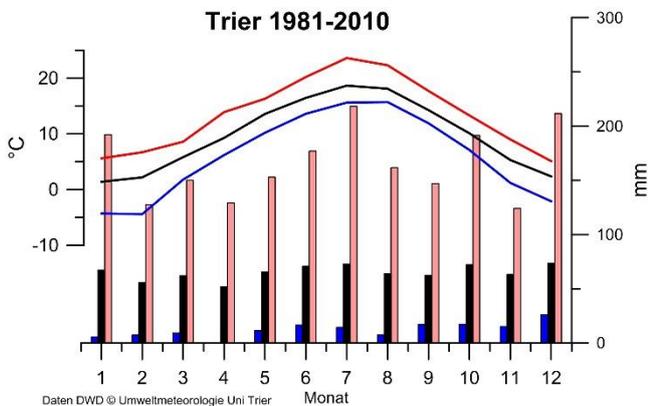


Fig. 7: Klimadiagramm 1981-2010 für die Station Trier-Petrisberg (links) und für die Lufttemperatur (Linien, Monatsmittel (schwarz), Monatsminimum/-maximum (blau/rot), Monatssummen des Niederschlags (Balken, Monatsmittel (schwarz), Monatsminimum/-maximum (blau/rosa)), (Daten: DWD-CDC) Quelle: Heinemann (2018)

2.4 Landnutzung

2018 betrug der Flächenanteil sowohl der Land- als auch der Forstwirtschaft in Rheinland-Pfalz rund 41% (Statistisches Landesamt Rheinland-Pfalz 2018). Im devonischen Hunsrück wurden in den letzten Jahrzehnten ertragsarme Ackerflächen auf verbreitet auftretenden Grenzertragsstandorten wieder aufgeforstet oder sind brach gefallen. Im zur Südeifel gehörenden Trier-Bitburger Gutland wird hingegen, wie der Name Gutland schon vermuten lässt, verbreitet Ackerbau auf fruchtbaren, ertragreichen Standorten betrieben.

Als Grünland werden im Hunsrück vor allem die schlechten Grenzertragsböden bewirtschaftet, während es im Gutland meist die von Staunässe beeinflussten Standorte sind.

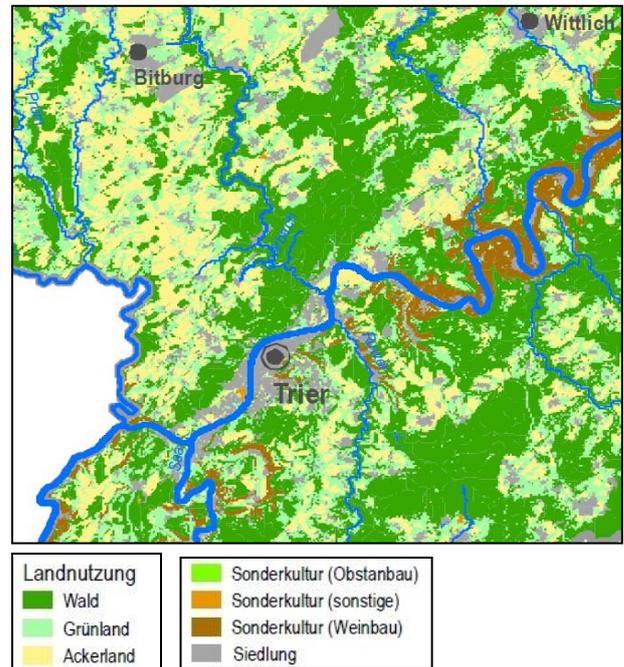


Fig. 8: Landnutzung im Trierer Raum (Quelle: Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht 2005)

2.5 Vegetation

Bei der ursprünglichen Vegetation dürften im Trierer Raum, gekoppelt an die vielfältige Geologie, unterschiedliche Waldbestände mit Buchenwalddominanz die Landschaft geprägt haben. Infolge Besiedlung und Landnutzung, vermutlich schon seit vorrömischer Zeit, handelt es sich nunmehr vollständig um anthropogen gesteuerte Nutzwälder (Ruthsatz u. Zoldan 1983).

Die Einstufung der Standorttrophie im Exkursionsgebiet aus forstwirtschaftlicher Sicht lässt den Zusammenhang zum geologischen Untergrund im Exkursionsgebiet deutlich erkennen (Tab. 1). Während im Saar-Ruwer-Hunsrück (Profil 1, Schiefer/ Quarzit) und auf dem Ferschweiler Plateau (Profil 5, Luxemburger Sandstein) nahezu keine Waldstandorte als eutroph eingestuft wurden, liegt der Anteil der eutrophen Standorte im Bitburger Gutland bei mehr als 40%. Eu- und mesotrophe Standorte ergeben hier zusammen sogar knapp 80%.

Tab. 1: Trophiestufen in den verschiedenen Regionen des Exkursionsgebietes (Schöne 1983)

Trophie	eutroph				mesotroph				oligotroph			
	frisch	mittel	trocken	Anteil %	frisch	mittel	trocken	Anteil %	frisch	mittel	trocken	Anteil %
Saar-Ruwer-Hunsrück	-	-	-	-	14	46	40	86	14	79	7	14
Bitburger Gutland	9	69	22	42	43	49	8	35	20	42	38	23
Ferschw. Plateau	-	-	100	1	20	74	6	56	7	67	26	43

2.6 Ausgangsgesteine/ -substrate und Böden

Bei den Ausgangsgesteinen/-substraten für die Bodenbildung handelt es sich im gesamten Gebiet dieser Exkursion in der Regel um gesteinsabhängige Verwitterungsmaterialien mit unterschiedlich hohen Anteilen an Lösslehmen aus lokalen Herkunftsbereichen vornehmlich der jeweiligen Flusssysteme (Fig. 9). Solifluidale Umlagerungsprozesse waren im hiesigen Mittelgebirge großflächig aktiv (Schröder 1983). Das Ergebnis sind an den Hängen flächendeckend auftretende Fließerden, meist zweischichtig aus Basis- und

Hauptlage aufgebaut. Die Hauptlage tendiert vielfach aufgrund ihrer Dichtlagerung zur Behinderung der Wasserdurchlässigkeit und damit zur Stauwasserbildung. Abhängig von der Hangneigung haben sich daher verbreitet unterschiedliche Übergangsstadien von pseudovergleyten Braunerden bis hin zu reinen Pseudogleyen entwickelt. Da das Gebiet der Exkursion "Quer durch die Erdgeschichte" zugleich mitten im Großraum des Tagungsstandortes Trier liegt, wird hier bezüglich weiterer Informationen zur Bodenverbreitung auf die ausführliche Beschreibung im Einführungskapitel 1.5. "Böden" verwiesen.

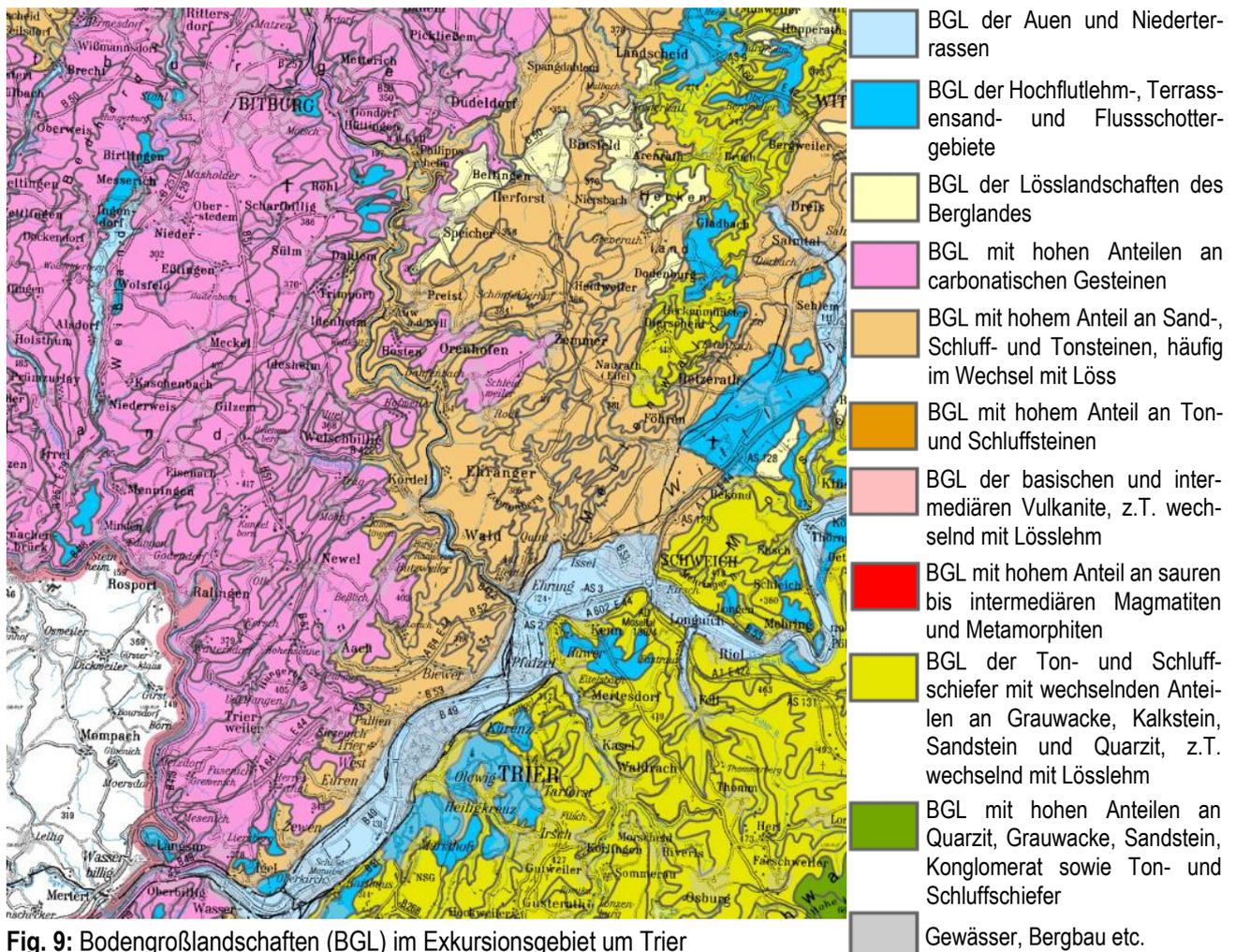


Fig. 9: Bodengroßlandschaften (BGL) im Exkursionsgebiet um Trier (BÜK200 verändert nach Landesamt für Geologie und Bergbau RLP)

3. Beschreibung der Standorte und Bodenprofile

3.1 Standort P1 – Waldrach/ Devon

Der Standort bei Waldrach liegt auf der geologischen Einheit des Unterems (Fig. 3), welche die oberste stratigraphische Stufe der Unterdevon-Serie bildet und ca. 393-407 Mio. Jahre alt ist. Auf dieser als „Hunsrücksschiefer“ bezeichneten geol. Einheit bilden vor allem geschieferte Ton- und Siltsteine das Ausgangsgestein. Überlagert wird das devonische Deckgebirge von periglazialen Lagen. In diese wurden durch solifluidale Prozesse grusige Grobkomponenten des Tonschiefers eingearbeitet.

Tab. 2: Standortbeschreibung – Waldrach (P1)

Substrat:	Gruslehm (aus Tonschiefer, Lösslehm) über Gruslehm (aus Tonschiefer) über tiefem Zerfallsschuttgrus (aus Tonschiefer)
Relief:	Mittelhang, O-Exposition
Landnutzung:	Forst allgemein
Vegetation:	Mischwald
Position:	49°51'11" N, 6°41'43" O, 238 m

Aufgrund der Mächtigkeit des Ah/Ah-Bv von 40 cm wurde der Boden als Humusbraunerde aus Gruslehm (aus Tonschiefer, Lösslehm)

über Gruslehm (aus Tonschiefer) über tiefem Zerfallsschuttgrus (aus Tonschiefer) angesprochen. Der saure Waldstandort (pH ≈ 4) ist durch relative hohe C_{org}-Gehalte (durchweg > 3%) sowie eine rel. geringe BS (≈ 30%) gekennzeichnet.



Fig. 10: Profil P1 – Humusbraunerde

Tab. 3: Profilbeschreibung und Bodenklassifikation – Waldrach (P1)

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [M.-%]	Gefügestruktur	Humus	Durchwurzelung	Farbe (feucht)	Ausgangsgestein	Stratigraphie	perigl. Lagen
0-10	Ah	Lt2	36.0	kru	h5	W4	2.5Y 3/3	*Tsf, Lol	qp	LH
10-40	Ah-Bv	Lt2	26.6	kru-sub	h4	W4	2.5Y 4/4	*Tsf, Lol	qp	LH
40-100	II Bv-ilCv	Lt2	42.3	(sub)-kru	h4	W3	2.5Y 5/3	*Tsf	qp	LB
100-200+	II iCv	-	-	-	-	-	-	*Tsf	du	
Humusform:		Mullartiger Moder (MOM) – feinhumusreicher Moder (MOR)								
Deutsche Klassifikation:		humusreiche Humusbraunerde, mäßig basenreich, mitteltief entwickelt aus Gruslehm (aus Tonschiefer, Lösslehm) über Gruslehm (aus Tonschiefer) über tiefem Zerfallsschuttgrus (aus Tonschiefer); [xBbh: pfl-zzll(*Tsf,Lol)/pfl-llzz(*Tsf)//cww-nz(*Tsf)]								
WRB:		Orthostrytic Endoskeletal Cambisol (Profundihumic, Loxic, Pantoloamic, Epiraptic)								

Tab. 4: Bodenphysikalische Eigenschaften I – Partikelgrößenverteilung – Waldrach (P1)

Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									Bodenart	
	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	U	S	KA5	WRB
0-10	15.9	7.9	4.7	6.4	16.0	16.9	32.3	39.2	28.6	Lt2	CL
10-40	12.5	8.0	4.4	6.3	18.3	17.4	33.1	41.9	24.9	Lt2	CL
40-100	11.2	8.6	4.8	6.6	17.0	19.2	32.6	42.8	24.6	Lt2	CL
100-200+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 5: Bodenphysikalische Eigenschaften II – Waldrach (P1)

Tiefe [cm]	pt [g cm ⁻³]	PV [Vol.-%]	LK [Vol.-%]	FK [Vol.-%]	nFK [Vol.-%]	TW [Vol.-%]	Kf [cm/d]	EW [kPa]
0-10	0.83	67.0	35.0	31.9	15.5	16.5	3629	598
10-40	0.88	67.0	32.8	34.2	19.6	14.6	2607	654
40-100	0.99	62.8	29.0	33.9	18.4	15.4	2398	639
100-200+	-	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 6: Bodenchemische Eigenschaften I – Waldrach (P1)

Tiefe [cm]	pH [H ₂ O]	pH [CaCl ₂]	EL [mS cm ⁻¹]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{org} Vorrat [t ha ⁻¹]	C _{anorg} [mg g ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	C/N	C _{mic} [μg g ⁻¹]	N _{mic} [μg g ⁻¹]	P _t [μg g ⁻¹]	P (CAL) [μg g ⁻¹]	K (CAL) [μg g ⁻¹]
0-10	4.14	3.71	201	75.5	39.9	0.0	4.9	15.4	722.0	64.4	414.9	7.4	47.0
10-40	4.07	3.75	121	44.9	86.9	0.0	2.8	16.0	288.4	26.1	299.0	1.0	8.6
40-100	4.22	3.92	94	34.7	119.1	0.0	2.2	15.8	156.6	16.2	270.3	0.0	6.9
100-200+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 7: Bodenchemische Eigenschaften II – Waldrach (P1)

Tiefe [cm]	KAK _{eff} [mmol _c kg ⁻¹]	BS [%]	Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Mn	H
						[mmol _c kg ⁻¹]				
0-10	74.1	41.1	0.9	2.3	19.6	7.7	0.2	38.2	4.2	1.1
10-40	60.9	24.3	1.2	1.1	8.0	4.4	0.2	44.5	0.7	0.7
40-100	54.0	31.2	1.3	1.2	9.1	5.3	0.2	36.3	0.3	0.4
100-200+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 8: Bodenchemische Eigenschaften III – Waldrach (P1)

Tiefe [cm]	Fe _{tot} [g kg ⁻¹]	Fe _o [g kg ⁻¹]	Fe _d [g kg ⁻¹]	Al _o [g kg ⁻¹]	Mn _o [g kg ⁻¹]	Fe _o /Fe _{tot}	Fe _o /Fe _d
0-10	27.99	4.65	12.29	2.46	0.58	0.17	0.38
10-40	29.42	4.82	14.00	2.58	0.19	0.16	0.34
40-100	28.63	4.30	13.30	2.97	0.11	0.16	0.32
100-200+	-	-	-	-	-	-	-

3.2 Standort P2 – Trier-Quint/ Perm

Der Standort P2 im Trierer Stadtteil Quint liegt in einem Seitentälchen nördlich der Mosel auf der geol. Einheit der Nahe-Subgruppe, welche zum Rotliegendes des Permokarbons zu zählen ist (Fig. 3). Der obere Teil der Nahe-Subgruppe ist durch Wechsellagerungen aus rotem Ton-, Silt- und Feinsandstein gekennzeichnet, wo hingegen im unteren Teil eine Wechselfolge aus roten Siliziklastika, Tuff und Effusiva auftritt. Am Standort des Profils P2 sind aus dem Rotliegendes vor allem der rote Silt- bzw. Schluffstein als Ausgangsgestein vorzufinden (Fig. 12). Überlagert wird dieser von einer durch solifluidale Prozesse beeinflussten Lössdecke, die an diesem Standort je nach Reliefposition zwischen 20 und 60 cm mächtig ist. Das Bodenprofil wurde als flach entwickelter Braunerde-Regosol, sehr basenreich aus Reinkies führendem Fließnormlehm (aus Lösslehm, Schluffstein) über stark Reinkies führendem Fließlehmton (aus Schluffstein) angesprochen. Der mit der Tiefe zunehmende Tongehalt führt zu dichteren Unterbodenhorizonten mit der Tendenz zur Pseudovergleyung. Diese sind jedoch schwierig zu erkennen, da die typischen oxidativen und reduktiven Färbungen in dem roten Ausgangsgestein sich nur schwach abzeichnen. Darüber hinaus wird spekuliert, dass die hellfarbenen Einschlüsse sowie die kleinen z.T. schwarzen Konkretionen aus dem umgelagerten Ausgangsmaterial des Rotliegendes direkt stammen.

Eine studentische Kartierübung aus dem WS2019/20 hat gezeigt, dass die nähere Umgebung des Profils P2 durch eine Vergesellschaftung von Braunerden, Pseudogleyen sowie Kolluvisolen gekennzeichnet ist (Fig.

13). In der Aue des Quintbaches sind je nach Höhe des Grundwasserstandes Gley- und Vegaböden ausgebildet. Die große Heterogenität an Bodenformen auf relativ engem Raum macht dieses Gebiet besonders interessant für die bodenkundliche Ausbildung der Studierenden der Universität Trier.

Tab. 9: Standortbeschreibung – Trier-Quint (P2)

Substrat:	Reinkies führender Fließnormlehm (aus Lösslehm, Schluffstein) über stark Reinkies führendem Fließlehmton (aus Schluffstein)
Relief:	gerundete Erhebung im Oberhang, WW-SW-Exposition
Landnutzung:	Grünland allgemein
Vegetation:	Wiese allgemein
Position:	49°50'03" N, 6°42'27" O, 179 m

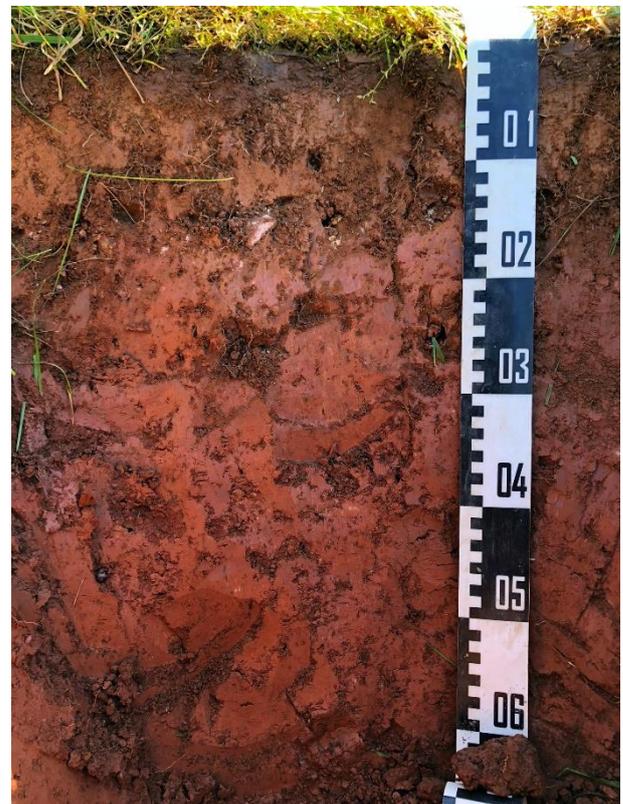


Fig. 11: Profil P2 – Braunerde-Regosol

Tab. 10: Profilbeschreibung und Bodenklassifikation – Trier-Quint (P2)

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [M.-%]	Gefügestufe	Humus	Durchwurzelung	Farbe (feucht)	Ausgangsgestein	Stratigraphie	perigl. Lagen
0-8	Ah	Lts	11.5	kru	h4	W6	5YR 4/4	^u, Lol	qp	LH
8-20	rAp	Lts	19.5	(kru)-sub	h4	W5	5YR 4/4	^u, Lol	qp	LH
20-40	II Bv-ilCv	Lt2	10.4	(sub)-pol	h2	W4	2.5YR 4/8	Lol, ^u	qp	LB
40-100+	II ilCv	Tu2	23.8	pol	h1	W2	2.5YR 4/6	^u	qp	LB
Humusform:		Rhizo-L-Mull								
Deutsche Klassifikation:		Flach entwickelter Braunerde-Regosol, sehr basenreich aus Reinkies führendem Fließnormlehm (aus Lösslehm, Schluffstein) über stark Reinkies führendem Fließlehmton (aus Schluffstein); [BB-RQ: pfl-(kk)t(Lol,^u)/pfl-(kk4)t(^u)]								
WRB:		Eutric Chromic Cambisol (Katoclayic, Humic, Epiloamic, Amphiraptic)								

Tab. 11: Bodenphysikalische Eigenschaften I – Partikelgrößenverteilung – Trier-Quint (P2)

Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									Bodenart	
	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	U	S	KA5	WRB
0-8	1.6	19.5	21.9	13.4	5.7	10.5	26.8	29.6	43.0	Lts	L
8-20	2.5	19.5	20.2	7.5	9.0	11.5	29.6	28.1	42.2	Lts	CL
20-40	1.6	14.1	19.6	11.1	9.1	10.3	34.2	30.5	35.3	Lt2	CL
40-100+	0.2	2.3	10.3	12.0	11.7	14.5	49.1	38.1	12.8	Tu2	C

Tab. 12: Bodenphysikalische Eigenschaften II – Trier-Quint (P2)

Tiefe [cm]	pt [g cm ⁻³]	PV [Vol.-%]	LK [Vol.-%]	FK [Vol.-%]	nFK [Vol.-%]	TW [Vol.-%]	Kf [cm/d]	EW [kPa]
0-8	1.22	53.1	11.8	41.3	24.4	16.9	266	2022
8-20	1.44	44.5	9.4	35.1	17.3	17.8	275	2569
20-40	1.64	38.2	2.8	35.4	13.5	21.9	92	2608
40-100+	1.68	36.5	0.0	36.5	13.8	22.6	3	2663

Tab. 13: Bodenchemische Eigenschaften I – Trier-Quint (P2)

Tiefe [cm]	pH [H ₂ O]	pH [CaCl ₂]	EL [mS cm ⁻¹]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{org} Vorrat [t ha ⁻¹]	C _{anorg} [mg g ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	C/N	C _{mic} [µg g ⁻¹]	N _{mic} [µg g ⁻¹]	P _t [µg g ⁻¹]	P (CAL) [µg g ⁻¹]	K (CAL) [µg g ⁻¹]
0-8	4.86	4.21	79	35.8	30.9	0.0	3.3	11.0	963.9	100.8	502.8	41.6	81.2
8-20	5.05	4.33	56	23.8	33.1	0.0	2.3	10.4	541.7	35.2	376.8	24.8	53.8
20-40	5.07	4.25	37	8.4	18.6	0.0	0.9	8.9	299.8	17.9	192.9	10.0	25.1
40-100+	4.96	4.18	86	1.5	12.4	0.0	0.5	3.2	85.5	2.6	202.5	10.8	27.9

Tab. 14: Bodenchemische Eigenschaften II – Trier-Quint (P2)

Tiefe [cm]	KAK _{eff} [mmolc kg ⁻¹]	BS [%]	Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Mn	H
						[mmolc kg ⁻¹]				
0-8	74.9	86.8	1.51	3.8	41.4	18.4	0.1	8.5	0.8	0.5
8-20	68.3	90.1	0.9	2.8	40.4	17.5	0.1	6.2	0.5	0.0
20-40	72.2	85.0	1.5	2.4	37.4	20.1	<0.1	10.6	0.1	0.1
40-100+	94.3	87.7	1.8	3.2	39.6	38.2	0.1	10.7	0.2	0.6

Tab. 15: Bodenchemische Eigenschaften III – Trier-Quint (P2)

Tiefe [cm]	Fe _{tot} [g kg ⁻¹]	Fe _o [g kg ⁻¹]	Fe _d [g kg ⁻¹]	Al _o [g kg ⁻¹]	Mn _o [g kg ⁻¹]	Fe _o /Fe _{tot}	Fe _o /Fe _d
0-8	15.79	2.48	11.47	0.89	0.19	0.16	0.22
8-20	17.84	2.56	8.25	0.84	0.17	0.14	0.31
20-40	21.58	2.81	20.40	0.78	0.15	0.13	0.14
40-100+	27.05	2.18	12.54	0.24	0.12	0.08	0.17

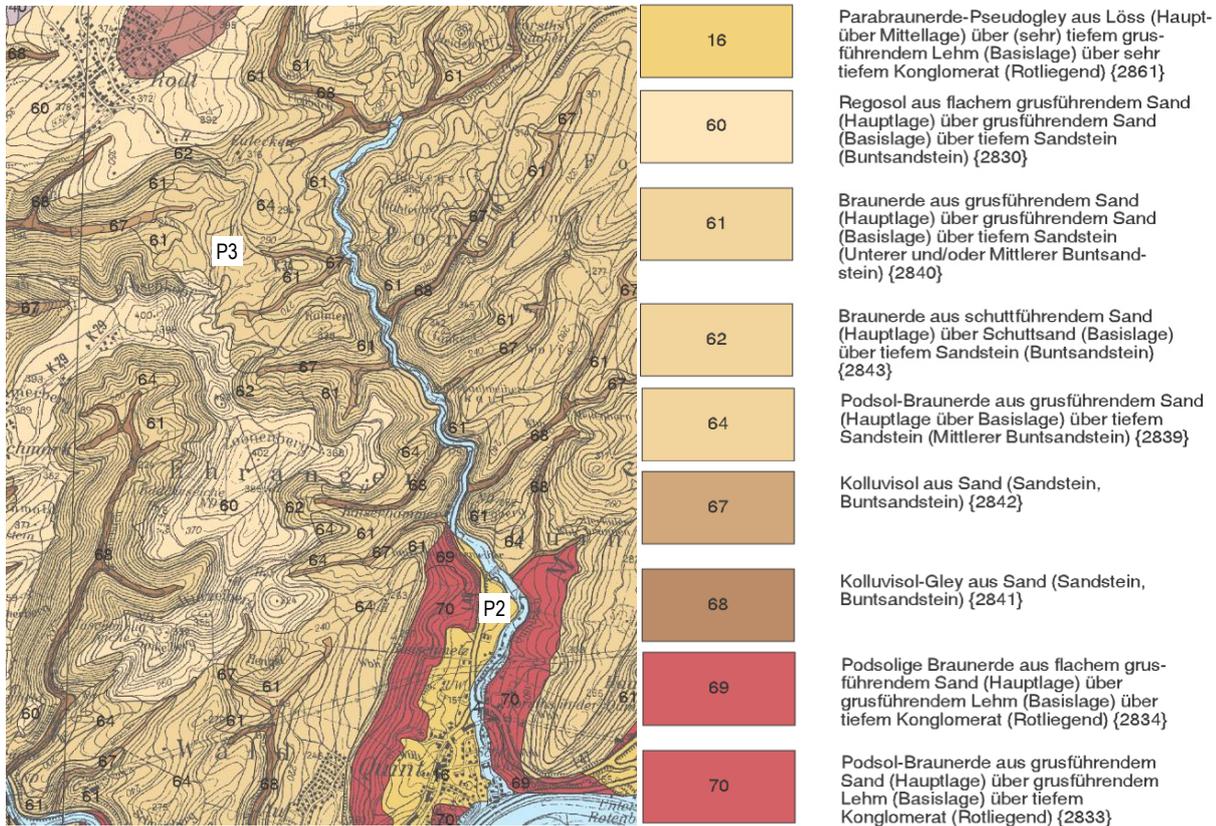


Fig. 12: Bodenformen bei Profilen P2 und P3 (verändert nach Landesamt für Geologie und Bergbau RLP und Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht RLP 2010)

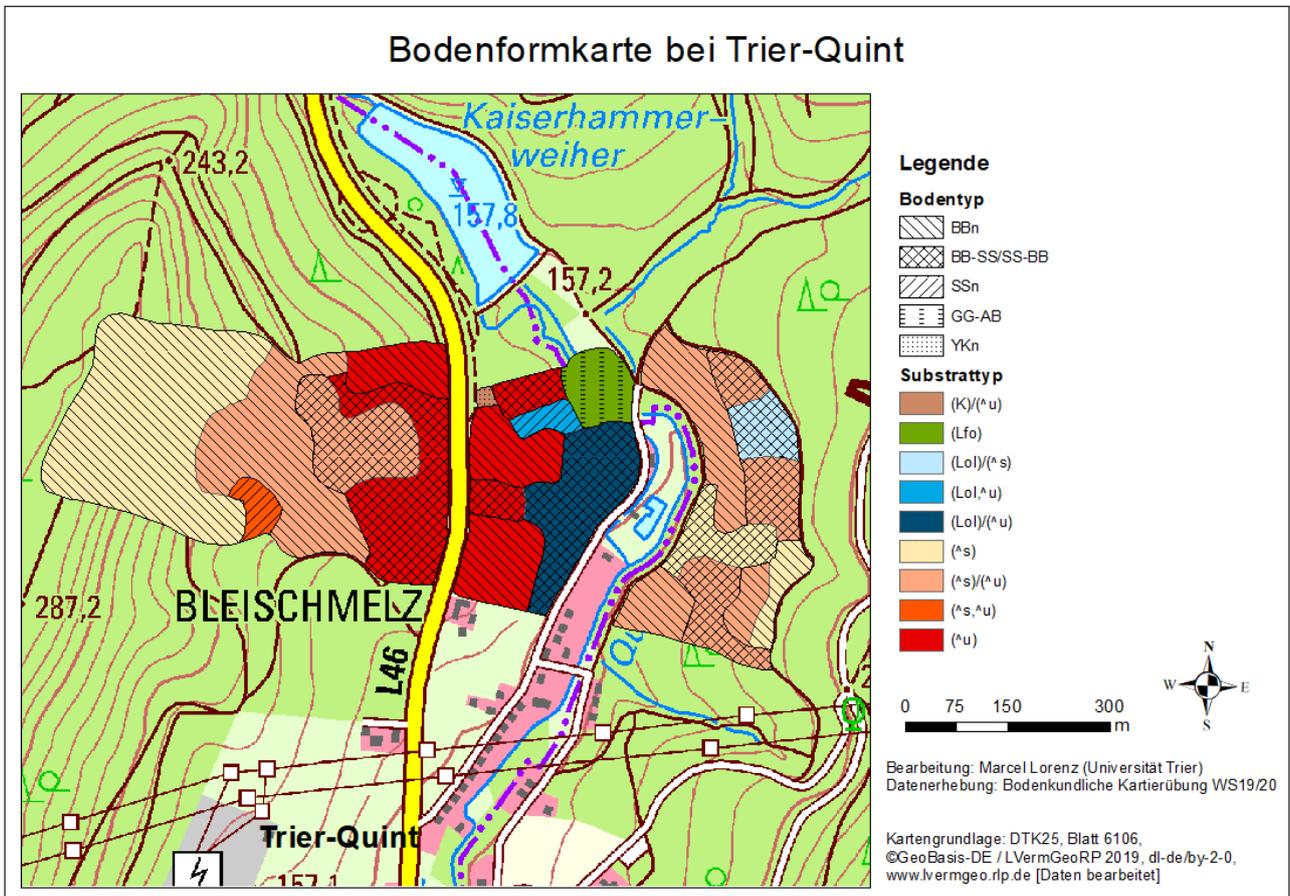


Fig. 13: Bodenformkarte bei Profil P2 als Ergebnis der Lehrveranstaltung „Bodenkundliche Kartierübung“ aus dem WS 2019/2020 der Universität Trier

3.3 Standort P3 – Zemmer-Rodt/ Buntsandstein

Der Standort P3 befindet sich nur wenige Kilometer talaufwärts von Standort P2. Hier hat sich der Boden aus Verwitterungsprodukten des Mittleren Buntsandsteins der Trias gebildet (Fig. 3 u. 12). Zusätzlich führten solifluidale Prozesse im Pleistozän zur Herausbildung einer mehrschichtigen Fließerde. Das Bodenprofil wurde als pseudovergleyte Braunerde, podsolig, mäßig basenreich, mitteltief entwickelt aus stark Reinkies führendem Fließlehmsand (aus Sandstein) über tiefem stark Reinkies führendem Lehm (aus Sandstein angesprochen). Die Pseudovergleyungsmerkmale haben sich im untersten Horizont (75-125 cm) trotz einer sandigen Bodenart herausgeprägt, da hier die Dichte im Vergleich zu den darüberliegenden Horizonten signifikant zunimmt. Dies ist zurückzuführen auf die geogenbedingte, natürliche heterogene Sedimentabfolge des Mittleren Buntsandsteins in der Südeifel, bei der sich in unterschiedlichen Zyklen überwiegend äolische und fluviale Sedimente ablagerten (Mader 1985).



Fig. 14: Profil P3 – podsolige pseudovergleyte Braunerde

Tab. 16: Standortbeschreibung – Zemmer-Rodt (P3)

Substrat:	stark Reinkies führender Fließlehmsand (aus Sandstein) über tiefem stark Reinkies führendem Lehm (aus Sandstein)
Relief:	Mittelhang, O-Exposition
Landnutzung:	Forst allgemein
Vegetation:	Mischwald
Position:	49°51'11" N, 6°41'43" O, 238 m

Tab. 17: Profilbeschreibung und Bodenklassifikation – Zemmer-Rodt (P3)

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [M.-%]	Gefügeform	Humus	Durchwurzelung	Farbe (feucht)	Ausgangsgestein	Stratigrafie	perigl. Lagen
0-7	Aeh1	SI2	9.1	kru-sub	h5	W4-5	7.5YR 2.5/1	^s	s	LH
7-12	Aeh2	SI2	13.0	kru-sub-ein	h4	W4-5	7.5YR 4/3	^s	s	LH
12-23	Bhsv	SI3	7.9	(ein)-sub	h3	W3	7.5YR 5/6	^s	s	LH
23-50	Bv	Su3	12.0	sub-ein	h2	W2-3	10YR 5/6	^s	s	LB1
50-75	Bv-ilCv	SI3	10.7	sub-ein	h2	W2	10YR 5/4	^s	s	LB1
75-125	II Sdw-ilCv	SI4	23.4	koh-sub	h1	W0-1	7.5YR 5/4	^s	s	LB2
Humusform:		Typischer Moder (MOA & MOR) bis Rohhumusartiger Moder (MRA)								
Deutsche Klassifikation:		Pseudovergleyte Braunerde, podsolig, mäßig basenreich, mitteltief entwickelt aus stark Reinkies führendem Fließlehmsand (aus Sandstein) über tiefem stark Reinkies führendem Lehm (aus Sandstein); [spBB: pfl-(kk4)ls(^s)//pfl-(kk4)sl(^s)]								
WRB:		Orthodystric Cambisol (Humic, Pantoloamic, Nechic, Endoraptic)								

Tab. 18: Bodenphysikalische Eigenschaften I – Partikelgrößenverteilung – Zemmer-Rodt (P3)

Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									Bodenart	
	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	U	S	KA5	WRB
0-7	1.9	40.0	27.2	11.7	8.7	3.2	7.2	23.7	69.1	SI2	SL
7-12	1.7	38.3	27.5	11.6	10.4	3.2	7.6	24.9	67.5	SI2	SL
12-23	1.4	36.8	27.9	11.6	8.0	4.0	10.2	23.6	66.1	SI3	SL
23-50	1.3	38.9	25.3	13.9	8.1	3.6	8.7	25.7	65.5	Su3	SL
50-75	1.0	32.8	27.2	15.8	9.6	3.8	9.7	29.3	61.0	SI3	SL
75-125	1.0	27.7	24.0	18.6	12.0	2.9	13.8	33.4	52.7	SI4	SL

Tab. 19: Bodenphysikalische Eigenschaften II – Zemmer-Rodt (P3)

Tiefe [cm]	pt [g cm ⁻³]	PV [Vol.-%]	LK [Vol.-%]	FK [Vol.-%]	nFK [Vol.-%]	TW [Vol.-%]	Kf [cm/d]	EW [kPa]
0-7*	1.20	51.9	20.4	60.0	36.2	23.8	1028	1122
7-12*								
12-23	1.14	56.2	31.1	72.0	39.6	32.4	1546	664
23-50	1.20	54.6	25.0	73.0	41.7	31.3	742	733
50-75	1.28	51.6	25.5	67.8	38.1	29.7	493	792
75-125	1.72	35.2	3.3	20.5	14.2	6.3	216	2059

*Stechringe wurden zusammen entnommen

Tab. 20: Bodenchemische Eigenschaften I – Zemmer-Rodt (P3)

Tiefe [cm]	pH [H ₂ O]	pH [CaCl ₂]	EL [mS cm ⁻¹]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{org} Vorrat [t ha ⁻¹]	C _{anorg} [mg g ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	C/N	C _{mic} [μg g ⁻¹]	N _{mic} [μg g ⁻¹]	P _t [μg g ⁻¹]	P (CAL) [μg g ⁻¹]	K (CAL) [μg g ⁻¹]
0-7	3.75	3.08	98	50.9	38.9	0.0	2.6	19.4	514.5	64.6	138.9	19.4	67.5
7-12	3.82	3.02	73	37.2	19.4	0.0	1.8	20.9	535.7	73.0	105.9	7.8	43.7
12-23	3.89	3.22	60	19.3	22.3	0.0	0.7	25.9	102.1	13.4	75.6	1.0	23.6
23-50	4.39	3.98	24	9.1	26.0	0.0	0.3	29.8	39.8	5.3	55.8	0.0	11.4
50-75	4.38	4.04	28	7.2	20.7	0.0	0.2	30.7	40.8	5.1	58.1	0.0	10.2
75-125	4.48	3.96	30	1.0	6.3	0.0	0.1	6.8	0.9	<0.1	68.4	0.0	10.9

Tab. 21: Bodenchemische Eigenschaften II – Zemmer-Rodt (P3)

Tiefe [cm]	KAK _{eff} [mmol _c kg ⁻¹]	BS [%]	Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Mn	H
			[mmol _c kg ⁻¹]							
0-7	33.1	60.8	1.2	2.5	10.7	5.8	0.6	7.8	0.8	3.9
7-12	29.9	51.0	0.5	1.7	8.2	4.9	0.6	10.4	0.3	3.4
12-23	34.3	24.0	0.5	0.6	4.4	2.8	1.3	22.8	0.0	2.0
23-50	22.9	42.8	0.8	0.4	5.3	3.3	0.1	12.7	0.1	0.2
50-75	21.5	39.4	0.8	0.4	4.5	2.8	0.2	12.7	0.1	0.1
75-125	23.4	43.6	0.6	0.6	5.7	3.4	0.1	13.1	0.1	0.0

Tab. 22: Bodenchemische Eigenschaften III – Zemmer-Rodt (P3)

Tiefe [cm]	Fe _{lot} [g kg ⁻¹]	Fe _o [g kg ⁻¹]	Fe _d [g kg ⁻¹]	Al _o [g kg ⁻¹]	Mn _o [g kg ⁻¹]	Fe _o /Fe _{lot}	Fe _o /Fe _d	C _p :Fe _p
0-7	4.38	0.42	3.17	0.26	0.03	0.10	0.13	-
7-12	4.03	0.41	3.31	0.27	0.01	0.10	0.12	-
12-23	4.67	1.41	2.78	0.44	0.00	0.30	0.51	4.9
23-50	4.89	1.27	4.28	0.79	0.03	0.26	0.30	-
50-75	7.06	2.40	5.03	1.06	0.02	0.34	0.48	-
75-125	10.02	1.29	3.44	0.76	0.11	0.13	0.37	-

3.4 Standort P4 – Ralingen/ Muschelkalk

Der Standort P4 befindet sich im Sauerthal ca. 1,5 km NW von Ralingen an der deutsch-luxemburgischen Grenze und geologisch im Grenzbereich zwischen den Tonmergelschichten des Mittlerem Muschelkalk und den überlagernden dolomitischen Kalksteinen des Oberen Muschelkalks (Fig. 4). In den Tonmergelschichten haben sich Gipslagen eingeschaltet. Im naheliegenden Bergwerk Horst-Peter-Stollen wird der Gips untertage von der Firma Gipsbergbau Engel GmbH abgebaut. Die im Abbau befindliche Gipslagerstätte liegt in Gesteinen des Muschelkalk (genau mm1; Muschelkalk: vor 246–239 Mio. Jahren) und hat eine Mächtigkeit von ca. 10 m.

Das Bodenprofil wurde als (Mull-)Braunerde-Pararendzina aus stark Schuttgrus führendem Fließkalkschluffton (aus dolomitischem Kalkstein, Lösslehm) über Fließkalklehmschuttgrus (aus Lösslehm, dolomitischem Kalkstein) über tiefem schwach Schuttgrus führendem Kalktonschluff (aus Mergelstein) angesprochen. Eine mehrgliedrige Fließerde hat sich durch solifluidale Prozesse während des Pleistozäns herausgebildet. In den umliegenden Gebieten sind in Abhängigkeit der Reliefposition sowie der anstehenden geologischen Einheiten und damit verbunden der Aus-

gangsgesteine folgende Bodentypen miteinander vergesellschaftet: Pararendzina, Braunerde, Terra fusca, Pelosol, Gley und Vega (Fig. 16).



Fig. 15: Profil P4 – Braunerde-Pararendzina

Tab. 23: Standortbeschreibung – Ralingen (P4)

Substrat:	stark Schuttgrus führender Fließkalkschluffton (aus dolomitischem Kalkstein, Lösslehm) über Fließkalklehmschuttgrus (aus Lösslehm, dolomitischem Kalkstein) über tiefem schwach Schuttgrus führendem Kalktonschluff (aus Mergelstein)
Relief:	Mittelhang
Landnutzung:	Forst allgemein
Vegetation:	Laubwald
Position:	49°49'11" N, 6°31'24" O, 289 m

Tab. 24: Profilbeschreibung und Bodenklassifikation – Ralingen (P4)

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [KA 5]	Gefügestufe	Humus	Durchwurzelung	Farbe (feucht)	Ausgangsgestein	Stratigraphie	perigl. Lagen
0-10	Ah	Ls2	2	kru	h5	W5	2.5Y 3/2	^k,d; Lol	qp	LH
10-35	Bv-Ah	Tu3	3	kru	h2	W4	2.5Y 4/3	^k,d; Lol	qp	LH
35-80	II Bv+elCv	Lt2	5	sub-kru	h1	W3	2.5Y 5/6	Lol; ^k,d	qp	LB1
80-110	II Bv-elCv	Tu2	5	(kru)-sub	h1	W2	2.5Y 7/4	Lol; ^k,d	qp	LB1
110-145	III elCv	Tu3	2	koh-sub	h1	W1	5Y 6/3	^mk	qp	LB2
145+	IV elCv	Lu	6	-	h1	W1	5Y 5/1	^mk	mm	-

Humusform: F-Mull (MUO)
 Deutsche Klassifikation: (Mull-)Braunerde-Pararendzina aus stark Schuttgrus führendem Fließkalkschluffton (aus dolomitischen Kalkstein, Lösslehm) über Fließkalklehmschuttgrus (aus Lösslehm, dolomitischen Kalkstein) über tiefem schwach Schuttgrus führendem Kalktonschluff (aus Mergelstein);
 [BB-RZ: pfl-(nz4)cut(^k,d,Lol)/pfl-cltnz(Lol,^k,d)//pfl-(nz2)cut(^mk)]
 WRB: Calcaric Skeletic Cambisol (Pantolomic, Ochric, Epiraptic, Bathygeoabruptic, Bathyclayic)

Tab. 25: Bodenphysikalische Eigenschaften I – Partikelgrößenverteilung – Ralingen (P4)

Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									Bodenart	
	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	U	S	KA5	WRB
0-10	4.0	11.2	16.5	23.1	13.5	12.3	19.5	48.9	31.8	Ls2	L
10-35	2.8	3.0	9.8	17.7	16.8	16.2	33.6	50.6	15.7	Tu3	SiCL
35-80	1.7	2.5	14.0	24.8	11.2	11.7	34.0	47.8	18.2	Lt2	SiCL
80-110	1.9	3.1	3.3	11.3	23.2	23.1	34.0	57.7	8.3	Tu3	SiCL
110-145	0.8	1.7	4.3	6.8	10.2	16.7	59.4	33.7	6.8	Tu2	C
145+	5.2	10.5	5.1	5.5	16.8	28.4	28.6	50.6	20.7	Lu	CL

Tab. 26: Bodenphysikalische Eigenschaften II – Ralingen (P4)

Tiefe [cm]	pt [g cm ⁻³]	PV [Vol.-%]	LK [Vol.-%]	FK [Vol.-%]	nFK [Vol.-%]	TW [Vol.-%]	Kf [cm/d]	EW [kPa]
0-10	0.72	71.2	28.7	42.4	24.9	17.5	1898	874
10-35*	-	-	-	-	-	-	-	-
35-80	1.71	36.1	10.5	25.6	9.0	16.6	900	1864
80-110*	-	-	-	-	-	-	-	-
110-145	1.68	37.2	5.2	32.0	9.1	22.9	308	3035
145+	1.47	45.1	15.9	29.2	11.3	17.9	3013	1750

*Stechringe wurden nicht entnommen

Tab. 27: Bodenchemische Eigenschaften I – Ralingen (P4)

Tiefe [cm]	pH [H ₂ O]	pH [CaCl ₂]	EL [mS cm ⁻¹]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{org} Vorrat [t ha ⁻¹]	C _{anorg} [mg g ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	C/N	C _{mic} [µg g ⁻¹]	N _{mic} [µg g ⁻¹]	P _t [µg g ⁻¹]	P (CAL) [µg g ⁻¹]	K (CAL) [µg g ⁻¹]
0-10	7.61	7.20	346	60.7	43.7	20.8	4.5	13.3	1188.2	219.6	548.7	3.6	131.1
10-35	7.83	7.38	332	6.4	11.6	55.5	0.5	11.8	488.5	74.6	399.7	1.4	141.3
35-80	8.05	7.65	189	3.7	23.5	0.5	0.1	53.2	175.0	30.1	19.8	0.0	56.5
80-110	8.31	7.85	265	2.3	8.7	80.3	0.2	10.4	59.2	10.6	213.9	0.0	83.8
110-145	8.50	7.81	244	2.6	12.4	39.8	0.2	11.4	8.5	2.2	319.4	0.6	36.6
145+	8.48	7.91	156	0.5	-	70.8	0.2	3.1	6.5	2.0	215.6	2.8	44.4

Tab. 28: Bodenchemische Eigenschaften II – Ralingen (P4)

Tiefe [cm]	KAK _{pot} [mmol _c kg ⁻¹]	BS [%]	Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Mn	H
			[mmol _c kg ⁻¹]							
0-10	366.4	99.9	0.0	46.3	226.2	93.6	0.2	0.0	0.0	0.0
10-35	233.4	99.9	0.0	31.4	130.3	71.5	0.1	0.0	0.0	0.0
35-80	142.9	99.9	0.0	26.3	75.8	40.6	0.1	0.0	0.0	0.0
80-110	162.7	99.9	0.0	26.8	72.8	63.0	0.1	0.0	0.0	0.0
110-145	138.5	100	0.0	24.4	62.9	51.1	0.0	0.0	0.0	0.0
145+	102.1	100	0.0	24.8	23.3	54.1	0.0	0.0	0.0	0.0

Tab. 29: Bodenchemische Eigenschaften II – Ralingen (P4)

Tiefe [cm]	Fe _{tot} [g kg ⁻¹]	Fe _o [g kg ⁻¹]	Fe _d [g kg ⁻¹]	Al _o [g kg ⁻¹]	Mn _o [g kg ⁻¹]	Fe _o /Fe _{tot}	Fe _o /Fe _d
0-10	19.50	1.94	17.05	1.69	0.42	0.10	0.11
10-35	14.14	1.76	10.73	1.32	0.45	0.12	0.16
35-80	17.62	1.73	8.52	0.77	0.14	0.10	0.20
80-110	13.24	4.22	5.87	0.21	0.07	0.32	0.72
110-145	19.34	2.09	7.08	0.41	0.14	0.11	0.30
145+	12.73	0.88	1.91	0.21	0.09	0.07	0.46

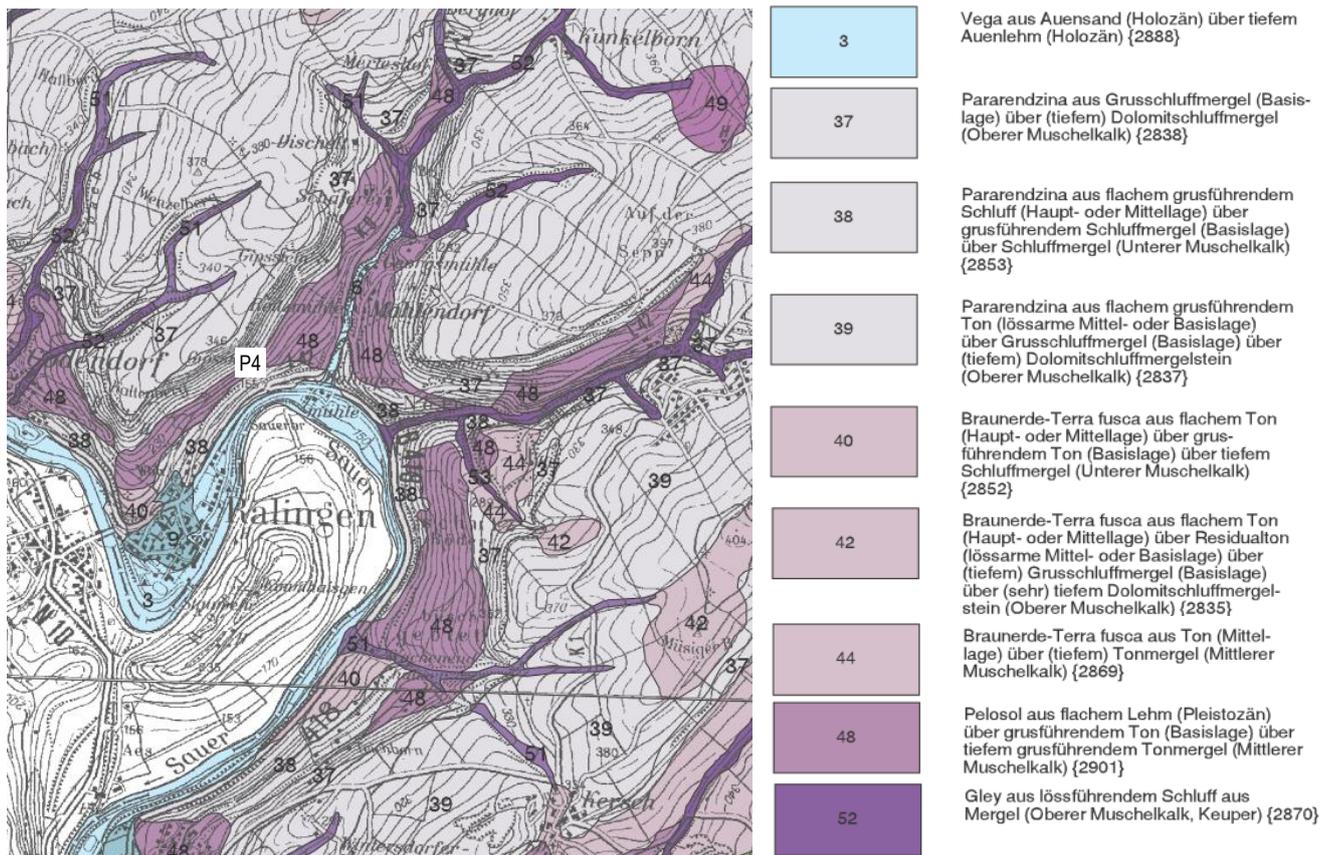


Fig. 16: Bodenformen bei Profil P4 (verändert nach Landesamt für Geologie und Bergbau RLP und Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht RLP 2010)

3.5 Standort P5 – Dockendorf/ Jura

Der Standort P5 befindet sich zwischen Dockendorf und Peffingen auf dem Ferschweiler Plateau mit dem so genannten „Luxemburger Sandstein“. Damit ist die Formation den jüngeren Festgesteinen der Region aus dem Zeitalter des unteren Jura (Lias2) zugehörig (Fig. 4 u. 18). Der Luxemburger Sandstein bildet die mitunter bedeutendste Schichtstufe des Exkursionsgebietes. Es handelt sich hierbei um einen grobkörnigen, verbreitet kalkhaltigen und dann sehr harten Sandstein, der eine intensive Verwitterung und damit verbunden eine tiefgreifende Entkalkung, vermutlich im Tertiär, erfahren hat. Dadurch ist das Ferschweiler Plateau durch unterschiedlich mächtige, grob- bis feinsandige, nährstoffarme und saure Böden gekennzeichnet. Das Bodenprofil P5 wurde als (Moder-)Normpodsol, basenreich, mitteltief podsoliert aus schwach Reingrus führendem Fließlehmsand über Fließschuttgruslehmsand über Fließlehmsandschuttgrus (aus Sandstein) angesprochen.



Fig. 17: Profil P5 – Normpodsol

Tab. 30: Standortbeschreibung – Dockendorf (P5)

Substrat:	schwach Reingrus führendem Fließlehmsand über Fließschuttgruslehmsand über Fließlehmsandschuttgrus (aus Sandstein)
Relief:	Hängiger Kulminationsbereich, W-Exposition
Landnutzung:	Forst allgemein
Vegetation:	Mischwald
Position:	49°54'46" N, 6°25'36" O, 367 m

Tab. 31: Profilbeschreibung und Bodenklassifikation – Dockendorf (P5)

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [M.-%]	Gefügestufe	Humus	Durchwurzelung	Farbe (feucht)	Ausgangsgestein	Stratigraphie	perigl. Lagen
0-10	Aeh	Ls4	5.0	sub-ein	h5	W4	10YR 3/2	^s	qp	LH1
10-20	II Ahe	St2	5.4	ein	h3	W3	10YR 4/2	^s	qp	LH1
20-35	II Ae	St2	6.8	ein	h2	W2	10YR 6/2	^s	qp	LH1
35-50	III Bsh	St2	36.3	sub-kru	h3	W4	7.5YR 3/3	^s	qp	LH2
50-62	III Bs	Sl3	22.4	ein-kru	h3	W2-3	7.5YR 3/4	^s	qp	LH2
62-82+	IV Bs-ICv	St2	51.2	ein	h1	W1-2	10YR 5/8	^s	qp	LB
Humusform:		feinhumusarmer rothumusartiger Moder (MRA)								
Deutsche Klassifikation:		(Moder-)Normpodsol, basenreich, mitteltief podsoliert aus schwach Reingrus führendem Fließlehmsand über Fließschuttgruslehmsand über Fließlehmsandschuttgrus (aus Sandstein); [PPn: pfl-(zz2)ls(^s)/pfl-lslnzls(^s)/pfl-zlsnz(^s)]								
WRB:		Endoleptic Albic Podzol (Arenic, Amphiraptic)								

Tab. 32: Bodenphysikalische Eigenschaften I – Partikelgrößenverteilung – Dockendorf (P5)

Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									Bodenart	
	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	U	S	KA5	WRB
0-10	0.8	10.3	54.2	3.6	9.8	3.2	18.1	16.6	65.3	Ls4	SL
10-20	0.2	13.7	72.7	2.9	2.4	1.2	6.4	6.6	86.5	St2	LS
20-35	0.1	11.9	76.1	3.9	1.6	0.9	5.6	6.4	88.0	St2	S
35-50	0.3	11.0	73.9	2.7	1.5	1.3	9.2	5.6	85.2	St2	LS
50-62	0.2	11.6	68.9	3.1	1.8	4.1	10.3	9.0	80.6	St3	LS
62-82+	2.2	8.7	68.9	2.5	1.8	1.5	5.5	5.9	89.0	St2	S

Tab. 33: Bodenphysikalische Eigenschaften II – Dockendorf (P5)

Tiefe [cm]	pt [g cm ⁻³]	PV [Vol.-%]	LK [Vol.-%]	FK [Vol.-%]	nFK [Vol.-%]	TW [Vol.-%]	Kf [cm/d]	EW [kPa]
0-10	0.70	71.8	33.3	38.5	33.2	5.3	678	527
10-20	1.09	56.5	29.5	27.0	21.1	5.9	774	347
20-35	1.28	51.8	33.3	18.5	16.6	1.9	623	455
35-50*	1.24	53.6	33.1	20.5	11.2	9.3	1237	501
50-62*	-	-	-	-	-	-	-	-
62-82+	-	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 34: Bodenchemische Eigenschaften I – Dockendorf (P5)

Tiefe [cm]	pH [H ₂ O]	pH [CaCl ₂]	EL [mS cm ⁻¹]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{org} Vorrat [t ha ⁻¹]	C _{anorg} [mg g ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	C/N	C _{mic} [μg g ⁻¹]	N _{mic} [μg g ⁻¹]	P _t [μg g ⁻¹]	P (CAL) [μg g ⁻¹]	K (CAL) [μg g ⁻¹]
0-10	3.81	3.28	301	50.2	33.6	0.0	2.1	23.4	1256.4	96.8	207.8	19.4	54.6
10-20	3.93	3.17	98	12.1	12.4	0.0	0.6	20.4	156.7	17.9	44.0	0.4	18.2
20-35	4.18	3.31	43	9.6	17.1	0.0	0.4	22.2	18.8	2.3	456.6	0.8	14.4
35-50	3.89	3.29	120	23.1	27.2	0.0	0.9	24.7	65.8	7.3	91.1	18.2	13.1
50-62	4.26	3.82	94	16.6	19.1	0.0	0.7	24.8	41.1	2.4	267.7	59.4	10.6
62-82+	4.32	3.96	46	4.1	-	0.0	0.2	20.3	-	-	70.3	13.4	13.9

Tab. 35: Bodenchemische Eigenschaften II – Dockendorf (P5)

Tiefe [cm]	KAK _{eff} [mmol _c kg ⁻¹]	BS [%]	Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Mn	H
			[mmol _c kg ⁻¹]							
0-10	119.2	85.6	2.3	1.7	47.9	50.1	1.0	10.1	0.9	5.2
10-20	31.4	75.6	1.1	0.4	13.8	8.5	0.4	4.2	0.1	3.0
20-35	19.2	95.5	1.1	0.4	11.1	5.8	0.2	0.2	0.1	0.4
35-50	40.6	32.6	0.7	0.3	7.3	4.8	1.9	23.1	0.0	2.3
50-62	39.9	25.0	1.1	0.3	5.2	3.4	0.8	29.1	0.0	0.0
62-82+	16.1	50.4	2.1	0.5	3.3	2.3	0.0	8.0	0.0	0.0

Tab. 36: Bodenchemische Eigenschaften III – Dockendorf (P5)

Tiefe [cm]	Fe _{lot} [g kg ⁻¹]	Fe _o [g kg ⁻¹]	Fe _d [g kg ⁻¹]	Al _o [g kg ⁻¹]	Mn _o [g kg ⁻¹]	Fe _o /Fe _{lot}	Fe _o /Fe _d	C _p :Fe _p
0-10	1.53	1.09	2.54	0.70	0.03	0.71	0.43	-
10-20	0.93	0.23	0.79	0.14	0.00	0.25	0.29	-
20-35	3.33	0.10	0.58	0.05	0.00	0.03	0.17	-
35-50	6.37	2.47	3.82	0.55	0.00	0.39	0.65	4.0
50-62	5.51	2.53	4.74	2.89	0.00	0.46	0.54	3.7
62-82+	4.16	1.13	4.12	2.56	0.00	0.27	0.27	-

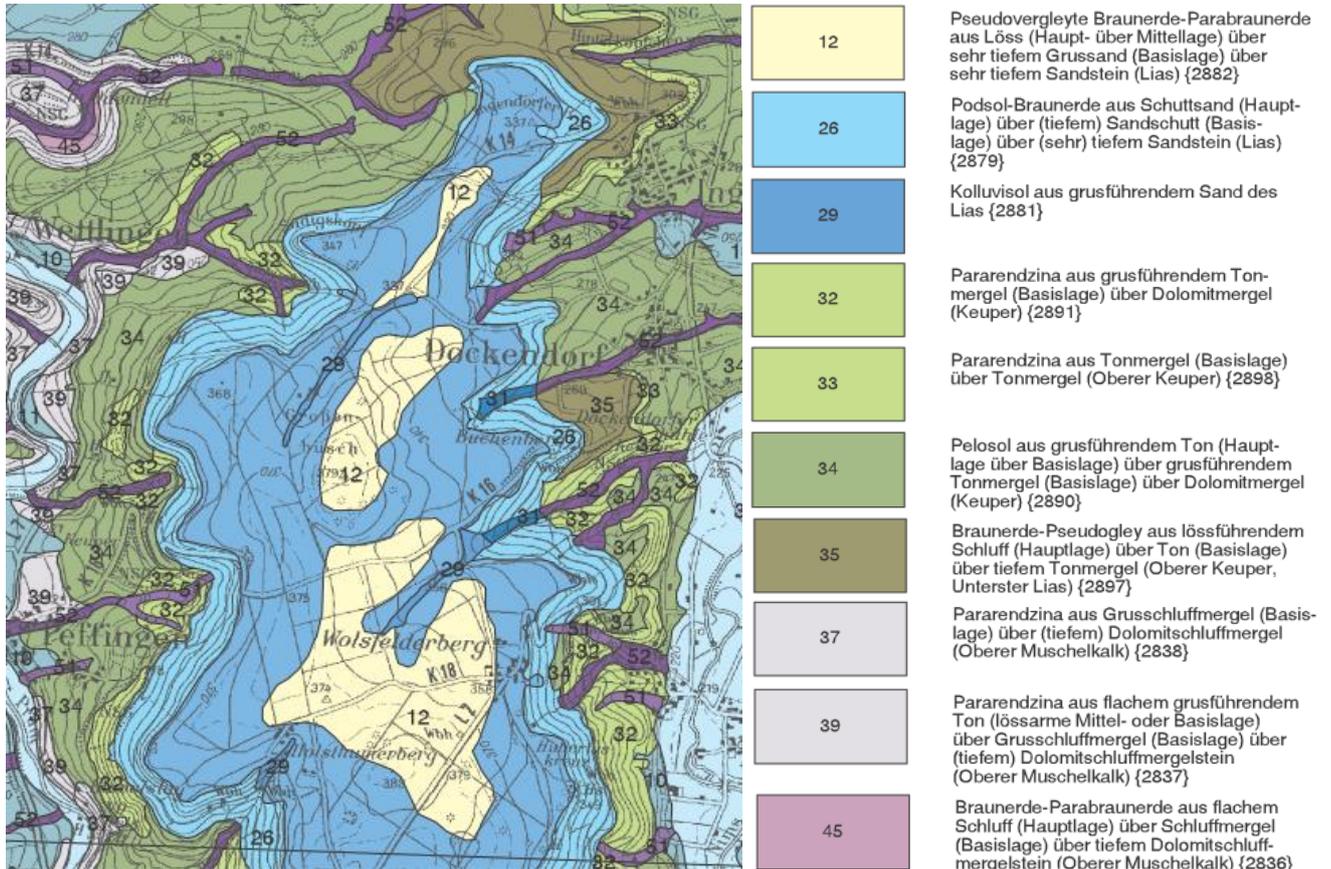


Fig. 18: Bodenformen bei Profil P5 (verändert nach Landesamt für Geologie und Bergbau RLP und Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht RLP 2010)

Literatur

- Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. Hannover.
- Degen, H., Jung, L., Negendank, J., Schmidt, R. (1981): Geologische Karte der Umgebung von Trier im Maßstab 1:10000 und 1:50000. Koblenz.
- Heinemann, G., Helbig, A., (2018): Klimatologie des Naturparks Saar-Hunsrück. Umweltmeteorologie Universität Trier, 9pp.
- Landesamt für Geologie und Bergbau RLP und Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht RLP (2010): Hydrogeologische Kartierung Bitburg-Trier.
- Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht RLP (Hrsg.) (2005): Landnutzung.- Hydrologischer Atlas Rheinland-Pfalz, Blatt 02.
- Mader, D. (1985) Aeolian sedimentation in the middle buntsandstein in the eifel north-south depression zone. In: Mader, D. (ed)

Aspects of Fluvial Sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe. Lecture Notes in Earth Sciences, vol 4. Springer, Berlin, Heidelberg.

- Richter, G. (1984): Der Landschaftsraum Trier.- In: Trierer Geographische Studien, SH. 6, 11-27.
- Ruthsatz, B, Zoldan, J. (1983): Vegetation.- In: Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 1983 in Trier. Zugl. Mitt. Dtsch. Bodenk. Gesell., 37, 137-152.
- Schöne, D. (1983): Forstwirtschaft. In: Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 1983 in Trier. Zugl. Mitt. Dtsch. Bodenk. Gesell., 37, 153-158.
- Schröder, D. (1983): Böden. In: Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 1983 in Trier. Zugl. Mitt. Dtsch. Bodenk. Gesell., 37, 159-284

B-02 Lorraine: Past land use effects on soil fertility in foothill forests of the Vosges mountains

Bernhard Zeller¹, Delphine Derrien¹, Catherine Zeller², Noémie Pousse³

¹ INRAE GRAND-EST Nancy, UR 1138 BEF

² Inventaire général du Patrimoine culturel Région GRAND-EST

³ Office National des Forêts (ONF) – Recherche, développement et innovation (RDI)

1. Introduction

In order to reduce CO₂ emissions and address the scarcity of fossil fuels, the French government committed to reduce fossil fuel consumption and to develop the renewable energy market. Demand for wood energy, especially wood chips, is expected to increase continuously in the coming years. Thus, the impact of harvesting small branches ($\varnothing < 7$ cm) and foliage on soil properties, soil organic matter stocks and properties, nutrient dynamics and soil biodiversity must be evaluated. Another issue related to bioenergy power plants is wood ash as the final residue. This ash may return into the forest, a way to reduce the nutrient export and as a remediation measure. To study the effects of bioenergy harvest of trees, in situ treatments were set up in a network of 12 experimental sites of 2 ha each. Sites rely on a vulnerability gradient, from highly vulnerable sites to resilient sites. This network (called MOS) was established all over France and focuses on the removal of harvest residues in oak and beech forests. Selected sites include an extreme treatment where the fresh litter is removed once every year (thus to push forward the ecosystem responses, although this option is not considered for current forest management).

Challenges: Evaluation of the environmental risks of an increased harvest of small woods on ecosystem functioning. Identification of the resilience capacities of soil organisms following the disruption of the harvest residue supply chain. Quantification of the expected gain in economic and ecological terms by the distribution of ashes in the forest. Optimization including the cost of ashes production and

spreading, on biomass production, nutrient exports and the distribution of wood and small branches over complete silvicultural itineraries (one revolution).

This excursion focusses on the effects of past land use on current forest soil properties. Therefore, essential information about the history of the site illustrate the human impact since the Gallo-Roman period.

2. Study area

The site MOS Saint Quirin is situated in an area called “Neuve Grange, Neuscheuer” precisely in the current plot with the number 84. This area belongs to the foothills of the Vosges mountains.

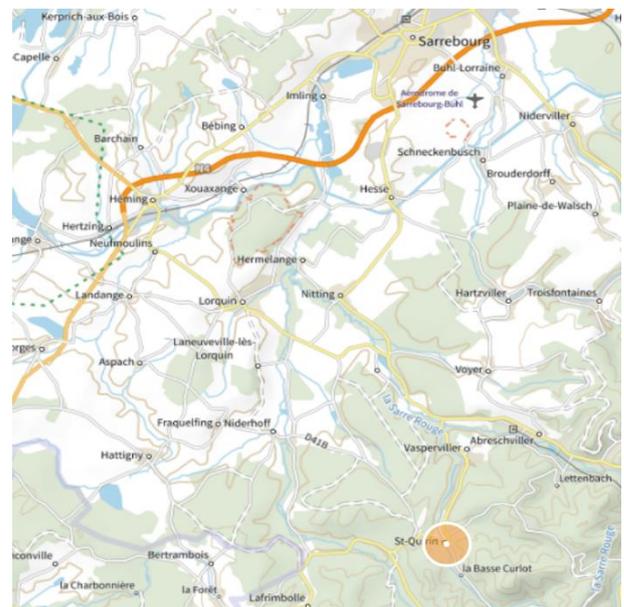


Fig. 1: Study area

This forest was occupied during the Gallo-Roman period; there was a road with a cross-road at Niederhof (now Niderhoff in Fig. 1). These are certainly old salt routes for transporting salt from the Saulnois to Alsace. We have ancient archaeological data for this forest: During an excavation in 1895–1899 a notary from the nearby city of Lorquin, T. Welter discovered there a Gallo-Roman necropolis. The found stelae are exhibited at the Musée du pays de Sarrebourg together with found objects from a recent excavation, whereby sandstone quarries - certainly also of the Gallo-Roman origin - were discovered (Fig. 2).



Fig. 2: Saint Quirin (Département Moselle) La Croix Guillaume; Gallo-Roman quarry.

To the south and east, fossil plots, terraces and enclosures have been brought to light. This forest was therefore occupied in the Gallo-Roman period (1st to 3rd century). The presence of numerous paths and coal mines further indicates also a medieval forest usage. The locality is mentioned in historic documents related to the Abbey of Haute-Seille from the 12th century. At that time, the 'Terre de Neuve Grange' with its smallholding (farm), mill and sawmill were donated to the abbey. The mill of Neuve Grange was built on an old locality that is named in the documents as 'Warchovile' and 'Heimwilrevorst'. It is assumed that clerical lay brothers operated the small industry and cultivated the land. The rights to use the forest for timber and firewood was donated to these inhabitants of the smallholding as well as the members of the abbey, while farmers were allowed to feed their livestock on pasture

and acorn. Hence, a typical medieval multiple use of the forest resulted, i.e. wood, fruits and litter.

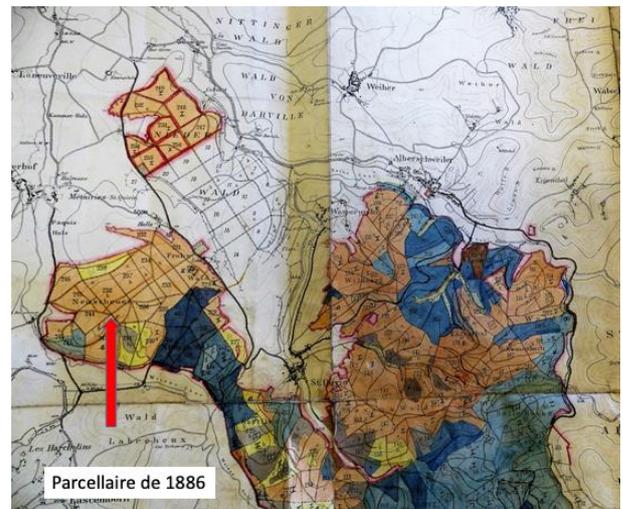


Fig. 3: Saint Quirin (Département Moselle) and localization of the experimental site.

In the following centuries, the forest was heavily exploited and only from the beginning of the 19th century the forest re-established. Exploitation of the forest included intensive clearing, the total removal of cutting wood, including the burning of branches in order to make potash, and barking of trees to produce tanning agent. The forest management was very permissive; short and frequent rotation of trees and timber storage were practised to have significant sales of wood. For example, in 1757 a sale was recorded of a clearcut of 200 acres forest for the saltworks of Rosières. Numerous grazing areas replaced the clearcut sites.

Since 1821, the forest management is well documented:

1821: Forest of Neuve Grange, municipality of Bertrambois, Haute Seille origin, capacity of ordinary and total cuts of wood: 267.47 ha, dominant species: oak, beech, hornbeam and white wood, this wood was exploited with a rotation period of 30 years.

1841: National supply base of timber, Forêt de Neuve Grange, dominant species oak and hornbeam 20%, beech 70%, white wood 10%. The forest was treated as high forest and was subject to thinning.

1847: Neuve Grange, district of Bertrambois, origin abbey of Haute Seille, ordinary cut

267.45 ha total capacity of wood, dominant species: oak, beech, hornbeam and white wood. Management: wood was harvested with a 30-year rotation.

German development of 1887: Regular high forest regime, rotation, 90-100 years for beech, 160-180 years for oak.

Development of 1910: Regular high forest regime based on natural regeneration with recourse to artificial regeneration.

Forest management 1931-1954: Regime of regular high forest. Although today a large number of plots bear inhomogeneous stands and very diverse wood ages, this diversity is nowhere so pronounced that it would call into question the high forest management.

Parcel 84 (previously 244): 18.1 ha, unwooded 0.23 ha (Plateau occupying 2/3 of the plain and slope with a slight slope and west exposure altitude of 330 to 370 m. Soil surface covered with dead leaves.

2.1. Climate

The climate belongs to the Class Cfb, with an annual mean temperature of 10.4 °C and mean annual precipitation of 737 mm. The rainfall is rather well-distributed all over the year.

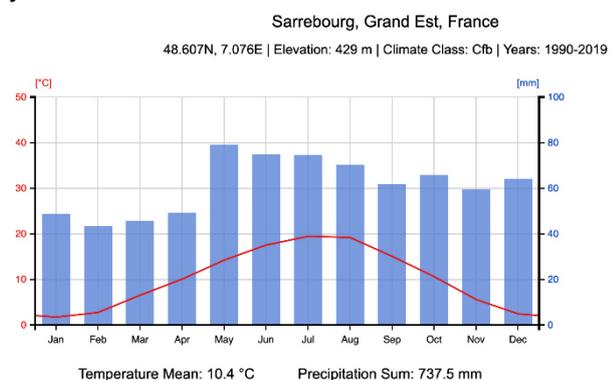


Fig. 4: Temperature and precipitations (mean values for the period 1990 – 2019)

2.2. Vegetation

The vegetation of the parcel 84 is highly dominated by beech (>90 %), oak (8 %) and some hazel and hornbeam trees. There is no understory. The age of the trees is about 40 years. Sowing of beech 90 % and oak 10 % was performed on 6.30 ha.

3. Description of soil profiles

(Soil profile information and analysis from N. Pousse, ONF; data available in DONESOL WEB n° 199126)

We propose to look at the soil profile taking into account the past land use of this forest. As mentioned above, long lasting biomass removal (over centuries) highly impacted soil properties. Nowadays, use of small wood as bioenergy source impacts C and nutrient stocks, nutrient availability and biodiversity. Wood ash application may reduce the pressure on the cations and improve nutrient availability.

Two soil profiles (P1 and P2) in about 120 m distance are presented.

Tab. 1: Site description

Substrate:	Loess (Pleistocene) & Sandstone (Muschelkalk)
Relief:	Slight slope, W-Exposition
Land use:	Forest
Vegetation:	Beech, Oak
Position P1:	48°37'4" N, 7°1'28" E, 380 m NN
Position P2:	48°37'6" N, 7°1'20" E, 367 m NN
MAP:	737 mm
MAT	10.4 °C

P1 - Profile description



Fig. 4: Soil profile P1 at experimental forest site MOS Saint Quirin

Soil profile P1 is located in the culminating area of the western exposed slope of experimental forest site MOS Saint Quirin. The profile developed mainly from two (partially mixed) parent materials: loess and sandstone. The Muschelsandstone (Wellensandstein) represents in Lorraine as well as in Luxemburg and Alsace the lower, profoundly sandy division of the Middle Triassic (Unterer Muschelkalk) that contains only layers of or can be partially free from marl or dolomite. In the upper part of the soil profile (0-55 cm), the Pleistocene loess is intensively mixed with sandstone-derived components by solifluidal processes. Here, pedogenetic alteration in form of brunification led to a cambic horizon with a subangular blocky structure (KA5: Bv) that has little pronounced hydromorphic – mainly oxidative – features (KA5: Sw-Bv). At a depth of 55 cm, the weathering products from the sandstone are the dominating source material of soil development. The clay loam to

silty clay loam texture as well as the high density led to soil horizons with differently pronounced stagnic properties. With increasing soil depth und increasing density, more reductive features are found (KA5: Swd1, Swd2). The individual horizons from 55 cm downwards are characterized by different soil colors. It is assumed that these resulted from finestratigraphic differences in the Middle Triassic sandstone formation. In general, the soil profile is characterized by low pH values (~4) and low base saturations.

Soil profile P1 was classified as Hyperdystric Katostagnic Cambisol (Humic, Pantoloamic, Endoraptic). According to German soil classification, soil profile P1 was classified as *Pseudogley-Braunerde*. According to the French soil classification, soil profile P1 was classified as *Brunisol dystrique limono-sablo-argileux faiblement redoxique issu de gres marneux*.

Tab. 2: Profile description and soil classification – Profile 1

Depth [cm]	Horizon (KA5)	Horizon (WRB)	Coarse fragm. [M.-%]	Hydro-morphy	Structure	Root intens.	Color	Parent mat.	Strati-graphy	
0-10	Ah	Ah	3.6	-	crumbly (CR)	very strong (W5)	10YR 3/3	Sandstone, Loess	Muschelkalk (mu), Pleistocene	
10-37	Bv	Bw	3.1	ox	subang. blocky (SB)	strong (W4)	7.5YR 4/4	Sandstone, Loess	Muschelkalk (mu), Pleistocene	
37-55	Sw-Bv	Bgw	3.0	ox	SB	med.-strong (W3-4)	7.5YR 4/4	Sandstone, Loess	Muschelkalk (mu), Pleistocene	
55-80	II Sw-Bv	2Bgw	3.1	ox	SB	weak (W2)	5YR 3/3	Loess, Sandstone	Pleistocene, Muschelkalk (mu)	
80-110	II Swd1	2Bgr1	1.5	ox+red	SB	weak (W2)	5YR 3/3 (10-30%) 7.5YR 4/4 (10-30%) 10YR 6/6 (5-10%) Gley1 7/5GY (1-2%)	Sandstone	Muschelkalk (mu)	
110-130	II Swd2	2Bgr2	36.9	(ox)+red	SB	very weak (W2)	10R 4/6 (10-30%) Gley1 6/5 (10-30%) 10YR 6/6 (1-2%)	Sandstone	Muschelkalk (mu)	
130-160+	II ilCv	2C	-	-	-	-	-	Sandstone	Muschelkalk (mu)	
German classification:		Basenarme Pseudogley-Braunerde aus schwach Reingrus führendem Fließnormallehm (aus Sandstein, Lösslehm) über schwach Reingrus führendem Fließnormallehm (aus Sandstein des unteren Muschelkalk) über sehr tiefem Zersatzsandstein [dySS-BB: pfl-(zz2)II(^s,Lol)/pfl-(zz2)II(^s)//cc(^s)]								
French classification:		Brunisol dystrique limono-sablo-argileux faiblement redoxique issu de gres marneux								
WRB:		Hyperdystric Katostagnic Cambisol (Humic, Pantoloamic, Endoraptic)								

Tab. 3: Soil physical properties – particle size distribution – Profile 1

Depth [cm]	Distribution of particle sizes [wt-%]									Texture	
	coarse sand	medium sand	fine sand	coarse silt	medium silt	fine silt	clay	silt	sand	KA5	WRB
0-10	0.8	1.5	28.1	17.3	18.3	8.0	26.0	43.6	30.5	Lt2	L
10-37	0.6	1.2	27.5	17.7	17.8	8.6	26.5	44.2	29.3	Lt2	L
37-55	0.7	1.2	25.4	17.5	17.5	7.9	30.0	42.8	27.2	Lt2	CL
55-80	0.4	2.1	26.3	18.0	17.8	8.2	27.2	44.0	28.8	Lt2	CL
80-110	0.7	2.9	43.7	7.6	11.3	8.1	25.7	27.0	47.3	Lts	SCL
110-130	1.3	3.7	27.5	14.3	16.4	9.6	27.3	40.3	32.4	Lt2	CL

Tab. 4: Soil chemical properties I – Profile 1

Depth [cm]	pH [H ₂ O]	pH [CaCl ₂]	EC [mS cm ⁻¹]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{inorg} [mg g ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	C/N	P _t [µg g ⁻¹]	P (CAL) [µg g ⁻¹]	K (CAL) [µg g ⁻¹]
0-10	4.4	3.9	77	27.1	0.0	2.3	12.1	363	3.6	46.8
10-37	4.3	4.0	49	9.3	0.0	1.0	9.6	289	0.0	15.6
37-55	4.4	4.0	37	6.0	0.0	0.7	8.3	261	0.0	2.6
55-80	4.8	4.0	29	3.0	0.0	0.5	6.2	290	0.0	15.5
80-110	4.7	4.0	28	2.1	0.0	0.4	5.0	353	0.0	32.6
110-130	4.8	4.0	29	2.0	0.0	0.5	4.1	367	0.0	37.6

Tab. 5: Soil chemical properties II – Profile 1

Depth [cm]	CEC _{eff} [mmol _c kg ⁻¹]	BS [%]	Na	K	Ca	Mg	Fe [mmol _c kg ⁻¹]	Al	Mn	H
0-10	102.4	27.2	0.4	5.2	17.5	4.9	0.0	68.8	6.3	0.2
10-37	87.2	14.0	0.4	3.1	6.5	2.2	0.0	72.7	2.3	0.0
37-55	104.3	12.0	0.5	2.2	6.7	3.0	0.0	90.2	1.5	0.0
55-80	99.3	14.8	0.3	2.0	9.5	2.9	0.0	83.8	0.8	0.0
80-110	111.3	35.8	0.4	2.8	17.5	19.1	0.0	71.0	0.5	0.0
110-130	137.3	34.4	0.7	3.6	20.7	22.1	0.0	89.5	0.6	0.0

Tab. 6: Soil chemical properties III – Profile 1

Depth [cm]	Fe _{tot} [g kg ⁻¹]	Fe _o [g kg ⁻¹]	Fe _d [g kg ⁻¹]	Al _o [g kg ⁻¹]	Mn _o [g kg ⁻¹]	Fe _o /Fe _{tot}	Fe _o /Fe _d
0-10	15.08	3.09	13.06	1.94	2.55	0.20	0.24
10-37	16.56	3.20	14.64	2.15	2.39	0.19	0.22
37-55	17.41	3.07	17.28	2.45	2.05	0.18	0.18
55-80	18.16	2.99	17.89	2.15	1.98	0.16	0.17
80-110	19.03	3.27	18.45	1.81	1.94	0.17	0.18
110-130	22.51	3.97	19.78	1.83	1.82	0.18	0.20

P2 - Profile description

Soil profile P2 is located about 120 m in the west of soil profile P1, downwards the low slope. Only slight differences in comparison to profile P1 were observed. Accordingly, the designation of soil horizons is similar to profile P1 leading to a similar classification of the soil as Hyperdystric Katostagnic Cambisol (Humic, Pantoloamic, Endoraptic), basename Pseudogley-Braunerde (KA5) and Brunisol dystrique (Référentiel pédologique), respectively.

Generally, the investigated upper soil horizons (0-75 cm) were characterized by a higher silt content compared to P1. The up to 2 m excavated soil profile exposed multiple differently colored horizons that developed in different finestratigraphic units within the Middle Triassic parent material. Thus, the profile description encompasses multiple lithic discontinuities. Due to the typical red colour it is speculated that lithic unit below 195 cm belongs to the Lower Triassic Series (mittlerer Buntsandstein). Brownish soils (WRB: Cambisol, KA5: Braunerde, Référentiel pédologique: Brunisol) developed from sandstones of the Lower Triassic represent another reference soil unit in the area around Saint Quirin.



Fig. 5: Soil profile P2 at experimental forest site MOS Saint Quirin

Tab. 7: Profile description and soil classification – Profile 2

Depth [cm]	Horizon (KA5)	Horizon (WRB)	Coarse fragm. [M.-%]	Hydro-morphy	Structure	Root intens.	Colour	Parent mat.	Strati-graphy	
0-8	Ah	Ah	6.2	-	crumbly (CR)	strong (W4)	10YR 4/3	Sandstone, Loess	Muschelkalk (mu), Pleistocene	
8-37	Bv	Bw	2.8	ox	subang. blocky (SB)	weak (W2)	10YR 4/4	Sandstone, Loess	Muschelkalk (mu), Pleistocene	
37-59	Sw-Bv	Bgw	3.3	ox	SB	very weak (W1)	10YR 5/4	Sandstone, Loess	Muschelkalk (mu), Pleistocene	
59-75	II Bv-Sw	2Bwg	5.7	ox+red	SB	very weak (W1)	7.5YR 5/8 (10-30%) Gley1 7/5GY (5-10%) Gley1 2.5/N (1-2%)	Loess, Sandstone	Pleistocene, Muschelkalk (mu)	
75-125	II Swd	2Bgr	26.2	ox+red	Coherent-SB	sporadic	10YR 5/4 (30-50%) 10YR 6/3 (10-30%) Gley1 8/5GY (10-30%)	Sandstone	Muschelkalk (mu)	
125-195	III ilCv	3C	-	-	-	-	-	Sandstone	Muschelkalk (mu)	
195-220+	IV ilCv	4C	-	-	-	-	-	Sandstone	Buntsandstein (sm)	
German classification:		Basenarme Pseudogley-Braunerde aus schwach Reingrus führendem Fließnormallehm (aus Sandstein, Lösslehm) über Fließreingrusnormallehm (aus Sandstein) über sehr tiefem Zersatzsandstein (des mittleren Buntsandstein) [dySS-BB: pfl-(zz2)ll(^s,Lol)/pfl-zzll(^s)//cc(^s-sm)]								
French classification:		Brunisol dystrique limono-sablo-argileux faiblement redoxique issu de gres marneux								
WRB:		Hyperdystric Katostagnic Cambisol (Humic, Pantoloamic, Endoraptic)								

Tab. 8: Soil physical properties – particle size distribution – Profile 2

Depth [cm]	Distribution of particle sizes [wt-%]									Texture	
	coarse sand	medium sand	fine sand	coarse silt	medium silt	fine silt	clay	silt	sand	KA5	WRB
0-8	0.6	2.0	19.7	21.6	22.5	9.9	23.6	54.0	22.4	Lu	SiL
8-37	0.7	2.0	20.9	20.9	23.4	9.0	23.2	53.2	23.6	Lu	SiL
37-59	0.9	1.8	16.6	20.7	23.6	11.4	25.1	55.6	19.3	Lu	SiL
59-75	0.7	1.9	19.6	19.4	20.8	10.3	27.3	50.4	22.3	Lu	CL
75-125	1.2	3.0	31.9	20.1	11.8	12.6	19.5	44.5	36.1	Ls2	L

Tab. 9: Soil chemical properties I – Profile 2

Depth [cm]	pH [H ₂ O]	pH [CaCl ₂]	EC [mS cm ⁻¹]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{inorg} [mg g ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	C/N	P _t [µg g ⁻¹]	P (CAL) [µg g ⁻¹]	K (CAL) [µg g ⁻¹]
0-8	4.7	3.8	54	41.6	0.0	2.8	14.9	289	5.2	68.5
8-37	4.3	4.0	29	8.9	0.0	0.9	10.4	168	0.0	9.4
37-59	4.4	3.9	25	5.5	0.0	0.7	8.4	173	0.0	5.2
59-75	4.6	4.0	24	3.3	0.0	0.6	5.6	177	0.0	12.8
75-125	4.8	4.0	24	1.8	0.0	0.4	4.4	170	0.0	28.3

Tab. 12: Soil chemical properties II – Profile 2

Depth [cm]	CEC _{eff} [mmol _c kg ⁻¹]	BS [%]	Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Mn	H
[mmol _c kg ⁻¹]										
0-8	95.1	25.1	0.5	5.1	13.8	4.5	0.0	63.9	7.3	0.0
8-37	67.7	10.7	0.4	1.1	3.7	2.1	0.0	85.5	1.9	0.0
37-59	70.8	9.5	0.2	1.0	3.3	2.3	0.0	62.9	1.2	0.0
59-75	81.1	16.3	0.1	1.6	6.4	5.1	0.0	66.7	1.1	0.0
75-125	107.6	39.1	0.4	2.6	17.2	21.7	0.0	65.0	0.5	0.0

Tab. 13: Soil chemical properties III – Profile 2

Depth [cm]	Fe _{tot} [g kg ⁻¹]	Fe _o [g kg ⁻¹]	Fe _d [g kg ⁻¹]	Al _o [g kg ⁻¹]	Mn _o [g kg ⁻¹]	Fe _o /Fe _{tot}	Fe _o /Fe _d
0-8	12.11	2.61	8.51	1.70	1.98	0.22	0.31
8-37	10.38	2.54	9.05	1.64	1.43	0.24	0.28
37-59	12.49	2.42	9.28	1.75	1.46	0.19	0.26
59-75	12.00	2.27	10.49	1.50	1.40	0.19	0.22
75-125	14.63	1.98	9.74	0.97	0.45	0.14	0.20

Supplement

The long-term organic matter (litter and deadwood) removal from forest soil in the course of the MOS study network led to some changes in soil properties. These will be presented and discussed during the excursion.

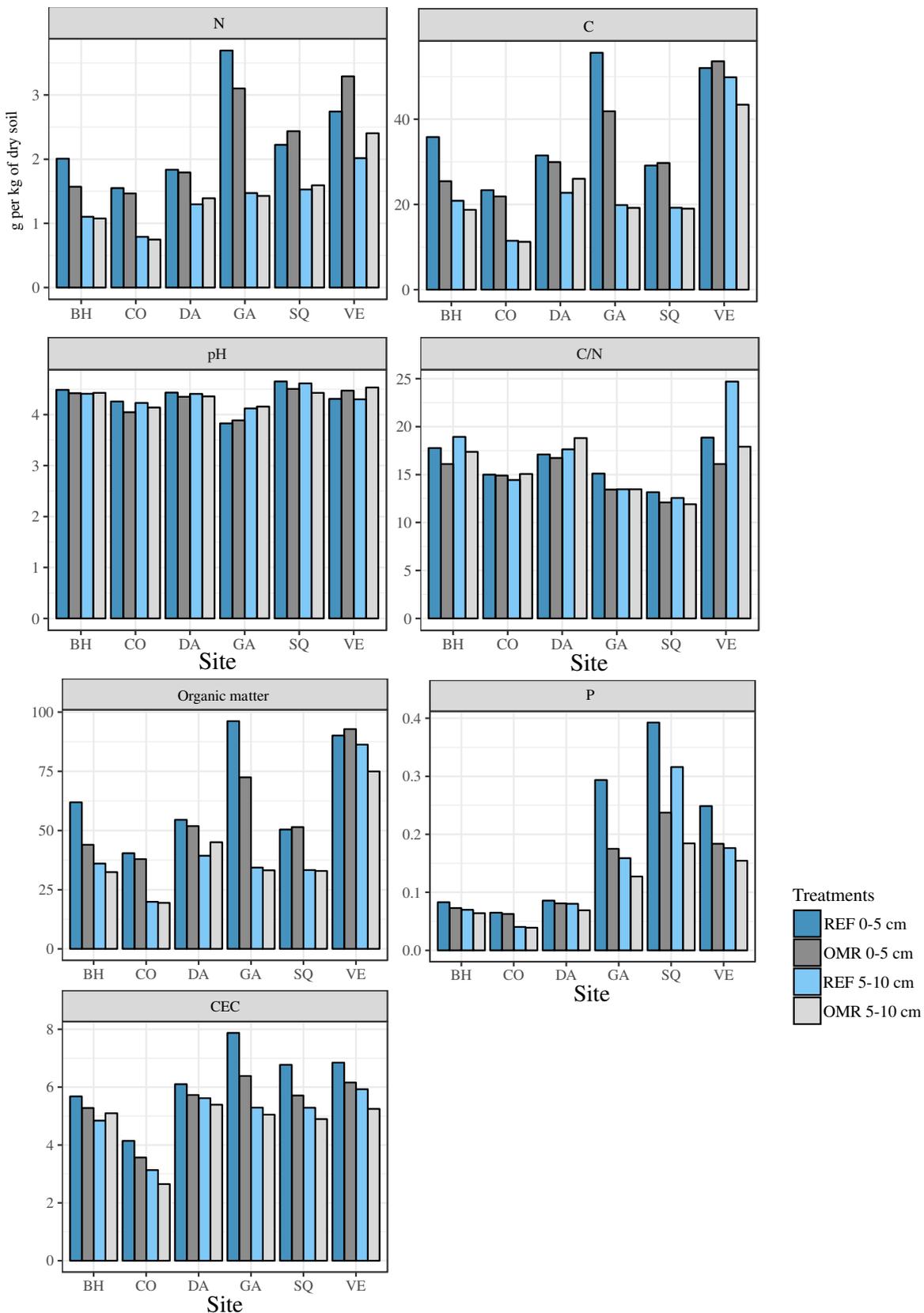


Fig. S1: Variation of soil properties between the control plots (REF) and biomass removal plots (OMR) at two soil depths (0-5 cm and 5-10 cm). Results from six MOS study sites in France, SQ = Saint Quirin, parcel 84

B-03 Steillagenweinbau an Mosel und Saar

Johannes B. Ries¹, Matthias Porten², Thomas Iserloh¹, Miriam Marzen¹, Yannick Hausener¹, Felix Dittrich³, Manuel Seeger¹

¹ Fach Physische Geographie, Fachbereich VI Raum- und Umweltwissenschaften, Universität Trier, Behringstraße 21, 54296 Trier

² Dienstleistungszentrum Ländlicher Raum, Abteilung Weinbau – Oenologie, Görresstraße 10, 54470 Berncastel-Kues

³ Fach Bodenkunde, Fachbereich VI Raum- und Umweltwissenschaften, Universität Trier, Behringstraße 21, 54296 Trier

1. Einleitung

Die deutsche Weinbauregion Mosel liegt nahe der aktuellen europäischen Nordgrenze für kommerziellen Weinbau, bis zu der durch günstige pedoklimatische Bedingungen das Überleben der Reben im Winter und die Traubenreife möglich ist (Ashenfelter and Storckmann, 2010a, 2010b; Koch et al., 2013). Die Region stellt das größte Steillagenweinbaugebiet der Welt und mit über 5.300 ha die größte Rieslinganbaufläche weltweit dar (Deutsches Weininstitut, 2013). Steillagen sind nach der deutschen Weinverordnung § 34b (Weinverordnung in der Fassung der Bekanntmachung vom 21. April 2009 (BGBl. I S. 827) Weinberge mit einer Neigung von mindestens 30 %.

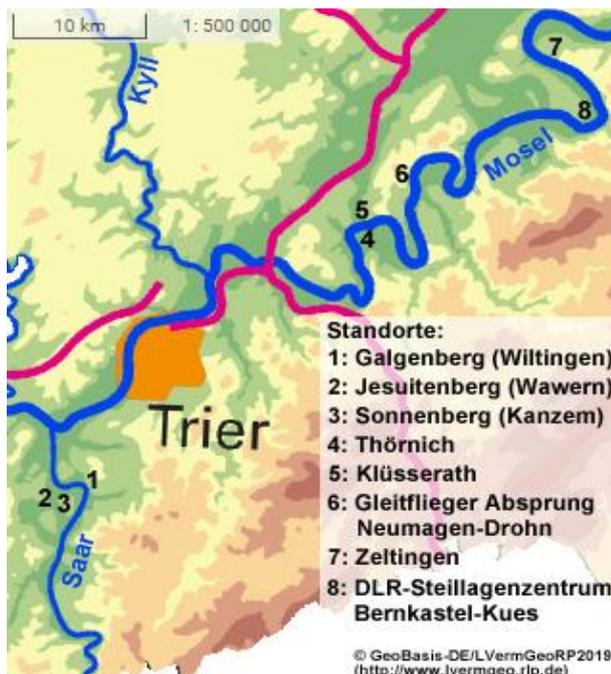


Fig. 1: Karte des Exkursionsgebietes.

2. Exkursionsgebiet

Das Exkursionsgebiet befindet sich an der unteren Saar und im Bereich der Mittelmosel (Fig. 1).

2.1 Geologie

Geologisch liegt das Exkursionsgebiet im Bereich der Ardennisch-Rheinischen Masse, in dem über den variskisch gefalteten und verschuppten devonischen Schichten mit grabenförmigen permischen Einbrüchen schüsselförmig triassisch-jurassische Schichten (Bundsandstein, Muschelkalk, Keuper, Lias) aufliegen (Wagner et al., 2012). Der Schüsselboden ist nicht muldenförmig-eben gestaltet, sondern besitzt ein starkes SW-NO gerichtetes „wellblechartiges“ Relief (Weiler, 1972), das aus einer variantenreichen Bruchtektonik resultiert (z.B. Negendank & Wagner, 1996). Im unteren Saartal und weiten Moseltal von Trier sind die SW-Ausläufer des in Mulden und Sättel in Kombination mit Auf- und Überschiebungen zergliederten Hunsrücks aufgeschlossen, die aus den unterdevonischen Schiefen und Quarzitfolgen aufgebaut werden (Wagner et al., 2012).

Die Weinbergshänge der Mosel und Saar sind geprägt von den charakteristischen devonischen Schiefen und aufliegenden pleistozänen Terrassensedimenten.

2.2 Klima

Klimatisch ist das Weinbaugebiet Mosel (inkl. untere Saar und Ruwer) atlantisch geprägt, wobei sich großklimatisch der Golfstrom noch

günstig auswirkt. Die Winter sind im langjährigen Mittel nur mäßig kalt und die Sommer nicht extrem warm. Die umgebenden Eifel- und Hunsrückberge schützen die Täler vor kalten Winden und gewähren ein milderes Klima. Besonders Frosteinbrüche im April und Mai können den Weinreben erheblichen Schaden zuführen und beeinträchtigen Qualität und Quantität des Weines.

Durch den Klimawandel gab es vor allem in den letzten Jahren vermehrt Hitzesommer, mit sich fast jährlich steigenden „Jahrhundert-sommern“. Die Jahresdurchschnittstemperatur der letzten 15 Jahre (2006-2020) beträgt in Kanzem an der unteren Saar 11,3 °C und in Zeltingen an der Mittelmosel 11,2 °C. Die mittlere Januar-temperatur beträgt in Kanzem 3,0 °C und in Zeltingen 2,8 °C. Die mittlere Julitemperatur ist in Kanzem 20,4 °C und in Zeltingen 20,2 °C (Fig. 2).

Für den Qualitätsweinbau sind diese Temperaturen ideal. Dieser beschränkt sich allerdings auf die Tallagen, da ab einer Höhe von 300-350 mNN diese Temperaturen nicht mehr erreicht werden (Faas, 1983).

Obwohl die vergangenen Jahre, v.a. 2018-2020, extrem trocken waren, bringen die vorherrschenden Südwest- und Westwinde noch genügend Regen, so dass die Voraussetzungen für einen guten Weinbau gegeben sind. Die Niederschläge liegen im Mittel bei 719 mm in Kanzem und bei 651 in Zeltingen. Die jahreszeitliche Verteilung ist gut, wobei von Mai bis August die meisten Niederschläge fallen, monatlich etwa 60 bis 80 mm.

Die Rebe verlangt eine Mindestzahl von 1300 Sonnenscheinstunden jährlich. Im Zeitraum von 2006 bis 2020 wurden nach Angaben des Agrarmeteorologischen Dienstes Rheinland-Pfalz in Zeltingen und Kanzem im Mittel etwa 1700 Stunden jährlich registriert. Die meisten Sonnenscheinstunden fallen in die Monate Mai bis Juli. Im Oktober sind es immer noch 108 Stunden, was für die Reife gut ist und dem Mostgewicht zugutekommt.

Kleinklimatisch gesehen sind die Exposition, die Inklination und der Steingehalt der Böden von besonderer Bedeutung, denn davon hängt auch sehr stark die Besonnung und damit die Erwärmung der Böden ab (Faas, 1983).

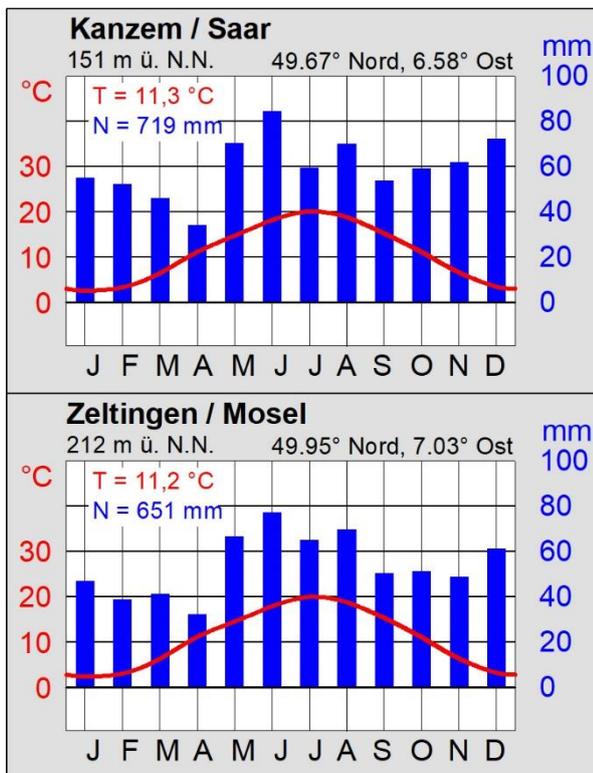


Fig. 2: Klimadiagramme Kanzem / Saar und Zeltingen / Mosel für den Zeitraum 2006-2020 (Eigene Darstellung, Datenquelle: www.am.rlp.de).

2.3 Geomorphologie

Die Geomorphologie des Exkursionsraumes lehnt sich eng an den Geologischen Bau an (Richter 1983). Im devonischen Grundgebirge dominieren weite Flächensysteme in 300-400 mNN, die Troglflächen, sowie in 500 und 600 mNN die Rumpfflächen. Darüber sind die Quarzit Härtlingszüge erhalten mit Höhen zwischen 700 und 800 mNN. Die 400-mNN-Schnittfläche setzt sich auch im westlich anschließenden Schichtstufenland fort und bildet die zusammenhängende kreidezeitlich-alttertiäre Fläche. Postoberoligozän erfolgte die Verstellung (Zöller 1983). Im Jungtertiär und Quartär erfolgte Hebung und die Einschneidung der Flusssysteme. Im Devonischen Grundgebirge blieben die Flächen weitgehend erhalten und wurden vorrangig durch die tributären Gewässer der großen Flüsse Mosel und Rhein randlich zertalt (Richter 1983, Zöller 1983). Den geomorphologischen Übergang von den Troglflächen zur Talregion bilden die Hochterrassen- und

Höhenterrassenflächen von Saar und Mosel in etwa entlang der 300 m-Isohypse. Seit Müller (1976) und Zöller (1983) sind es jüngere Arbeiten von Cordier et al. (2006, 2012, 2014), welche als Revision der klassischen Terrassengeomorphologie angesehen und weithin akzeptiert den aktuellen Forschungsstand repräsentieren. Acht Mittel- und Niederterrassen unterhalb von 100 m relativer Höhe über dem heutigen Flussbett lassen sich unterscheiden und ein Terrassenlängsprofil rekonstruieren. Das Alter der Nieder- und Mittelterrassen korreliert mit dem Jung- und Mittelpleistozän (M0-M2 entspr. MIS 1-4, M3 bis M8 entspr. MIS 6-16, siehe dazu Fig. 9). Während dieser Zeit ist die Mosel-Terrassenentwicklung von kalt-warmzeitlichen Klimawechseln beeinflusst, d. h. jede Hauptakkumulationsphase korreliert mit einer Kaltzeit. Synchron erfolgt eine geringe Hebung von $0,12 \text{ mm a}^{-1}$ des Schiefergebirges und des Pariser Becken, jedoch ohne nachweisbare relative Hebung einzelner Regionen. Eine starke regelmäßige Hebung des Schiefergebirges muss also bezweifelt werden (Cordier et al. 2006).

2.4 Vegetation und Landnutzung

Spätestens seit der intensiven Landnutzung durch die Römer, vermutlich aber schon deutlich früher, ist die ursprüngliche Vegetation des Moseltals und seiner Umgebung weitgehend entfernt worden (Ruthsatz & Zoldan, 1983).

Die Region ist also seit zwei bis drei Jahrtausenden intensiv landwirtschaftlich genutzt, wobei die flachen Hochlagen, sowie die flacheren Gleithänge der Täler agrarisch genutzt werden und auf den thermisch begünstigten Steillagen, besonders auf Schiefer, Weinbau betrieben wird. Lediglich die engen stark beschatteten Nebentäler und die nord-exponierten Steilhänge der Mosel sind bewaldet und forstlich genutzt.

Seit den 90er Jahren des 20. Jahrhunderts etabliert sich, nicht zuletzt aufgrund der Ergebnisse der Forschungen in der Erosionsmessstation Mertesdorf (Richter, 1991), sowie der Identifikation einiger klarer Vorteile einer gezielten Begrünung von Weinbergen (Bourquin,

1998; Kohl und Porten, 2017), ein Weinbergsmanagement, in dem die Gassen zwischen den Reben durch Aussaat begrünt werden. Ein großes Problem der letzten Jahrzehnte ist in der Moselregion die Auffassung von Weinbergen (Seeger et al., 2019). Zahlreiche Untersuchungen zu diesen Brachen (Drieschen) haben gezeigt, dass von Ihnen eine Gefahr der Verbreitung von Schädlingen und Krankheiten auf die Weinberge ausgeht (Lehnen, 2003; Molitor et al., 2010; Redl, 2006). Aus diesem Grund müssen aufgelassene Weinberge spätestens nach zwei Jahren ohne Bewirtschaftung gerodet, und dabei die Reben samt Wurzelstöcken entfernt werden. Dies hat einen gravierenden Einfluss auf die Erosionsdynamik (Seeger et al., 2019) Über die Dynamik der Revegetation und die Veränderung der aktuellen geomorphologischen Prozesse auf diesen Brachflächen ist jedoch nur wenig bekannt (s. auch Kap. 1.3. im Einführungsteil „Vegetation der Region Trier und angrenzender Gebiete“).

3. Beschreibung der Standorte und Bodenprofile

3.1 Galgenberg (Wiltingen)

Vom Standort Galgenberg in der Nähe von Kommlingen haben wir einen sehr guten Blick auf die Terrassen der unteren Saar und das Konzer Tälchen, ein Teil des großen Moselmäanders aus der oberen Mittel- und Hauptterrassenzeit (siehe Fig.3). Das Gebiet ist geprägt von den Laufverlegungen von Saar und Mosel seit Beginn des Pleistozäns. Gezeigt werden die Pionierarbeiten von Manfred J. Müller aus den frühen 1980er Jahren und neuere Forschungsergebnisse von Stéphane Cordier aus dem Jahr 2012.

3.2 Jesuitenberg (Wawern)

Der Wawerner Jesuitenberg ist eine südexponierte Weinbergslage zwischen Wawern und Kanzem. Die Hangneigung beträgt mehr als 30%, sodass die Lage dem Steillagenweinbau zuzuordnen ist. Der in Fig. 4 rot umrandete Bereich wird vom Weingut Dr. Frey in Kanzem ökologisch bewirtschaftet (Ecovin-zertifiziert) und ist Teil des EU-Forschungsprojektes

Diverfarming. Die fortschreitende Intensivierung der europäischen Landwirtschaft hat vielfach zu Bodendegradation, Verringerung der Biodiversität und durch Verengung der Fruchtfolgen zu einem erhöhten wirtschaftlichen Risiko für die Landwirte geführt. Ein Lösungsansatz liegt in der Diversifizierung der Anbausysteme und dem optimierten Einsatz von Ressourcen. Am Projekt DIVERFARMING sind 24 Partnerinstitutionen aus 8 Ländern beteiligt und untersuchen sowohl ökologische als auch ökonomische Aspekte der Diversifizierung unterschiedlicher Anbausysteme.

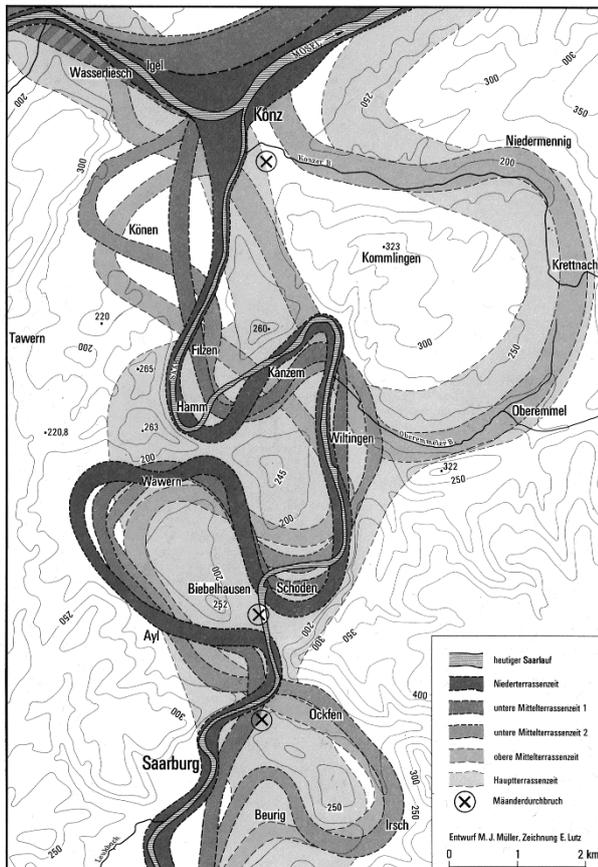


Fig. 3: Flussgeschichte von Saar und Mosel im Exkursionsgebiet (Müller, M.J., 1984).

Das Weingut Dr. Frey ist im Jesuitenberg in Zusammenarbeit mit der Universität Trier (Physische Geographie, Bodenkunde) und der ETH Zürich (Lehrstuhl für Nachhaltige Agrarökosysteme) mit einer breit angelegten Studie beteiligt.

Ein grundsätzliches Problem im Steillagenweinbau ist das mechanische Unkrautmanagement unter den Rebstöcken. Um Bodenerosion zu vermeiden und organische

Substanz zuzuführen, begrünen immer mehr Winzer die Fahrzeilen zwischen den Reben mit Zwischenfrüchten wie Gräsern oder Leguminosen. Der Boden direkt unterhalb der Reben wird dagegen oft vegetationsfrei gehalten, um Krankheiten und Wasserkonkurrenz zu vermeiden. Während Gräser und Stauden viel Wasser benötigen, in die Traubenzone wachsen und nicht vermarktet werden können, bilden aromatische Kräuter eine mögliche Begrünungsalternative. Bekannte Arten wie Thymian und Oregano scheinen für den Unterstockbereich ideal zu sein, da sie wenig Wasser benötigen, an die Klimaregion angepasst, heimisch, positiv für die Tierwelt, erosionsmindernd und ausreichend konkurrenzstark sind (Iserloh et al. 2020; Seeger et al. 2019). Darüber hinaus können die extrahierten aromatischen Öle für Kosmetik, Parfüms, Nahrungsergänzungs- und Lebensmittel vermarktet werden.

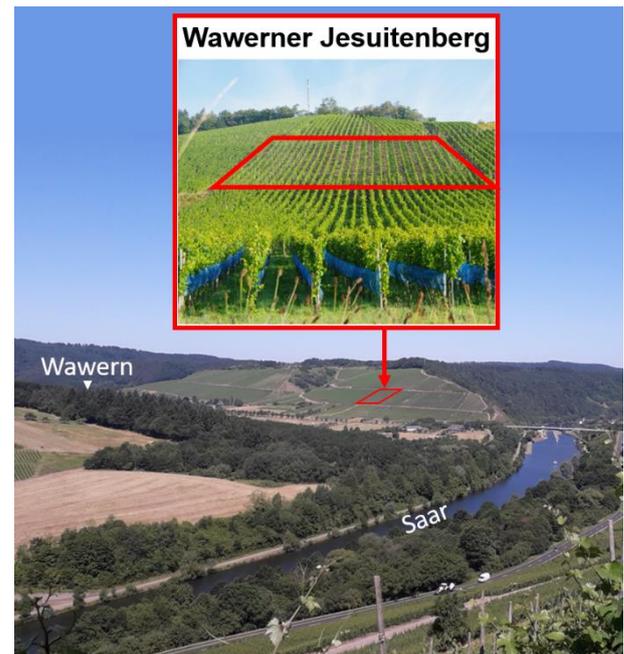


Fig. 4: Ansicht des Standortes Jesuitenberg

Während des 5-jährigen Projekts werden Ansiedlung und Wachstum, Handhabbarkeit, Effekte auf Rebe und Boden, Wasserbedarf und Weiterverwendung der Kräuter sowie die Auswirkungen auf die biologische Vielfalt und Bodenerosion untersucht und bewertet.

Am Standort werden ausgewählte Ergebnisse des Projektes insbesondere zur Erosionsanfälligkeit und ein Bodenprofil (Fig. 5) eines

typischen Weinbergbodens aus Regolith devonischer Schiefer („Schieferschutt“) vorgestellt (Tab. 2).

Fig. 6 zeigt die Erosionsdaten aus dem Diverfarming-Projekt von Januar 2018 bis Juli 2020. Kurz nach Pflanzung der Kräuter am 17.05.2018 gab es in der Nacht vom 31.05. auf den 01.06.2020 einen sehr starken Sommerregensturm mit 80 mm Niederschlag in sechs Stunden, davon 55 mm in einer Stunde (Iserloh et al. 2019). Wie die ansonsten relativ niedrigen Erosionswerte in Fig. 6 zeigen, haben diese Extremereignisse eine enorme Wirkung im Bodenerosionsgeschehen in Weinbergssteillagen.

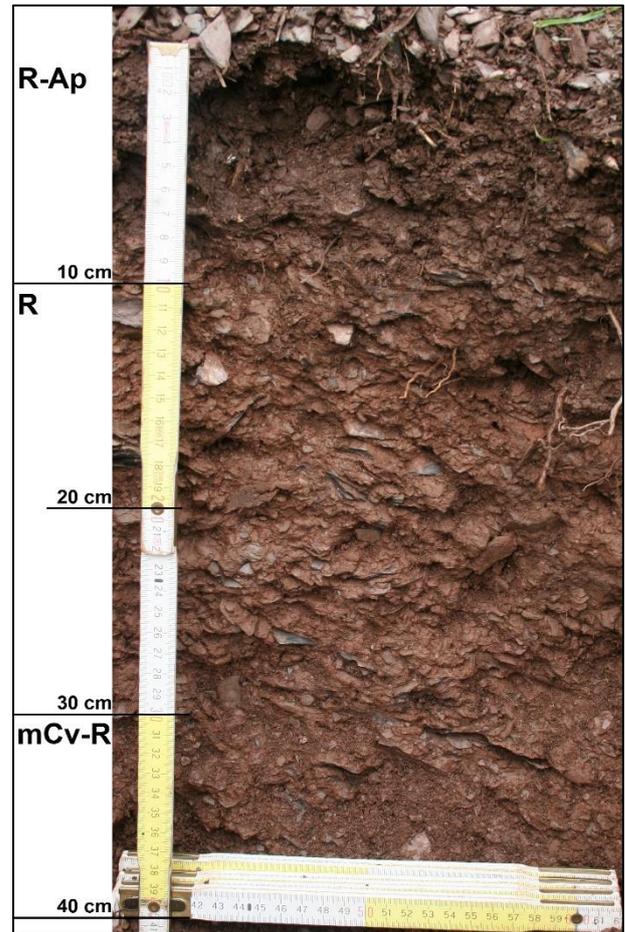


Fig. 5: Bodenprofil Jesuitenberg in der Fahrgassenmitte (s. auch Tab. 2-5)

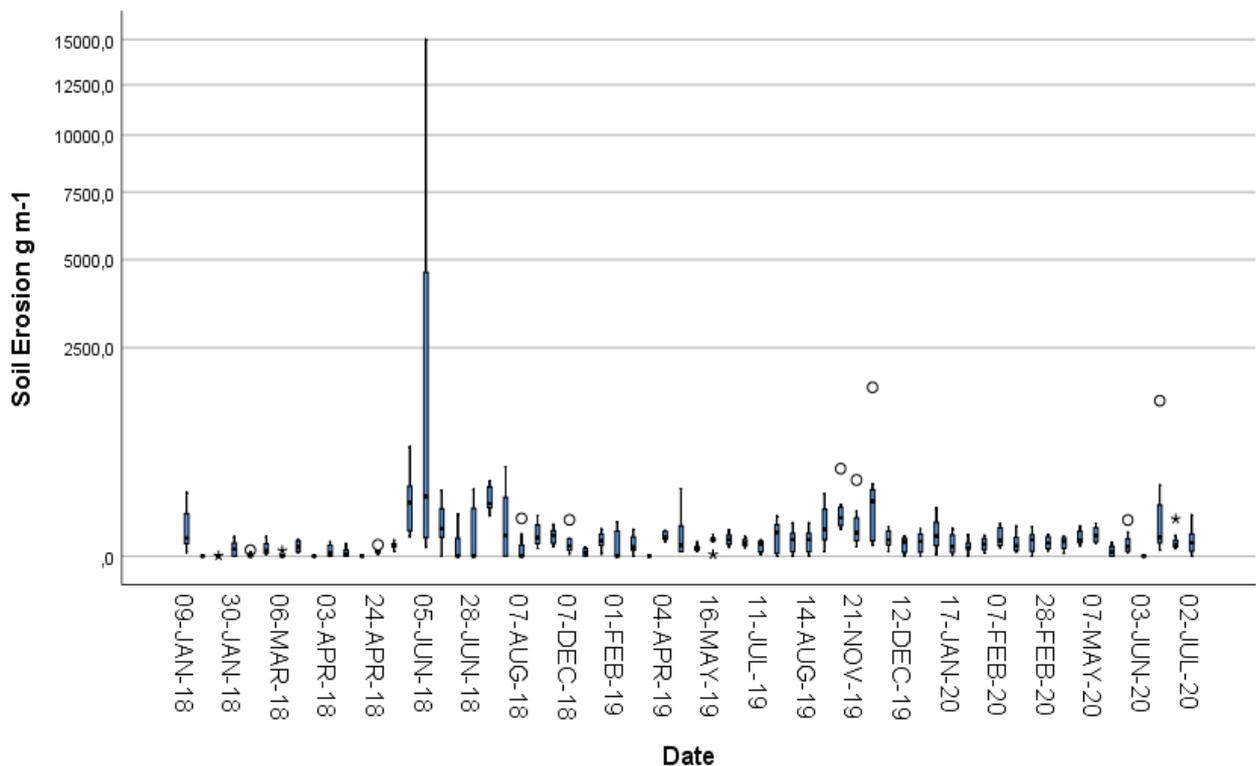


Fig. 6: Erosionsdaten im Untersuchungszeitraum. Exponentielle Darstellung der Erosion (Y-Achse).

Aufgrund des wiederholten Tiefenumbruchs ist der Boden als Rigisol zu klassifizieren. Dabei ist anzumerken, dass die Rigoltiefen in der Trierer Weinregion mit oft nur 4 dm vergleichsweise flach sind. Der Boden ist durch hohe Skelettgehalte aus Schieferschutt gekennzeichnet. Der pH-Wert, C_{org}- und Nährstoffgehalte sind durch Kalkung und Düngung deutlich erhöht. Stark erhöhte Cu-Gehalte gehen auf die Anwendung von Cu-Präparaten als Fungizide gegen den falschen Mehltau zurück. Aktuell ist noch eine Ausbringung von 4 kg ha⁻¹ a⁻¹ gestattet. Da die Applikation direkt auf die Laubwand erfolgt, ist die Cu-Belastung unmittelbar unter den Reben i.d.R. am höchsten (siehe Fig. 7).

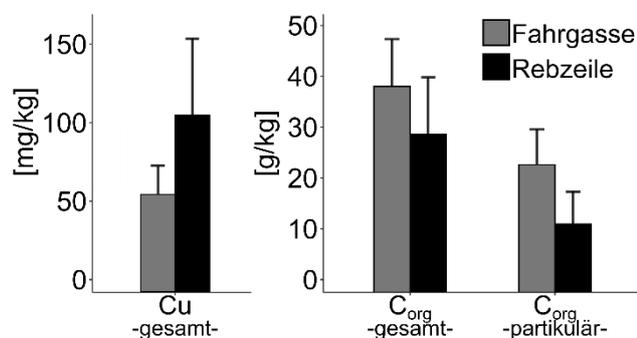


Fig. 7: Gehalt an Gesamt-Kupfer (links) und versch. Fraktionen organischer Substanz (rechts) in 0-10 cm Tiefe getrennt nach Beprobungsposition in Fahrgasse bzw. Rebzeile.

Gleichzeitig führt hier regelmäßige Bodenbearbeitung, fehlende Vegetationsbedeckung und Bodenerosion zu reduzierten Gehalten an organischem Kohlenstoff, als entscheidendem Sorbenten für Cu. Die oben skizzierte Mischkultur mit Thymian und Oregano könnte in Kombination mit der ausbleibenden Bodenbearbeitung organische Substanz zuführen, relevante Bodenfunktionen fördern (Schadstoffrückhalt, Erosionskontrolle) und so zu direkten und indirekten ökonomischen Vorteilen führen.

Tab. 1: Standortbeschreibung Profil Jesuitenberg

Substrat:	Rigolter Mischsandlehmingrus (aus Tonschiefer des Unterdevons)
Relief:	Mittelhang, SO-Exposition
Landnutzung:	Sonderkultur (Weinbau)
Vegetation:	Weinrebe, Thymian, Oregano, versch. Sedum-Arten, weitere Gräser und Kräuter
Position:	49°39'23" N, 6°33'27" O, 195 m NN

Tab. 2: Profilbeschreibung und Bodenklassifikation – Profil Jesuitenberg

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [M.-%]	Steinfraktion	Humus	Durchwurzelung	Farbe (feucht)	Ausgangsgestein	Stratigraphie
0-10	R-Ap	SI4	54.8	fGr	h4	W5	7.5YR 2.5/3	*Tsf-du	qh
10-30	R1	-	50.4	fGr	h3	W3	7.5 YR 3/3	*Tsf-du	qh
30-40	mCv-R2	-	52.6	gGr	h2	W1	7.5 YR 3/3	*Tsf-du	qh
Deutsche Klassifikation:		sehr basenreicher Rigisol aus Mischsandlehmingrus (aus Tonschiefer des Unterdevons) über Tonschiefer [YYn: om-slzz(*Tsf)/nv-*Tsf]							
WRB:		Eutric Skeletic Regosol (Aric, Humic)							

Tab. 3: Bodenphysikalische Eigenschaften I – Partikelgrößenverteilung – Profil Jesuitenberg

Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									Bodenart	
	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	U	S	KA5	WRB
0-10	27.9	18.8	12.9	8.7	9.3	6.3	14.6	24.4	59.5	SI4	SL
10-30	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
30-40	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Bodenphysikalische und –mechanische Kenngrößen des stark lehmigen Sandes konnten aufgrund des extremen Steingehaltes methodisch nicht ermittelt werden.

Tab. 4: Bodenchemische Eigenschaften I – Profil Jesuitenberg

Tiefe [cm]	pH [CaCl ₂]	EL [mS cm ⁻¹]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{org} Vorrat [t ha ⁻¹]	C _{anorg} [mg g ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	C/N	Cu _{total} [μg g ⁻¹]	Cu _{DTPA} [μg g ⁻¹]	P _t [μg g ⁻¹]	K _t [μg g ⁻¹]	P (CAL) [μg g ⁻¹]	K (CAL) [μg g ⁻¹]
0-10	6.3	118.5	36	14.6	0.0	3.4	10.6	68.7	23.4	1447	12664	194	363
10-30	6.2	98.1	12	10.7	0.0	1.5	8.0	60.3	20.0	1331	11649	174	264
30-40	5.7	95.3	8	3.4	0.0	1.3	6.2	52.9	17.6	1225	11065	130	194

Tab. 5: Bodenchemische Eigenschaften II – Profil Jesuitenberg

Tiefe [cm]	KAK _{eff} [mmol _c kg ⁻¹]	BS [%]	Na	K	Ca	Mg [mmol _c kg ⁻¹]	Fe	Al	Mn	H
0-10	11.7	98.3	0.1	1.1	8.0	2.4	0.0	0.2	0.0	-
10-30	7.6	96.9	0.1	0.9	4.9	1.5	0.0	0.2	0.0	-
30-40	6.2	96.1	0.1	0.8	3.8	1.3	0.0	0.2	0.0	-

3.3 Sonnenberg (Kanzem)

Der Standort Sonnenberg befindet sich in der Gemarkung Kanzem auf dem Niveau der unteren Mittelterrasse, wobei das Substrat der bewirtschafteten Hänge weitgehend kolluvial überlagert ist. Somit unterscheidet sich der Standort stark vom vorangehend beschriebenen Jesuitenberg aufgrund des Ausgangsmaterials für die Bodenbildung, mit einem deutlich geringeren Gehalt an Grobbestandteilen.

Am Standort können unterschiedliche Bewirtschaftungsformen des Weins genauer betrachtet werden. Moderne Erziehung am Drahtrahmen, wobei sowohl konventionelle als auch ökologische Bewirtschaftung nebeneinander vorhanden sind. Besonders die Unterstockbewirtschaftung, also die Maßnahmen zur Reduktion der Vegetationsdecke unter den Reben unterscheidet sich stark, da im konventionellen im Allgemeinen mit Herbiziden, im ökologischen mit mechanischen Mitteln gearbeitet wird. Trotz der höheren Bearbeitungsfrequenz zeigt sich anhand von Niederschlagssimulationen, dass das Bodenmanagement im ökologisch bewirtschafteten Weinberg zu einem deutlich verringerten Abfluss und damit verbunden auch niedrigerer Erosion führt (Fig. 8) (Kirchhoff et al., 2017). Geringere Abfluss- und Erosionsraten können auf günstigere Struktur- und Poreneigenschaften zurückgeführt werden, die durch regelmäßige Zufuhr organischer Substanz und permanente Begrünung realisiert werden

und angesichts erhöhter Gehalte an organischem Kohlenstoff und verstärktem Auftreten von Regenwürmern in der ökologisch bewirtschafteten Parzelle zu erwarten sind (siehe Fig. 9). Dabei ist insbesondere das infiltrationsfördernde Grabverhalten von *Aporrectodea caliginosa* hervorzuheben (Ernst et al., 2009). Die endogäische Art wurde in beiden Managementsystemen am häufigsten gefangen. Das Vorkommen epigäischer Arten ist in der konventionell bewirtschafteten Parzelle stark eingeschränkt, da diese Lebensform besonders empfindlich auf mechanische Eingriffe im Oberboden reagiert (Bertrand et al., 2015).

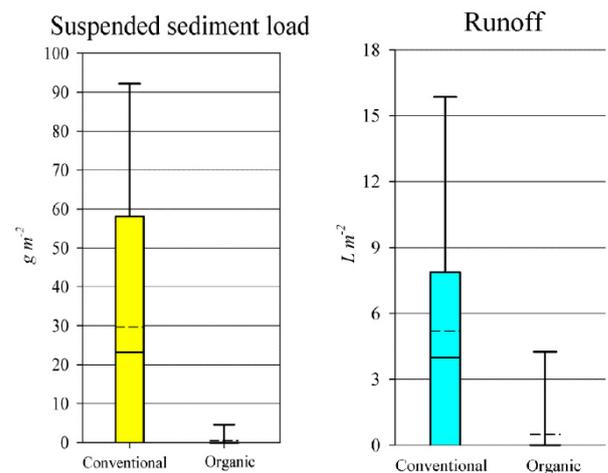


Fig. 8: Anhand von Niederschlagssimulationen festgestellter Sedimentaustag (links) und Abfluss (rechts) auf den konventionell und biologisch bewirtschafteten Weinbergen am Sonnenberg (Kanzem), (Kirchhoff et al., 2017).

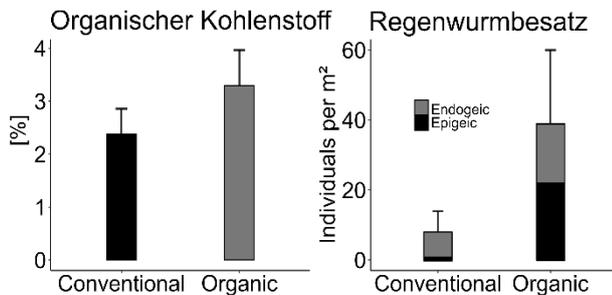


Fig. 9: Gehalt an organischem Kohlenstoff in 0-10 cm Tiefe (links) sowie Abundanz und dominierender Lebensformtyp der Regenwurmfauna (rechts) in beiden Managementsystemen. Bodenprobenahme und Regenwurmumfang (mittels Handauslese und chemischer Extraktion) wurden im Oktober 2018 durchgeführt.

Am Standort sind des Weiteren alte Reben in Vertiko-Erziehung zu sehen. Diese Art der Bewirtschaftung ist nicht für den Maschineneinsatz geeignet.

Außerdem wird am Standort Sonnenberg der Anbau von Sorten getestet, welche eine Anpassung des Weinbaus an die sich durch Klimawandel und veränderten Anforderungen an die ökologische Bewirtschaftungsweise erleichtern sollen. Auf kleineren Flächen sind sowohl Pinotin als auch Donauriesling angepflanzt worden. Beide Sorten gelten als relativ pilzwiderständig und zum Teil auch unempfindlicher gegenüber Spätfrösten.

3.4. Thörnich

Ein zweiter Weinbergsboden wird am Standort Thörnich präsentiert. Im Gegensatz zu den vorhergehenden Standorten befindet sich dieser nicht an einer Steillage im Schiefer, sondern auf einer pleistozänen Terrasse der Mosel (Fig. 10, Tab. 6, s. auch Fig. 12). Sie gehört zur Gruppe der Saalezeitlichen Unteren Mittelterrassen (M3; MIS6) (Cordier et al., 2006) und bildet das mächtige kiesreiche sandige Ausgangsmaterial für die Bodenbildung über die gesamte Bodentiefe. An vielen Stellen auf der Terrasse fand bis vor kurzem Kiesabbau statt. Die Rebanlage mit der Sorte Riesling wurde auf einem westexponierten Hang im Bereich des Mittelhangs mit 5% Gefälle eingerichtet. Diese Fläche wurde bis in die 1960er Jahre noch landwirtschaftlich genutzt, bevor die Rebanlage erfolgte.

Eine bodenphysikalische Charakterisierung konnte auch bei diesem Bodenprofil nicht erstellt werden, da die Entnahme von Stechzylindern aufgrund des Steingehaltes nicht möglich war (siehe Tab. 7).



Fig. 10: Bodenprofil Thörnich

Die Fläche wurde mit der Ersteinrichtung und danach insgesamt zweimal tief umgebrochen (rigolt), das letztmal bei der Neuanlage der Fläche in 2002. Zudem erfolgte in 2018 eine Tieflockerung bis in 50 cm Tiefe mittels Parapflug. Der mehrfache Umbruch ist an der tief eingemischten organischen Bodensubstanz, den teilweise vertikal gestellten Kiesen und einzelnen Funden von Ziegelfragmenten und Kohle im Ah- und R-Horizont zu erkennen. Die Untergrenze des R-Horizonts verläuft im Bodenprofil jedoch diagonal, so dass die

Horizontgrenze an der einen Seite in 20 cm Tiefe, auf der anderen Seite der Profilgrube bei 50 cm Tiefe liegt. Die nur wenigen Tiefen-umbrüche haben noch nicht für die Etablierung eines durchgehend ausgeprägten R-Horizontes geführt; auf der gesamten Parzelle dominieren jedoch humushaltige Horizonte mit >40 cm Mächtigkeit. Am Bodenprofil wurde der darunterliegende Bereich als R+Bv-Horizont angesprochen. Sowohl die Corg-Gehalte als auch die Phosphatgehalte (Total, CAL) nehmen vom R-Horizont über den R+Bv-Horizont zu den darunter folgenden Horizonten ab (Tab. 9). Darunter folgen Sedimente kiesiger Terrassenlehme, deren Wechsellagerung anhand variierender Skelettanteile auffällt und sich in geringerem Ausmaß auch in Variationen anderer Bodenparameter, wie z.B. der Grobsand-Anteile niederschlägt. In der Skelettfraction dominiert Grobkies. Die Horizonte ab 65 cm Tiefe weisen Fleckungen durch Hydromorphie auf; der unterste Horizont war komplett wassergesättigt. In der Rebfläche tritt hangabwärts das Hangzugswasser zunehmend oberflächennäher auf; am Fuß der Parzelle wurde ein Hanggley mit stark reduktiv gebleichtem Gr-Horizont ab 52 cm Tiefe kartiert (nicht dargestellt). Die Cu-Gehalte im Ah-Horizont und geringer im R-Horizont sind gegenüber den tieferen

Horizonten deutlich erhöht, was auf die im Weinbau übliche Verwendung Cu-haltiger Fungizide zurückzuführen ist (Tab. 9). Aktuell werden die Reben einmal jährlich mit 1-2 kg Cu ha⁻¹ gespritzt. Aufgrund des geringen Alters der Rebanlage liegen die Gehalte weit unter dem für das Anbaugebiet Mosel bestimmten Kontaminationsdurchschnitt von ca. 170 mg kg⁻¹ (Strumpf et al., 2011). Wie am Standort Kanzem sind die pH-Werte im neutralen bis schwach sauren Bereich. Die Fläche wird alle 3 Jahre mit 3 t ha⁻¹ gekalkt. Als Besonderheit des Profils ist anzumerken, dass ein hoher Anteil an makroskopisch sichtbaren Poren und biogener Röhren insbesondere in den oberen, anthropogen überprägten Horizonten vorliegt.

Tab. 6: Standortbeschreibung Profil Thörnich

Substrat:	stark Reinkies führender Mischnormallehm über periglaziär-fluviatitem schwach Reinkies führenden Normallehm (aus Terrassenkies, -sand) über tiefem periglaziär-fluviatitem Reinkies (aus Terrassensand, -kies)
Relief:	Gleithang, Untere Mittelterrasse
Landnutzung:	Weinberg
Vegetation:	Rebanlage, Riesling mit Dauerbegrünung zwischen den Reihen
Position:	49°49'50.96"N; 6°50'50.87"O, 130 m ü. NN

Tab. 7: Profilbeschreibung und Bodenklassifikation – Profil Thörnich.

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [M.-%]	Gefügestufe	Lagerungsdichte	Humus	Durchwurzelung	Farbe oxidiert	Farbe reduziert	Ausgangsgestein	Stratigraphie
0-10	Ah	Ls3	19.7	kru/sub	Ld1-2	h2	W3	7.5YR 3/3	-	Gt, St	qh
10-50	R	Ls3	24.3	sub/pol	Ld3	h1	W2	7.5YR 4/4	-	Gt, St	qh
20-50	R+Bv	Ls3	14.1	sub/pol	Ld3	h1	W1	7.5YR 3/4	-	Gt, St	qp
50-65	Bv	Ls3	6.8	pol	Ld2-3	h1	W1	7.5YR 5/6	-	Gt, St	qp
65-78	Go	Ls3	11.0	pol	Ld2-3	h1	W1	5YR4-5/4-6 (70%)	10YR7/2 (30%)	Gt, St	qp
78-110	Gor	Ls3	2.7	pol/koh	Ld3	h1	W1	7.5YR5/7 (20%)	10YR7/3 (80%)	Gt, St	qp
110+	II Gr	-	72.7	koh	-	h1	-	-	100%	St, Gt	qp
Deutsche Klassifikation:		basenreicher Braunerde-Gley-Rigosol aus mittel Reinkies führendem Normallehm über periglaziär-fluviatitem schwach Reinkies führenden Normallehm (aus Terrassenkies, -sand) über tiefem periglaziär-fluviatitem Normallehmreinkies (aus Terrassensand, -kies)									
WRB:		[euBB-GG-YY: om-(kk3)II(Gt,St)/fp-(kk2)II(Gt,St)/fp-IIkk(St,Gt)] Hypereutric Endogleyic Cambisol (Pantoloamic, Ochric)									

Tab. 8: Bodenphysikalische Eigenschaften I – Partikelgrößenverteilung – Profil Thörnich

Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									Bodenart		Poren
	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	U	S	KA5	WRB	Rwu, Rre
0-10	4.1	20.3	21.4	15.8	11.3	5.7	21.5	32.8	45.8	Ls3	L	f4 gri2-4
10-50	3.6	25.1	19.0	13.3	11.0	6.8	21.4	31.1	47.6	Ls3	L	f4 gri2-4
20-50	2.7	24.6	19.0	13.9	11.9	6.3	21.3	32.1	46.5	Ls3	L	f4 gri2-4
50-65	1.7	22.7	21.7	17.3	12.3	5.8	18.4	35.5	46.2	Ls3	L	f3 gri3
65-78	2.2	18.4	26.1	16.1	11.0	5.5	20.6	32.6	46.8	Ls3	L	f2 gri2
78-110	1.4	15.0	25.2	14.6	10.4	6.7	26.7	31.7	41.5	Ls3	L	f2 gri2
110+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 9: Bodenchemische Eigenschaften I – Profil Thörnich

Tiefe [cm]	pH [H ₂ O]	pH [CaCl ₂]	EL [mS cm ⁻¹]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{anorg} [mg g ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	C/N	Cu _{total} [µg g ⁻¹]	Cu _{DTPA} [µg g ⁻¹]	P _{tot} [µg g ⁻¹]	P (CAL) [µg g ⁻¹]	K (CAL) [µg g ⁻¹]
0-10	7.4	7.0	178	14.6	0.0	0.13	11.5	13.9	4.2	432	149.8	1656
10-50	7.2	6.4	87	8.5	0.0	0.10	8.7	8.7	3.5	317	44.2	916
20-50	7.3	6.6	84	5.2	0.0	0.07	7.5	5.4	1.7	269	16.6	1032
50-65	7.4	6.6	62	2.9	0.0	0.05	5.9	3.8	0.4	190	9.0	719
65-78	7.4	6.6	58	2.0	0.0	0.04	4.6	4.1	0.3	140	3.6	949
78-110	7.3	6.5	46	1.7	0.0	0.04	3.9	5.6	0.4	103	2.0	560
110+	7.2	6.6	65	2.0	0.0	0.04	4.8	5.5	0.2	151	0.0	344

Tab. 10: Bodenchemische Eigenschaften II – Profil Thörnich

Tiefe [cm]	KAK _{eff} [mmol _c kg ⁻¹]	BS [%]	Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Mn	H
			[mmol _c kg ⁻¹]							
0-10	105.3	100	0.3	9.3	74.2	21.6	0.0	0.0	0.0	0.0
10-50	72.1	100	0.3	8.0	49.8	14.0	0.0	0.0	0.0	0.0
20-50	53.3	100	0.3	7.3	34.6	11.1	0.0	0.0	0.0	0.0
50-65	45.1	99.8	0.2	6.8	27.6	10.4	0.0	0.1	0.0	0.0
65-78	60.5	100	0.3	6.9	38.1	15.2	0.0	0.0	0.0	0.0
78-110	98.0	100	0.6	6.5	63.5	27.4	0.0	0.0	0.0	0.0
110+	72.1	99.8	0.2	2.8	48.0	21.0	0.0	0.1	0.0	0.0

Tab. 11: Bodenchemische Eigenschaften III – Profil Thörnich

Tiefe [cm]	Fe _{tot} [g kg ⁻¹]	Fe _o [g kg ⁻¹]	Fe _d [g kg ⁻¹]	Al _o [g kg ⁻¹]	Mn _o [g kg ⁻¹]	Fe _o /Fe _{tot}	Fe _o /Fe _d
0-10	13.33	2.25	9.27	0.64	0.54	0.17	0.24
10-50	10.59	2.41	8.68	0.80	0.60	0.23	0.28
20-50	11.17	2.30	7.87	0.87	0.60	0.21	0.29
50-65	12.23	2.01	7.16	0.58	0.35	0.16	0.28
65-78	12.84	1.67	7.74	0.45	0.10	0.13	0.22
78-110	13.17	1.29	8.13	0.41	0.02	0.10	0.16
110+	16.23	2.24	13.92	0.53	0.04	0.14	0.16

3.5. Klüsserath

Der Standort Klüsserath beinhaltet aktuell bewirtschaftete Weinberge, welche nie einer Flurbereinigung unterzogen worden sind. An diesem Standort zeigt sich eine auffällig kleine Parzellierung der Weinbergslage. Besonders bemerkenswert ist das Vorherrschen einer Bewirtschaftung quer zur Falllinie. Zusätzlich sind einfache, aber offensichtlich wirksame Maßnahmen zum Erosionsschutz zu beobachten. An den Rebstöcken werden Weidematten oder Hölzer befestigt, welche die Abwärtsbewegung des Substrates verhindern. Die Bewirtschaftung ist aber nicht maschinell zu bewerkstelligen.

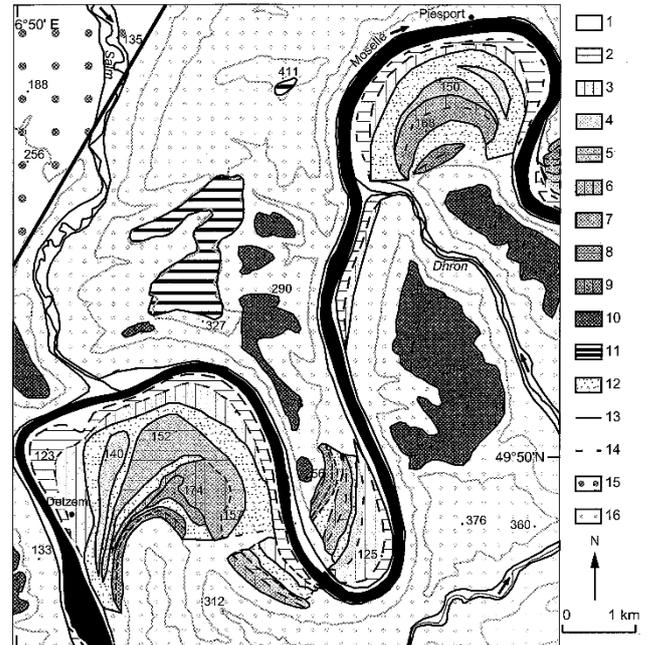
3.6. Gleitflieger Absprung Neumagen-Drohn

Am Standort ist in einem Überblick die Terrassengliederung an der Mosel zu beobachten. Am Gleithang gegenüber ist zum einen die Hauptterrasse deutlich erkennbar, als Element der Talweitung (Plateautal). Mittel- und Niederterrassen (M8-M0) sind aufgrund der landwirtschaftlichen Überprägung, besonders dem Weinbau und der damit verbundenen Flurbereinigung, geomorphologisch nicht immer klar erkennbar (vgl. Fig. 11). Die höchste und älteste dieser Terrassen (M8) markiert die Veränderung der Talbildung, die im Mittelpleistozän (ab ca. 676 ka v. h., vgl. Fig. 12) dem Cromer-Komplex zugeordnet werden kann (Cordier et al., 2006).

3.7 Erosionsmessungen am Zeltiger Schlossberg

Die Weinlage „Zeltigener Schlossberg“ befindet sich auf 215-242 NN in SSW-SW-Exposition am Oberhangbereich des hier 240 m tief eingeschnittenen Moseltales in Prallhangposition und weist daher nur eine geringe Solum-Tiefe über dem festen, teilweise auch stark verwitterten Ausgangsgestein auf. Die Böden an der Steillage Zeltiger Schlossberg bestehen aus dunklem Tonschiefer aus kalkfreiem, tonigen Lehm mit hohen, teilweise sehr hohen Steingehalten. Der Steingehalt liegt im Mittel bei 60 %. Niederschlagswasser

wird schnell aufgenommen, kann jedoch nur begrenzt gespeichert werden.



1, present floodplain of the River Moselle (M0) and its main tributaries; 2, alluvial terrace M1; 3, alluvial terrace M2; 4, alluvial terrace M3; 5, alluvial terrace M4; 6, alluvial terrace M5; 7, alluvial terrace M6; 8, alluvial terrace M7; 9, alluvial terrace M8; 10, main terraces; 11, high terraces; 12, slope deposits; 13, steep slope between two terraces; 14, gentle slope between two terraces; 15, Permian sandstones; 16, Devonian schists and quartzites

Fig. 11: Terrassenverbreitung in Bereich Detzem-Piesport (Cordier et al., 2006). Hervorzuheben ist, dass die Haupt- und Hochterrassen sehr weit verbreitet sind, während die jüngeren (M0-M8) lediglich an den Gleithängen nachzuweisen sind.

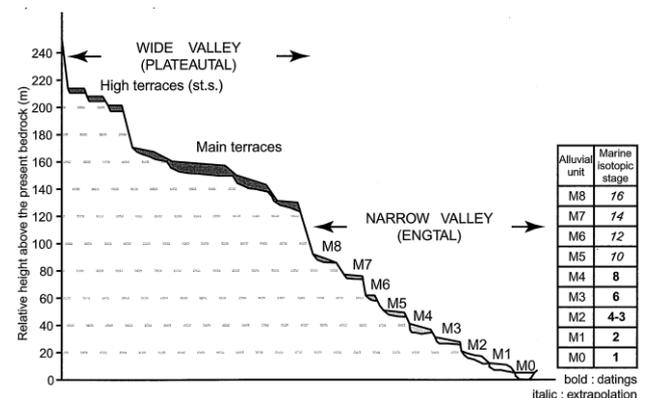


Fig. 12: Gliederung und zeitliche Einordnung der Moselterrassen (Cordier et al. 2006). M0-M4 sind von den Autoren datiert, M5-M8 wurden korrelierend extrapoliert.

Natürlicherweise variiert nach Reliefposition die Mächtigkeit der durchwurzelbaren Bodenschicht über dem Festgestein sowie auch der Steingehalt und somit auch die Eigenschaften des Bodens. Die Infiltrationswerte zeigen

heute große Spannweiten im Bereich einer Größenordnung für den Unterstockbereich, die Fahrspur und die Zwischenfahrspur.

Die Böden erwärmen sich stark und speichern die Wärme sehr gut. Hier wirkt sich vor allem die dichte Bedeckung der Oberflächen mit dunklen Schieferbruchstücken positiv aus. Diese Bedeckung reduziert auch den Splash-Effekt und bremst den oberflächlichen Abfluss. Die Bodenreaktion ist schwach sauer und das Nährstoffangebot eingeschränkt, da Nährelemente schnell ausgewaschen werden können. Die dem entgegenwirkende organische Substanz wird schnell abgebaut.

Die Versuchsfläche bestand bis 2005 aus kleinparzellierten, teils bewirtschafteten, teils stillgelegten und brachgefallenen Weinbergen, die mit Mauerelementen und Felsausbissen durchsetzt waren. Im Winter 2005/06 wurde die Fläche mittels Raupe und Schreitbagger planiert, dabei die Mauern und Felsen entfernt bzw. vergraben und danach mit Boden/Steinschutt überschüttet und einplaniert.

Am unteren Ende der Parzelle wurde aus Sicherheitsgründen und zur Verbesserung der Bewirtschaftung ein Bewirtschaftungsweg angelegt. Die Inklination der Parzelle liegt nach der Planierung bei 35°. Der aktuelle Rebbestand stammt aus 2007.

Einhergehend wurde die Bearbeitung hin zu einer flachgründigen Bodenlockerung verändert, welche nur die obersten 20 cm ergreift. Darunter befindet sich der deutlich kompaktere und verdichtete Rigol- bzw. Planierungshorizont. Die an vielen benachbarten Flächen erkennbare Profilgliederung - aktueller Bearbeitungshorizont über alten 40-60 cm tiefem Rigolhorizont über Hangschutt

der Hauptlage ist - somit nicht mehr vorzufinden.

Bodenerosion

Bedingt durch den schlechten Bodenzustand und die fehlende Wasserführung des oberen Weges mit talseitiger Neigung führten neben Starkregenereignissen auch länger anhaltende „normale“ Niederschläge in der Versuchsfläche mehrfach zu teilweise starken Bodenerosionsprozessen. Nach Versuchen der Humuszugabe in den Jahren 2009-2015, welche nur Grünschnitt als praktikable Variante erkennen ließen (Kohl & Porten, DLR Mosel 2016), erfolgte die Begrünungen der Fahrgassen und die mechanische Unterstockbearbeitung mit den Varianten Rollhacke/ Fingerkralle, Scheibenegge/ Fingerkralle und Rollhacke/ Rollhacke (vgl. Fig. 13).

Bei der Kombination Rollhacke/ Fingerkralle lockert die Rollhacke den Boden und wirft das Bodenmaterial in den Unterstockbereich. Gleiches erledigt die Scheibenegge, jedoch tiefergreifend und einschneidend. Die je nachgeführte Fingerkralle soll die entstandene Furche glätten. Bei der Kombination Rollhacke/ Rollhacke stehen die Bearbeitungswinkel der Hacken gegenläufig, was eine Furchenbildung verhindern soll. Folgenden Fragen wird nachgegangen: 1) Wie hoch sind die Abträge aus dem Unterstockbereich durch wassererosive Prozesse, 2) wie hoch können experimentell erzeugte Extremereignisse Rinnenspülung auslösen und 3) wie stark differieren die einzelnen Unterstockbearbeitungen bei der Bereitstellung für potentiell windverdriftetes Material?



Fig. 13: Unterstockbearbeitungsvarianten a) Rollhacke/ Fingerkralle, b) Rollhacke/ Rollhacke, c) Scheibenegge/ Fingerkralle.

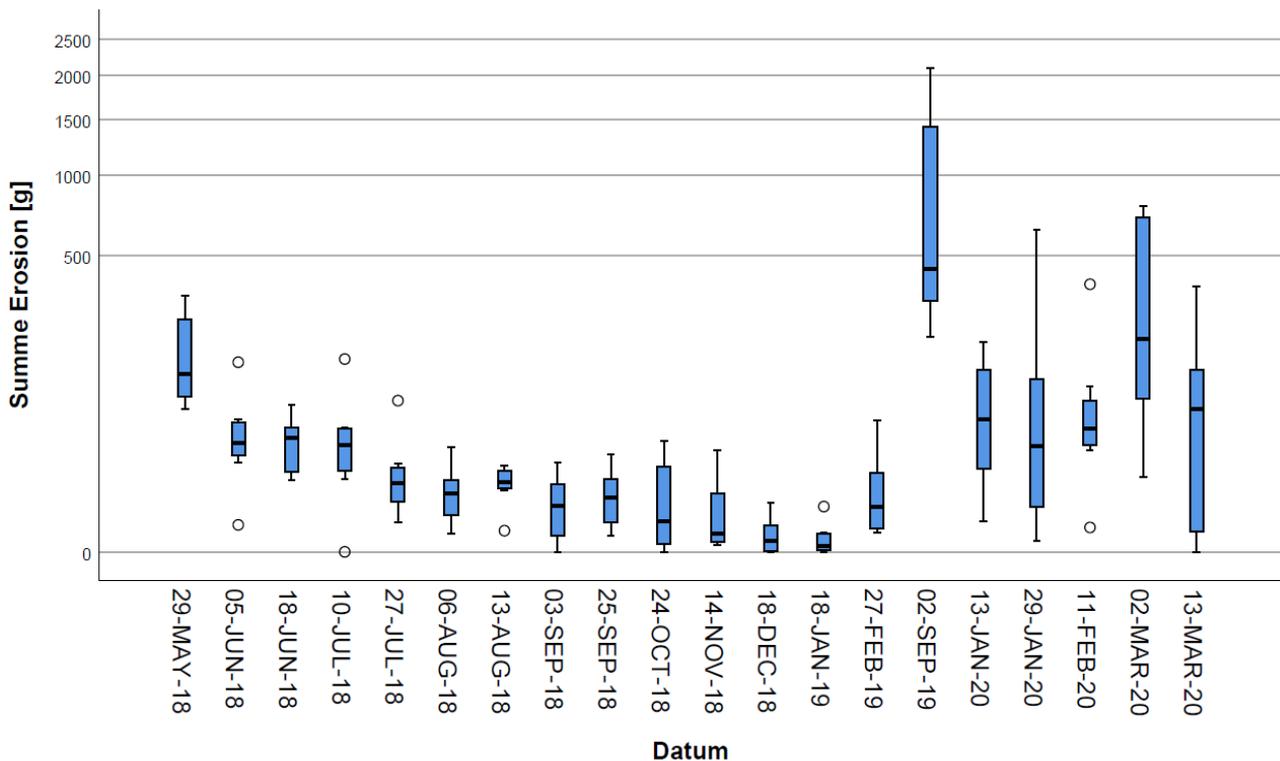


Fig. 14: Ereignisbezogene summierte und gemittelte Bodenabtragsraten aus 8 Schuttfangkästen unterhalb der Unterstock-bereiche vom Mai 2018 bis März 2020. Die Abtragsmenge September 2019 beinhaltet den gesamten Bodenabtrag des Zeitabschnittes März bis August 2019.

Von Mai 2018 bis März 2020 liegen Erosionsmessungen aus den 8 Schuttfangkästen unterhalb der Unterstockbereiche vor (Fig. 14). Die zeitliche Abfolge der ereignisbezogenen Messungen zeigt in Summe über das Jahr 2018 geringe Abtragsmengen von je < 400 g mit abnehmender Tendenz von Mai 2018 bis Januar 2019. Auch der Wert im Februar liegt nur leicht erhöht und zeigt, dass weder die Winterniederschläge noch frost-dynamische Prozesse Material hangabwärts transportieren konnten. Die Abtragsmenge September 2019 beinhaltet den gesamten Bodenabtrag des Zeitabschnittes März bis August 2019. Verteilt auf die 6 Monate ergibt sich trotz erheblicher Starkregenereignisse im Juli 2019 keine messbare Steigerung. Im Messzeitraum September 2019 bis Mitte Januar 2020 liegen die Werte ebenfalls gering, zeigen aber dann bis März 2020 eine deutliche Erhöhung bis 400 g bei erkennbar größerer Streuung.

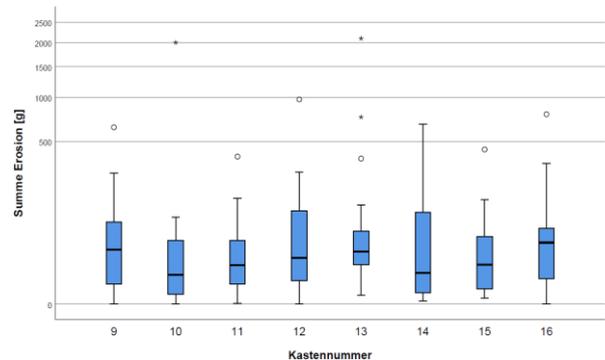


Fig. 15: Summierte Bodenabtragsmenge aus den 8 Schuttfangkästen unterhalb der Unterstockbereiche vom Mai 2018 bis März 2020.

Die Unterstockbearbeitungsvarianten zeigen keine statistisch belegbaren Unterschiede zwischen den Kästen. Im Mittel liegen die Abtragswerte alle unter 250 g pro Ereignis. Lediglich Kasten 10 (Kontrollzeile) und 13 (Rollhacke/ Rollhacke) zeigen bei Einzelergebnissen deutlich höhere Einzelwerte mit gut 2000 g (Fig. 15).

Völlig konträr hierzu ergaben drei Spülversuche, in welchen je 2000 l Wasser über ca. 5 Minuten in die jeweilige Varianten eingespült wurden, eine aus Suspensionsdaten der obersten 20 m Rinnenlänge errechnete ausgetragene Materialmenge von 484 kg bei Rollhacke/ Rollhacke, vor 401 kg bei Scheibenegge/ Fingerkralle, vor 329 kg bei Rollhacke/ Fingerkralle und damit eine erkennbar unterschiedliche Rinnenerosionsanfälligkeit bei Starkregenereignissen.

Ähnlich klar stellt sich die Anfälligkeit der einzelnen Bearbeitungsvarianten bei der Aufwirbelung von Feinmaterial, welches potentiell windverdriftet werden kann, dar.

Der Bodenabtrag durch Wind wurde mithilfe von an einer Raupe befestigten Sedimentsammlern (MWAC - *Modified Wilson and Cook* Sammler) erfasst (Fig. 16). Alle Versuche fanden unter gleichen Bodenfeuchte- und Windbedingungen statt.

Somit ergeben die experimentellen Untersuchungen gegenüber den bisherigen zweijährigen Zeitmessreihen eindeutige Hinweise bezüglich der zu bevorzugenden Unterstockbewirtschaftungsvarianten: Gegenüber der Gefährdung durch Starkregen ist die Variante Rollhacke/ Fingerkralle zu bevorzugen und Rollhacke/ Rollhacke zu vermeiden. Gegenüber Winderosion, insbesondere bei trockenen Bodenverhältnissen ist die Variante Scheibenegge/ Fingerkralle zu vermeiden.

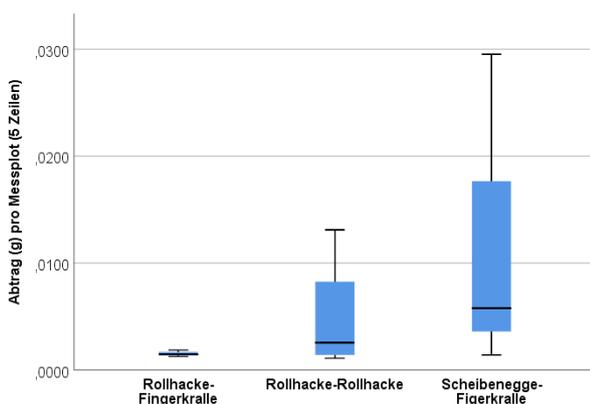


Fig. 16: Experimentelle Messung von Bodenabtrag durch Wind im Zusammenhang mit maschineller Unterstockbearbeitung.

4. Methoden

Erosionsmessungen

Zur Messung der Bodenerosion werden Feldkästen verwendet, wie sie nach einer Grundidee von Gerlach (1967) durch Ruettimann und Prasuhn (1993) entwickelt wurden. In diesen Kästen, mit 1,5 m Breite, werden der gesamte Abfluss und Bodenabtrag gesammelt. Diese werden volumetrisch [l], resp. gravimetrisch [g] quantifiziert. Das Einzugsgebiet der Feldkästen ist nicht eingegrenzt, sondern in Abhängigkeit des Abfluss- und Erosionsereignisses variabel. Es werden die absoluten Mengen aufgefangenen Abflusses oder Abtrags erfasst und verglichen.

Niederschlagssimulationen

Die Niederschlagssimulationen wurden mit einer kleinen mobilen Berechnungsanlage (Iserloh et al. 2012) zur experimentellen Untersuchung von Splash, Interrill Erosion, Oberflächenabflussentstehung und Infiltration durchgeführt.

Literatur

- Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. Hannover
- Arbeitskreis Standortkartierung (2003): Forstliche Standortaufnahme. München
- Ashenfelter, O., Storckmann, K., (2010a). Measuring the Economic Effect of Global Warming on Viticulture Using Auction, Retail, and Wholesale Prices. *Rev Ind Organ* 37, 51–64. <https://doi.org/10.1007/s11151-010-9256-6>
- Ashenfelter, O., Storckmann, K., (2010b). Using Hedonic Models of Solar Radiation and Weather to Assess the Economic Effect of Climate Change: The Case of Mosel Valley Vineyards. *The Review of Economics and Statistics* 92, 333–349.
- Bertrand, M., Barot, S., Blouin, M. et al. Earthworm services for cropping systems. A review. *Agronomy for Sustainable Development* 35, 553–567(2015). <https://doi.org/10.1007/s13593-014-0269-7>
- Bourquin, H.D., (1998). Verzicht auf Insektizide? *Das Deutsche Weinmagazin*.
- Cordier, S., Frechen, M., Harmand, D., (2014). Dating fluvial erosion: fluvial response to climate change in the Moselle catchment (France, Germany) since the Late Saalian. *Boreas* 43, 450–468. <https://doi.org/10.1111/bor.12057>
- Cordier, S., Harmand, D., Frechen, M., Beiner, M., (2006). New evidences on the Moselle terrace stratigraphy between the Meurthe confluence (Paris Basin) and Koblenz (Rhenish Massif). *Zeitschrift für Geomorphologie*, NF 281–304.
- Cordier, S., Harmand, D., Lauer, T., Voinchet, P., Bahain, J.-J., Frechen, M., (2012). Geochronological reconstruction of the Pleistocene evolution of the Sarre valley (France and Germany) using OSL and ESR dating techniques. *Geomorphology* 165–166, 91–106. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.12.038>
- Deutsches Weininstitut (Ed.), (2013). *Deutscher Wein Statistik 2013/2014*.
- Ernst, G., Felten, D., Vohland, M., Emmerling, C., (2009). Impact of ecologically different earthworm species on soil water characteristics. *European Journal of Soil Biology* (45/3) 207–213. <https://doi.org/10.1016/j.ejsobi.2009.01.001>
- Faas, K.H. (1983): Das Weinbaugebiet Mosel-Saar-Ruwer.- In: Richter, G. & Schröder, D. [Hrsg.]: *Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 1983 in Trier.- Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*, 37, 286–295.
- Gerlach, T., (1967). Hillslope troughs for measuring sediment movement. *Revue de Géomorphologie Dynamique* 17, 173.
- Hartmann L, Lamersdorf N (2015): Site Conditions, Initial Growth and Nutrient and Litter Cycling of Newly Installed Short Rotation Coppice and Agroforestry Systems, in *Bioenergy from Dendromass for the Sustainable Development of Rural Areas* (eds DB Manning, A Bemann, M Bredemeier, N Lamersdorf, C Ammer) Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim, Germany: 121–138
- Iserloh, T., Dittrich, F., Treseler, C.-H., Frey-Treseler, K., Hüppi, R., Six, J., Thiele-Bruhn, S., Seeger, M. (2020): Environmental impact of crop diversification in steep vineyards. *EGUsphere*, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-17745>.
- Iserloh, T., Fister, W., Seeger, M., Willger, H., Ries, J.B. (2012): A small portable rainfall simulator for reproducible experiments on soil erosion. *Soil and Tillage Research* 124, 131–137. DOI: 10.1016/j.still.2012.05.016.
- Iserloh, T., Löber, C., Marzen, M., Jakob, K., Dittrich, F., Treseler, C.-H., Seeger, M. (2019): Extreme soil erosion event on experimental plots in steep slope German vineyards (Kanzem/ Saar). *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 21, EGU2019-14339.
- Koch, J., Martin, A., Nash, R. (2013). Overview of perceptions of German wine tourism from the winery perspective. *Intl Jnl of Wine Business Res* 25, 50–74.

- <https://doi.org/10.1108/17511061311317309>
- Kirchhoff, M., Rodrigo-Comino, J., Seeger, M., Ries, J.B. (2017). Soil erosion in sloping vineyards under conventional and organic land use managements (Saar-Mosel Valley, Germany). *Cuadernos de Investigación Geográfica* 43, 22.
- Kohl, E., Porten, M., (2016). Humusaufbau im Steilhang: Düngungsversuch über fünf Jahre. *Das Deutsche Weinmagazin* 28–31.
- Kohl, E., Porten, M., (2017). Wildkräuterbegrünung im Versuch. Teil 1: Alternative für den Steillagenweinbau? Teil 2: Artenreich und gut für den Boden? *Das Deutsche Weinmagazin*.
- Lehnen, A., 2003. Die Verwilderung einer Kulturlandschaft. *Die Winzer-Zeitschrift* 18 (5) 7.
- Molitor, D., Baus, O., Berkelmann-Löhnertz, B., (2010). Schwarzfäule - was gibt es Neues? *Das Deutsche Weinmagazin* 26, 31–34.
- Müller, M. J. (1976): Untersuchungen zur pleistozänen Entwicklungsgeschichte des Trierer Moseltals und der "Wittlicher Senke". -Forsch. dt. Landeskd., 207, Trier.
- Müller, M. J. (1984): Flussgeschichte von Saar und Mosel im Raum Trier (mit einer geomorphologischen Karte). - In: Jätzold, R. [Hrsg.]: *Der Trierer Raum und seine Nachbargebiete. Exkursionsführer anlässlich des 19. Deutschen Schulgeographentages: 73-87.* - Trier.
- Negendank, J.F.W. & Wagner, W. (1996): Geologische und hydrogeologische Spezialkarten 1:25000, Trinkwasserprojekt Kylltal, Kartenwerk in 5 Blättern. (=Schriftenreihe des Schiefer-Fachverbandes in Deutschland e.V., Sonderband 1996), 141-144, Bonn
- Redl, H., (2006). Verwilderte Weingärten und Stilllegungsflächen mit hohem Gefahrenpotenzial. *Der Winzer* 62, 13–17.
- Richter, G. (1983): Der Landschaftsraum Trier.- In: Richter, G. & Schröder, D. [Hrsg.]: *Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 1983 in Trier.- Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*, 37, 3-22.
- Richter, G., (1991). Combating soil erosion in vineyards of the Mosel-Region. *Forschungsstelle Bodenerosion - Universität Trier* 10.
- Ruettimann, M., Prasuhn, V., (1993). A field device for estimating interrill erosion, nutrient and herbicide loadings on maize fields. *Zeitschrift fuer Kulturtechnik und Landentwicklung (Germany)*.
- Seeger, M., Dittrich, F., Iserloh, T., Thiele-Bruhn, S. (2019): Diversifying Steep Slope Viticulture—Towards a Sustainable Intensive Agriculture? *Proceedings* 30, 51. doi:10.3390/proceedings2019030051.
- Seeger, M., Rodrigo Comino, Iserloh, T., Brings, C., Ries, J.B., (2019). Dynamics of Runoff and Soil Erosion on Abandoned Steep Vineyards in the Mosel Area, Germany. *Water* 2596. <https://doi.org/10.3390/w11122596>
- Strumpf, T., Steindl, A., Strassemeyer, J., Riepert, F., 2011. Erhebung von Kupfergesamtgehalten in ökologisch und konventionell bewirtschafteten Böden. Teil 1: Gesamtgehalte in Weinbergsböden deutscher Qualitätsanbaugebiete. *Journal für Kulturpflanzen*, 63, 131-143.
- Wagner, H.W., Kremb-Wagner, F., Koziol, M. & Negendank, J.F.W. (2012): *Trier und Umgebung. – Slg. Geol. Führer, Bd. 60, 3. völlig neu bearbeitete Aufl.: 396 S., Stuttgart (Borntraeger).*
- Weiler, H. (1972): Ergebnisse von Bohrungen im Buntsandstein im Raume Trier-Bitburg. - *Mainzer Geowiss. Mitt.* 1, 198-227
- Ziegler PA (1990): *Geological atlas of Western and Central Europe. The Hague*
- Zöller, L. (1983): Morphologie.- In: Richter, G. & Schröder, D. [Hrsg.]: *Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 1983 in Trier.- Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft*, 37, 123-136.

B-04 Einsatz nicht-invasiver Bodensensoren zur Unterstützung von landwirtschaftlichen Feldversuchen auf heterogenen Grünland-Flächen der Eifel

Stefan Pätzold¹

¹ AG Allgemeine Bodenkunde und Bodenökologie, Institut für Nutzpflanzenwissenschaften und Ressourcenschutz (INRES), Universität Bonn, Nussallee 13, 53115 Bonn

1. Einleitung

In der Bonner Bodenkunde werden seit über 15 Jahren verschiedene Sensortechnologien untersucht und erprobt, und zwar im Rahmen des DFG-Graduiertenkollegs 722, des SFB-TR 32, des BMBF-Kompetenznetzwerkes CropSense, des BMBF-BonaRes-Clusters I4S und des BMEL-Verbundprojektes VitiSoil. Thema der Exkursion ist es, den Stand der nicht- bzw. minimal-invasiven, bodennahen Sensorik zur Erfassung von Bodeneigenschaften auf Flächen mit ausgeprägter Heterogenität auf der Feldskala zu präsentieren.

Die Exkursion mit Demonstration der verschiedenen Sensoren und entsprechender Ergebnisse konzentriert sich auf zwei intensiv untersuchte Versuchsfelder. Die gezeigten Böden sind typisch für weite Teile des Grünlandes in der Eifel; sie variieren weniger im Hinblick auf die systematische Einordnung als vielmehr in ihren Eigenschaften. Auch der pedologische Überblick über das Exkursionsgebiet wird Ziel der Exkursion sein, indem Geologie, Bodengenese und –vergesellschaftung an weiteren Aufschlüssen und Bodenprofilen veranschaulicht werden.

Die gezeigten Technologien umfassen elektromagnetische Induktion, Gamma-Spektrometrie sowie Vis-NIR- und portable MIR-Spektroskopie; sofern möglich und sinnvoll, wird auch die erst kurz vor Redaktionsschluss erworbene portable RFA präsentiert.

2. Exkursionsgebiet

Die Exkursion führt von Bonn über die Terrassentreppe des Rheintales zur nord-

östlichen Eifelabdachung (Standort 1: Hilberath), weiter durch das Ahrtal und die Hocheifel in die Westeifel (Standort 2: Rengen) und von dort an die Mosel (Trier). Damit wird die gesamte Eifel von Nordosten nach Südwesten durchquert (Fig. 1).



Fig. 1: Exkursionsroute (Google Maps)

2.1 Geographische Lage und Klima

Zwischenstopp 1

Der ehemalige Steinbruch liegt an der L261 zwischen Meckenheim-Altendorf und Rheinbach-Hilberath auf ca. 320 m NN. Am Aufschluss werden Geologie und Ausgangsgesteine der Bodenbildung erläutert.

Standort 1

Der Exkursionsstandort liegt im südlichen Rhein-Sieg-Kreis im Naturraum 274 (Münstereifeler Wald und Nordöstlicher Eifel Fuß). Die Fläche gehört zum Campus Klein-Altendorf der Landwirtschaftlichen Fakultät der Universität Bonn. Die nächste Wetterstation befindet sich ca. 4 km NNO auf dem Campus. Für die Jahre 1956 bis 2014 beträgt der mittlere Jahresniederschlag 603 mm und die Jahresmitteltemperatur 9,4 °C (Fig. 2). Die Vegetationsperiode umfasst 165 - 170 Tage. Allerdings liegt die Station auf 177 m NN, der Exkursionsstandort hingegen auf ca. 285 m NN. Eigene Beobachtungen deuten auf einen spürbaren klimatischen Unterschied zwischen Campus und Exkursionsstandort hinsichtlich Temperatur und Niederschlag (insb. Tau).

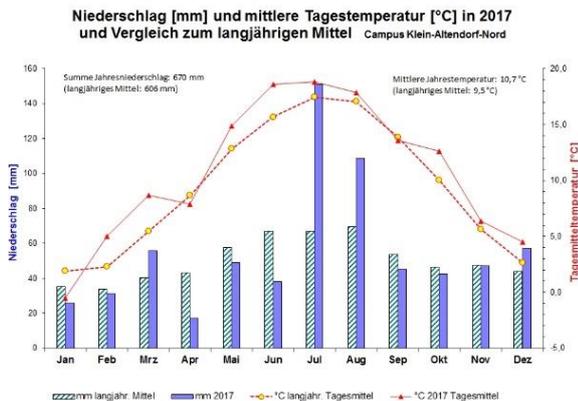


Fig. 2: Klimadiagramm für die Station Campus Klein-Altendorf für das Jahr 2017

Zwischenstopp 2

Die „Cloos-Falte“ (Fig. 3) liegt im Ahrtal unmittelbar an der B267 (Ortslage Altenburg). Sie ist als geologisches Naturdenkmal geschützt.

Standort 2

Der Exkursionsstandort liegt auf ca. 470 m NN im Ortsteil Rengen der Stadt Daun (Landkreis Vulkaneifel) genau auf der Grenze zwischen den Naturräumen 270 (Moseleifel), 271 (Östliche Hocheifel) und 277 (Kyllburger Wald-eifel), wird aber landläufig oft zur Westeifel bzw. westlichen Vulkaneifel gerechnet. Der Standort war von 1930 bis 2008 Versuchsgut

der Landwirtschaftlichen Fakultät der Universität Bonn. Die Aufzeichnungen der 1,8 km OSO auf ca. 450 m NN gelegenen Wetterstation zeigen für die Periode 1951-2000 einen mittleren Jahresniederschlag von 798 mm (Extreme 509-1086 mm) und eine mittlere Jahrestemperatur 7,4 °C.

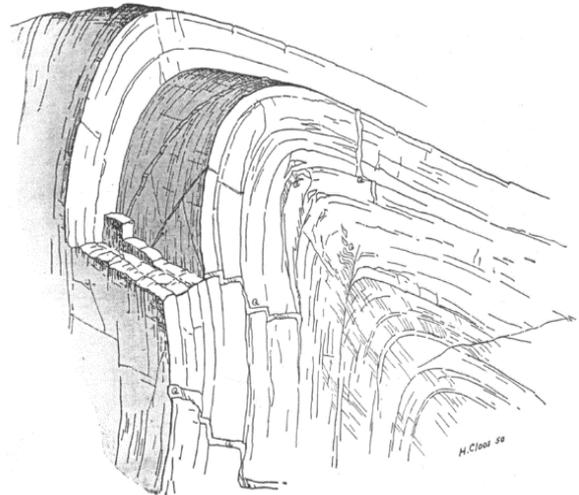


Fig. 3: „Cloos-Falte“: Faltensattel in den Mittleren Siegen-Schichten bei Altenburg (Cloos 1950, aus Rath (2003))

2.2 Geologie und Geomorphologie

Geologische Übersicht

Die Gesteine des Exkursionsgebietes sind unterdevonische, meist schwach bis mäßig metamorph überprägte Sand-, Schluff- und Tonsteine (Fig. 4). Diese wurden im Karbon zu einem Gebirge gefaltet (variscische Gebirgsbildung).

Im Mesozoikum und Tertiär fanden tiefgreifende Verwitterung und Abtrag zu einem Gebirgssockel statt (Penneplain). Die Täler sind oftmals durch die Faltenstruktur des Gebirges vorgeprägt; sie wurden z.T. infolge tektonischer Hebung im Tertiär, z.T. im Pleistozän gebildet.

Die „Eifeler Nord-Süd-Zone“, zu der das Mechernicher „Trias-Dreieck“ im Norden, die Trier-Bitburger Triasbucht im Süden, die mitteldevonischen Kalkmulden und das Westeifel-Vulkanfeld zählen (Fig. 4), wird auf der Exkursion nicht behandelt.

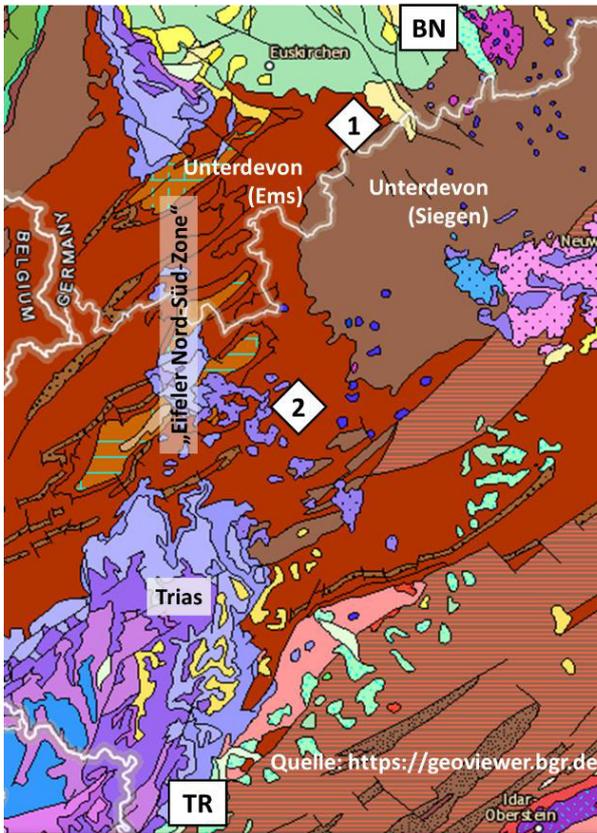


Fig. 4: Geologische Übersicht: Exkursionsgebiet und -standorte

Geologie und Bodenbildung an den Exkursionsstandorten

An allen Standorten stehen Gesteine des Unterdevon an. Sowohl am Zwischenstopp 1 als auch am Standort 1 (Hilberath) weist die GK25Pr (1937) „Grauwackensandstein sowie milden und bröckeligen Schiefer“ der Effelsberger Schichten aus, die von Meyer (2011) zwischen Obere Siegen- und Untere Ems-Schichten gestellt werden (Fig. 5).



Fig. 5: Aufschluss am Zwischenstopp 1

Standort 2 (Rengen) ist gekennzeichnet durch Wechsellagerungen aus Ton-, Silt- und Sandsteinen des Unterems in grauer klastischer Fazies. In der unmittelbaren Umgebung des Standortes 2 finden sich auch rote Klerf-Schichten des Unterems (Fig. 6).



Fig. 6: Aufschluss an der Baustelle der A1, ca. 1,3 km NNO des Standortes 2 (ca. 2008)

Als bodenbildende Substrate treten an beiden Standorten die in der Eifel weit verbreiteten „Graulehme“ sowie (Lokal-)Löss auf (Kerpen 1960, Schröder 1983). Der Begriff „Graulehm“ charakterisiert dabei nicht die Körnung, sondern dient der Abgrenzung zu den „Erden“ i. S. Kubienas; nicht primär der Tongehalt, der über 40% erreichen kann, sondern der hohe Anteil an Fließplasma führt zu der außergewöhnlichen Plastizität und der daraus folgenden Gefügeproblematik dieser Böden (Mückenhausen 1979). Mückenhausen (1958, 1979) interpretierte die Böden aus „Graulehm“, die er als „Grauplastosole“ bezeichnete, als Relikte tertiärer Böden bzw. ihrer Umlagerungsprodukte. Nach Untersuchungen von Felix-Henningsen (1990) repräsentieren die „Graulehme“ aber nicht den Boden, sondern den Saprolit der mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecke (MTV). Dieser war durch intensive Tiefenverwitterung zu einem grabbaren Substrat mit Gesteinsstruktur geworden. Primärer Fe-Mg-Chlorit wurde zu unterschiedlichen Anteilen kaolinisiert;

daneben treten weitere Mineralneubildungen auf. Nach Abtrag von Teilen der Verwitterungsdecke an die Oberfläche gelangt, wurde die Saprolitstruktur eiszeitlich durch Frostwechsel zerstört, von Soliflukationsprozessen erfasst und – z.T. mit Lößbeimengung – zu periglaziären Lagen überprägt.

3. Beschreibung der Standorte und Bodenprofile

3.1 Standort 1 - Hilberath

Die bodenkundlich heterogenen Flächen werden seit 2011 vom Campus Klein-Altenendorf der Universität Bonn bewirtschaftet und seit einigen Jahren von der Bonner Bodenkunde intensiv für die Bodensensorik genutzt. Die Exkursion konzentriert sich auf die Fläche „Dick 15“ (Fig. 7).



Fig. 7: Luftbild des Standortes Hilberath mit Lage der Bodenprofile

Die Fläche war zuvor langjährig an einen Hobby-Pferdehalter verpachtet und wurde in dieser Zeit – und wird bis heute – nur sehr extensiv genutzt. Hier werden zwei Bodenprofile (Hi-2 und Hi-3) detailliert vorgestellt, die unmittelbar zum wissenschaftlichen Thema der

Exkursion gehören.

Die südlich angrenzende Ackerfläche wurde 2011 umgebrochen (Vornutzung: ca. 30-jährige Birnbäume auf mittelstark wachsender Unterlage). Hier werden ein (bis zwei) Profile (Hi-1, evtl. Hi-4) gezeigt, die zum Verständnis der Böden und ihrer Verteilung in der Landschaft beitragen. Beide Profile wurden im Rahmen eines feldbodenkundlichen Praktikums mit Studierenden aufgegraben und beschrieben. Für die Exkursion werden die wesentlichen Analysen durchgeführt und auf einem Handout an die Teilnehmer verteilt.

Geologie und Substratgenese sind in Kap. 2.2 erläutert. Details zur räumlichen Verteilung von Bodeneigenschaften auf der Grünlandfläche und ihrer Erfassung mit verschiedenen Sensortechniken sowie zum Feldversuch finden sich in Kap. 4.

Standort 1.2 – Profil Hi-2 (Waldrand)

Die langjährige Bodenruhe (Grünland seit mind. 1974) begünstigt – trotz starker Versauerung – die Bioturbation, die zu einer unscharfen Untergrenze des Ah-Horizontes führt. Aufgrund des höheren Tongehalts ab ca. 45 cm Tiefe und der Dichtlagerung des Untergrundes liegen Staunässemerkmale vor. Neben den staunässe-bedingten rezenten Bleich- und Rostflecken liegen die Farben älterer Bodenbildungen vor (intensivere Orange- bis Rottöne); eine sichere Unterscheidung ist oft kaum möglich.

In Anbetracht der schwachen, aber vorhandenen Hangneigung und der sandig-lehmigen Körnung der oberen 4 dm des Bodens zieht ein Teil des Wassers seitlich ab – nach längeren Regenperioden steht das Wasser hier deutlich tiefer unter GOF als im Profil Hi-3. In den oberen 4 dm sind daher die Verbraunungsmerkmale stärker ausgeprägt. Der Bodentyp ist Braunerde-Pseudogley; die vollständige bodensystematische Einordnung findet sich im Tabellenanhang. Auch Details zur Bodenschätzung sowie zu den Bodeneigenschaften finden sich in den Tabellen am Ende dieses Beitrages.



Fig. 8: Profil Hi-2 (Braunerde-Pseudogley)

Standort 1.3 – Profil Hi-3 (Zaun)

Auch an diesem Profil begünstigt die Grünlandnutzung den Regenwurmbesatz; eine frühere (zeitweise) Ackernutzung lässt sich aber anhand der Mächtigkeit und unteren Grenze des rAp noch nachvollziehen. Die Farben in den oberen 4 dm erscheinen fahl. Hier liegen auch viele Mn-Konkretionen vor. Aufgrund des höheren Tongehalts ab ca. 4 dm Tiefe und der Dichtlagerung des Untergrundes herrschen ausgeprägt staunasse Bedingungen. Vor allem im Sd liegen neben Farben der rezenten Pseudovergleyung auch solche älterer Bodenbildungen vor – so verwittern die Schluff- und Tonsteine des Rheinischen Schiefergebirges oft hellgrau bis weiß (s. Kap. 2.2 – Begriff „Graulehm“). Eine sichere Einordnung der Farben als rezent oder reliktsch ist oft kaum möglich.

Nach Niederschlägen steht das Profil über Wochen bis an die Oberfläche voll Wasser. Zur starken Ausprägung der stauenden Eigenschaften trägt der intensive Zufluss von Hangzugwasser in und nach Niederschlagsperioden in den Sw-Horizonten bei: nach

Niederschlägen läuft das leergepumpte Profil innerhalb ca. 1 h randvoll Wasser. Die effektive Durchlüftung der Hauptwurzelzone am Beginn der Vegetationsperiode ist als sehr gering bis gering einzustufen. Daher sind im Frühjahr die Befahrbarkeit und Trittfestigkeit schlecht. Weitere Angaben finden sich im Tabellenteil dieses Beitrages.

Der Bodentyp ist Pseudogley; vollständige Einordnung im Tabellenanhang).



Fig. 9: Profil Hi-3 (Pseudogley)

3.2 Standort 2 – Rengen

Die Flächen des ehemaligen Versuchsgutes wurden 1930 vom damaligen Institut für Boden- und Pflanzenbaulehre der Landwirtschaftlichen Hochschule aus der Allmende-(Heide-) Nutzung umbruchlos in Kultur genommen. Einen Eindruck vom damaligen Zustand vermitteln die Flächen am Rabenberg (Wacholder, Heidevegetation). Im Kuppen- und Steilhangbereich herrschen flachgründige, skelettreiche Böden vor. Die Radio-

carbondatierung einer römischen Feuerstelle im Kuppenbereich belegt die Erosion bis auf den anstehenden Saprolith bereits vor der Mitte des 1. Jhdts. n. Chr. Die Böden haben sich hier in einer bzw. mehreren Solifluktsdecken entwickelt; die Beimengung von (Lokal-)löss ist denkbar (Pätzold & Teichner 2009). Die Unterböden sind meist skelettreich, dicht und mehr oder weniger staunass. Bis zum Sd-Horizont (Basislage) beträgt die Gründigkeit ca. 6–8 dm. Die Übergänge von Braunerden zu Pseudogleyen sind oft sehr kleinräumig (Paläorelief im Untergrund). Am Fuß des Rabenbergs wurden auch tiefgründig humose Kolluvien erbohrt, die in die spätere Römerzeit datieren, so dass eine Acker- nützung der Böden in Hanglage anzunehmen ist.

Auf einer nahegelegenen, fast ebenen Fläche wurde im Jahre 1941 der bis heute unverändert fortgeführte Dauerversuch etabliert. Während der Exkursion werden zwei Profile genauer vorgestellt. Für die Profile, den Dauerversuch sowie verschiedene Bohrpunkte am Rabenberghang liegen umfangreiche Sensordaten vor, die im Laufe der Exkursion präsentiert werden.

Standort 2.1 – Profil Re-1 (Rabenberg)

Der Standort in Kuppenlage ist durch Trockenheit und Nährstoffarmut gekennzeichnet. Die Fläche ist als Wacholder-Heide geschützt. Sie wird extensiv beweidet, um den Vegetationstyp Polygalo-Nardetum zu erhalten. Hier wird ein Braunerde-Ranker vorgestellt.

Standort 2.2 – Profil Re-2 (Dauerdüngungsversuch)

Um 1940 wurde zur Versuchsanlage (i) Wacholder gerodet, (ii) die nördliche Hälfte flach gegrubbert, (iii) auf der südlichen nur die Heidenarbe entfernt und schließlich (iv) die gesamte Fläche eingesät (Schellberg et al. 1999). Die Fläche wurde seit 1941 nicht beweidet, sondern wird zweimal jährlich gemäht. Das Mähgut wird abgefahren. Der Versuch und seine Varianten sind in Kap. 6 näher beschrieben. Das am Rand des Versuchs aufge-

grabene Profil wurde als Pseudogley-Braunerde angesprochen. Details zur Profilbeschreibung finden sich im Tabellenteil.



Fig. 10: Profil Re-1 (Braunerde-Ranker)



Fig. 11: Profil Re-2 (Pseudogley-Braunerde)

4. Sensor-Untersuchungen

4.1 Gamma-Spektrometrie

Die Anwendung der nicht-invasiven Gamma-Spektrometrie in der (Feld-)Bodenkunde nutzt die Emissionen von Gamma-Quanten, die aus dem Zerfall einer Reihe von natürlich im Boden vorkommenden Isotopen hervorgehen. Neben der Gesamtaktivität (Total Counts) sind K-40, Th-232 und U-238 von Interesse, da diese in ausreichender Menge und Intensität emittieren, um mit den gängigen Spektrometern bei kurzen Messzeiten erfasst werden zu können. Die Identifikation der Isotope erfolgt über deren spezifische Zerfallsenergie (in [MeV], die Quantifizierung über die Anzahl der Zerfälle pro Zeiteinheit (Counts Per Second [cps] oder [Bq]). Das Gammасpektrum erlaubt nach entsprechender Kalibration an konventionell analysierten Proben (Ground Truth) Aussagen zur Korngrößenverteilung der Böden (ca. 0–40 cm Tiefe), da Mineralogie (und damit die Art und Menge der Gamma-Isotope) und Körnung in Beziehung zueinanderstehen. Universell gültige Kalibrationen sind noch nicht verfügbar, obwohl entsprechende Bemühungen vielversprechend sind (Heggemann et al. 2017, Pätzold et al. 2020).



Fig. 12: Gamma-Spektrometer der Bonner Bodenkunde mit zwei 4,2 L-NaI-Kristallen im Schlepperanbau.

Gängige Spektrometer nutzen CsI- oder NaI-Kristalle mit ihren jeweiligen Vor- und Nachteilen (Gilmore 2011). In der Bonner Bodenkunde kommt ein System des kanadischen Herstellers Radiation Solutions zum Einsatz,

das auf zwei NaI-Kristallen beruht und mit Blick auf den Forschungsschwerpunkt „Precision Agriculture“ für den Einsatz am Schlepper optimiert wurde (Heggemann et al. 2017, s. Fig. 12).

Detaillierte Ergebnisse zu den nicht-invasiven gamma-spektrometrischen Untersuchungen auf den Versuchsflächen werden während der Exkursion vorgestellt.

4.2 Mittelinfrarot-Spektroskopie

Die laborgebundene Mittelinfrarot-Spektroskopie (MIRS) wird in der Bodenkunde bereits seit einigen Jahren eingesetzt. Sie beruht auf der Absorption von Strahlung im mittleren Infrarot durch eine Reihe von IR-aktiven Molekülbindungen. Die bei unterschiedlichen Wellenlängen diffus reflektierten Strahlungsanteile werden im Spektrometer aufgezeichnet. Die MIRS erfordert außer Trocknen und Mörsern oder Mahlen keine Probenvorbereitung. Allerdings müssen aus den Spektren einer größeren Anzahl konventionell analysierter Proben mit chemometrischen Methoden Vorhersagemodelle kalibriert werden, bevor (mit einer Reihe von Einschränkungen) Aussagen über unbekannte Proben getroffen werden können (Leenen, 2020). Die Methode eignet sich insbesondere zur Vorhersage von Parametern der organischen Substanz, aber auch von CaCO_3 und der Textur.

Leenen et al. (2019) konnten mit Hilfe der MIRS die dem Kalkbedarf landwirtschaftlicher Böden zugrundeliegenden Bodeneigenschaften präzise bestimmen; der Kalkbedarf sowie evtl. vorhandenes Carbonat ließen sich aber auch direkt kalibrieren. Diese Arbeiten werden auf der Exkursion demonstriert.

Bislang handelte es sich bei der MIRS um eine laborgebundene Methode, weil die üblichen Spektrometer eine Kühlung mit Flüssig-N benötigen. Dennoch ist sie für die teilflächen-spezifische Bodenuntersuchung mit hohen Probenzahlen eine attraktive Alternative zu konventionellen, nasschemischen Methoden, weil sie – nach entsprechender Kalibration – einen sehr hohen Probendurchsatz erlaubt. Sie wird daher auch als minimal-invasive Sensortechnik bezeichnet.

Seit kurzem sind auch portable MIR-Spektrometer (mit eingeschränktem Wellenlängenbereich) erhältlich. Derzeit werden solche Geräte intensiv erprobt, um ihre Eignung für den Feldeinsatz – z.B. in der Präzisionslandwirtschaft – zu bewerten. Auf der Exkursion wird der Einsatz eines solchen Gerätes demonstriert und Ergebnisse vorgestellt.

4.3 Weitere Sensoren

Die elektromagnetische Induktion (EMI) ist seit Jahren in der Präzisionslandwirtschaft bekannt und eingeführt. Bereits auf der DBG-Tagung in Bonn wurde sie im Rahmen einer Halbtagesexkursion der DBG vorgestellt (Pätzold & Welp 2009). Das nicht-invasive Verfahren beruht auf der Induktion eines elektrischen Feldes, das in Abhängigkeit von Bodeneigenschaften (v.a. Tongehalt und Feuchte) in abgeschwächter Form von einer Empfängerspule registriert wird. Das bekannteste Gerät EM38 erfasst je nach Betriebsmodus ca. 75 bzw. ca. 150 cm Bodentiefe. Für die Exkursionsstandorte liegen entsprechende Ergebnisse vor, die – wie das Gerät selber – kurz vorgestellt und im Kontext mit den anderen Sensoruntersuchungen diskutiert werden.

Kurz vor Redaktionsschluss hat die Arbeitsgruppe ein portables RFA-Gerät erworben. Nach Möglichkeit sollen das Gerät und erste Ergebnisse auf der Exkursion präsentiert werden.

5. Kalkungsversuch Hilberath

Die Voruntersuchung zeigte eine beachtliche Heterogenität verschiedener Bodeneigenschaften auf der ca. 0,6 ha großen Versuchsfäche. An 108 Rasterpunkten wurden Analysen an Bodenproben aus 0–10 cm Tiefe durchgeführt (Pooth, 2019). Die Bodenarten betragen Ls2 (n=59), Sl4 (n=24), Ls3 (n=20), Slu (n=3) und Lt2 (n=1). Die Humusgehalte ($C_{org} \cdot 2$) der langjährig einheitlich als Grünland genutzten Fläche variieren von 3,1 bis 9,8 und die $pH(CaCl_2)$ -Werte von 4,1 bis 4,9. Bei *mittleren* Ton- bzw. Humusgehalten von 19% bzw. 6,4% und einem *mittleren* pH-Wert von 4,5 ergibt sich nach den Empfehlungen des

VDLUFA ein *mittlerer* Kalkbedarf von 4.600 kg/ha CaO – mit großer punktueller Variabilität.

Im Jahre 2018 wurde ein Kalkungsversuch angelegt. In dreifacher Wiederholung wurden auf Streifen von je 6 m Breite und 81 m Länge kohlenaurer Kalk (einfache und doppelte empfohlene Kalkgabe) sowie kohlenaurer Magnesiumkalk ausgebracht. Drei Kontrollparzellen blieben ungekalkt. Ziel ist es, an den 108 Rasterpunkten (9 Punkte je Streifen) mittels MIRS Veränderungen der spektralen Signatur infolge des pH-Anstiegs über die Zeit zu verfolgen.

Details zu den konventionellen wie sensorischen Bodenuntersuchungen sowie bereits zu beobachtende Initialeffekte werden im Rahmen der Exkursion vorgestellt.

6. Dauerdüngungsversuch Rengen

Der Versuch ist auch als „Schachbrettversuch“ bzw. „Rengen Grassland Experiment (RGE)“ bekannt.

6.1 Versuchsanlage und bodenchemische Untersuchungen

Die Vorbereitung der Fläche für die Versuchsanlage im Jahre 1941 ist in Kap. 2.2 beschrieben. Die Versuchsvarianten in den beiden Blöcken mit je fünf Wiederholungen sind: „Ca“ (nur Kalkung), „CaN“ (Kalk+Stickstoff), „CaNP“ (Kalk, Stickstoff und Phosphat), „CaPKCl“ (Kalk, Stickstoff, Phosphat und Kali als Kaliumchlorid) sowie „CaNPK₂SO₄“ (Kalk, Stickstoff, Phosphat und Kali in Sulfatform). Die fünf Nullparzellen wurden 1998 in dem stets unbehandelten, aber immer mitgemähten Randbereich angelegt. Damit ergeben sich 55 Parzellen von je 3*5 m Größe (Fig. 13). Der Aufwand der applizierten Nährstoffe wurde nicht variiert, so dass sich die in Fig. 13 gezeigten Nährstoffmengen ergeben.

Es liegen langjährige Datenreihen zu chemischen Bodeneigenschaften vor. Besonders die Phosphatgehalte (Fig. 14) wurden für die Veränderungen der Narbenzusammensetzung verantwortlich gemacht (Hejzman et al. 2010, Pätzold et al. 2013). Mit P-Düngern

wird potentiell auch Uran ausgebracht; entsprechende Daten für den RGE liegen vor (Sun et al. 2020).

Auch die K-Bilanzen sind Gegenstand verschiedener Untersuchungen. Auf der Exkursion werden Ergebnisse der in-situ Gamma-Spektrometrie in Bezug auf K-Gesamtgehalte, K-Bilanz sowie zu U-Gehalten präsentiert.



Nutrient	Treatment				
	Ca	Ca/N	Ca/N/P	Ca/N/P/KCl	Ca/N/P/K ₂ SO ₄
CaO	1000	1052	1309	1309	1309
N	0	100	100	100	100
P ₂ O ₅	0	0	0	80	80
K ₂ O	0	0	0	160	160
Mg	67	67	75	90	75

Fig. 13: Gesamtansicht des Renger Dauerversuches und Überblick über die seit 1941 über Mineraldünger jährlich applizierte Nährstoffe [kg ha⁻¹ a⁻¹] (Schellberg et al. 1999)

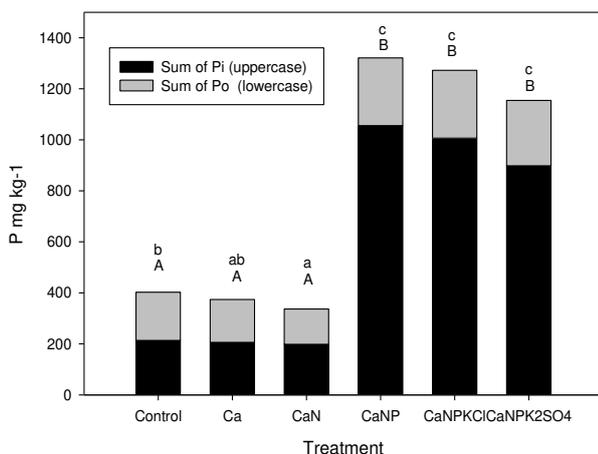


Fig. 14: Summe der organischen und anorganischen extrahierbaren P-Gehalte in den Varianten des RGE (Summe aller Hedley-Fractionen; Pätzold et al. 2013)

6.2 Vegetationskundliche Untersuchungen im RGE

Seit Versuchsbeginn haben sich in den Versuchsvarianten unterschiedliche Zusammensetzungen der Grünlandnarbe entwickelt. Diese sind umfangreich dokumentiert (Hejcman et al. 2010, Literaturliste: <https://www.aol.uni-bonn.de/de/forschung/dauerduengungsversuch-rengen>).

Im Verlauf der Exkursion werden die wichtigsten Ergebnisse der Vegetationsuntersuchungen vorgestellt.

7. Methoden

Bodenansprache: Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden (2005); FAO (2006) & WRB (2015)

Bodenphysikalische Methoden: pF-WG-Kurven: Drucktopfmethode; Kf-Werte: Permeametermethode; Korngößenverteilung: Sieb- und Pipettmethode n. Köhn.

Bodenchemische Methoden: Ct & Nt: Elementaranalyse; KAK n. Mehlich (potentielle KAK) bzw. n. Trüby-Aldinger (effektive KAK); Messung der Elemente mittels ICP-OES und Flammen-AAS (Na, K); Pedogene Oxide nach Mehra & Jackson; pH: potentiometrische Messung in 0,01M CaCl₂; verfügbare Nährstoffe: CAL-Methode n. Schüller, Messung mittels Flammen-AAS (K) bzw. photometrisch (P-blau); Gesamt-P und -K sowie Ti/Zr-Verhältnisse: Röntgenfluoreszenzanalyse (M. Ostermann, Bundesanstalt für Materialforschung und -prüfung, Berlin). Tonminerale: Röntgendiffraktometrie (S.O. Franz, Institut für Geowissenschaften, Universität Bonn).

Literatur

- Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden. 2005. Bodenkundliche Kartieranleitung. Hannover
- Bosse D. 2005. Einfluss langjährig unterschiedlicher Kalkung und Düngung auf bodenkundliche Parameter des Kohlenstoffhaushaltes eines Grünlandstandortes. Unveröff. Diplomarbeit, Institut für Bodenkunde, Univ. Bonn.
- Cloos H. 1948. Gang und Gehwerk einer Falte. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 100, 290 - 303

- Felix-Henningsen P. 1990. Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge. Relief Boden Paläoklima 6, Gebr. Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- Gilmore, G. 2011. Practical gamma ray spectrometry. 2., korr. Aufl. Wiley, Chichester, UK.
- GK25Pr. 1937. Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1:25.000 Blatt 3155 Altenahr (geologisch bearbeitet von A. Ebert). Preuss. Geolog. Landesanstalt Berlin.
- Heggemann T, Welp G, Amelung W, Angst G, Franz SO, Koszinski S, Schmidt K, Pätzold S. 2017. Proximal gamma-ray spectrometry for site-independent in situ prediction of soil texture on ten heterogeneous fields in Germany using support vector machines. *Soil Till. Res.* 168, 99-109.
- Hejcman M, Češková M, Schellberg J and Pätzold S. 2010. The Rengen Grassland Experiment: Effect of Soil Chemical Properties on Biomass Production, Plant Species Composition and Species Richness. *Folia Geobotanica* 45, 2, 125-142
- Leenen M. 2020. Implementation of soil information in precision agriculture via diffuse reflectance infrared spectroscopy. Dissertation Univ. Bonn, Landw. Fak. 143 S.
- Leenen M, Welp G, Gebbers R, Pätzold S. 2019. Rapid determination of lime requirement by mid-infrared spectroscopy: A promising approach for precision agriculture. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 182, 953-963
- Meyer W. 2011. Geologie der Eifel. 4. Aufl. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart.
- Pätzold S. 2009. Exkursion G8 - Fe- und C-Dynamik von Böden im Bereich aktiver Mofetten in der Vulkaneifel. *DBG-Mitt.* 112, 147-157.
- Pätzold S, Hejcman M, Barej J, Schellberg J. 2013. Soil phosphorus fractions after seven decades of fertilizer application in the Rengen Grassland Experiment. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 176, 910-920.
- Pätzold S, Leenen M, Heggemann TW. 2020. Proximal Mobile Gamma Spectrometry as Tool for Precision Farming and Field Experimentation. *Soil Syst.* 4, 31.
- Pätzold S, Teichner D. 2009. Die Böden am Rabenberg bei Rengen als Archiv der Landschafts- und Nutzungsgeschichte. *Decheniana* 162, 189-208.
- Pätzold S, Welp G. 2009. Bodenheterogenität auf der Feldskala: eine Herausforderung für den Präzisionslandbau. *DBG-Mitt.* 112, 179-188.
- Pooth M. 2019. Bestimmung des Kalkbedarfs einer heterogenen Grünlandfläche mit Mittelinfrarotspektroskopie und Initial-effekte der erstmaligen Kalkung. Unveröff. BSc- Arbeit, INRES-Allg. Bodenkunde, Univ. Bonn.
- Rath, S. 2003. Die Erforschungsgeschichte der Eifel-Geologie - 200 Jahre ein klassisches Gebiet geologischer Forschung -. Dissertation RWTH Aachen, http://publications.rwth-aachen.de/record/59006/files/Rath_Sabine.pdf
- Schellberg J, Möselers BM, Kühbauch W, Rademacher IF. 1999. Long-term effects of fertilizer on soil nutrient concentration, yield, forage quality and floristic composition of a hay meadow in the Eifel mountains, Germany. *Grass Forage Sci.* 54, 195-207.
- Sun Y, Wu B, Amelung W, Christensen BT, Pätzold S, Bauke SL, Schweitzer K, Bau-mecker M, Bol R. 2020. Non-critical uranium accumulation in soils of German and Danish long-term fertilizer experiments. *Geoderma* 370, 114336

Tabellenanhang

Hilberath: Profil Hi-2 (Waldrand): Braunerde-Pseudogley aus Solifluktsdecken (Verwitterungsprodukte unterdevonischer Sandsteine)

Bodenform: Mittelbasischer Braunerde-Pseudogley aus flachem Fließeingrussandlehm (aus (gemäß AG Löss, Tonstein des Unterdevons) über schwach Schuttgrus führendem Bodensystematik) Fließtonlehm über stark Reingrus führendem Fließnormallehm (aus Sand-, Tonstein des Unterdevons);
 [BB-SS: pfl-zzsl(Lo, ^t-du)\pfl-(nz2)tl(^s-du, ^t-du)/pfl-(zz4)ll(^s-du, ^t-du)]

Bodenschätzung: L II a 3 47/42 (Begehung 2016 mit C. Petzold, OFD-NRW)

Nutzung: extensives Grünland (zwei bis drei Schnitte, Pferdeheu)

Tab. Hi-2.1: Horizontierung und Profilmernkmale Profil Hi-2

	Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [Gew-%]	Gefügeform	Flecken	Durchwurzelung
1	0-7	Ah1	SI4	26	sub (>20 mm)	f3 (3-5 %)	Wf5
2	7-15	Ah2	SI4	26	überwiegend kru (0-5 mm)	f3 (3-5 %)	Wf5
3	15-30	Bv	SI4	6	sub (5-10 mm)	f3 (3-5%)	Wf5
4	30-45	Bv-Sw	Lts	3	sub (20-30 mm)	f6 (>50 %)	Wf3
5	45-70	Sd1	Ls4	22	ris (50-100 mm) / pol (30-50 mm)	f6 (>80 %)	Wf3
6	70-100+	Sd2	Ls4	22	koh / einzelne sub (<5 mm)	f6 (>80 %)	Wf1

Tab. Hi-2.2: Munsell-Bodenfarben (in feuchtem Zustand) Profil Hi-2

	Tiefe [cm]	Farbe1 (dominant)	Farbe 2 (untergeordnet)	Farbe 3 (s. Angaben in Klammern)
1	0-7	10YR5/3		
2	7-15	10YR5/3		
3	15-30	10YR6/6		
4	30-45	10YR6/8	10YR7/8	
5	45-70	10YR6/8	10YR8/3	
6	70-100+	10YR6/6	10YR7/4	10YR5/8 (Cutane)

Tab. Hi-2.3: Partikelgrößenverteilung und Mineralogie Profil Hi-2

	Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									Bodenart		Ti:Zr (RFA)	
		gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	U	S	KA5	WRB		
1	0-7													
2	7-15	2.8	10.1	36.1	16.7	11.2	7.4	16	35	49	SI4	L	11	
3	15-30	5.0	13.0	37.8	12.2	10.1	6.0	16	28	56	SI4	SL	11	
4	30-45	3.5	17.4	38.5	8.3	7.8	4.4	19	20	59	Ls4	SL	11	
5	45-70	1.3	18.4	36.4	4.4	7.8	4.5	26	17	56	Lts	SCL	11	
6	70-100+	2.1	30.1	32.1	4.9	6.1	5.4	19	16	64	Ls4	SL	10	

Mineralbestand (RDA der Tonfraktion; S.-O. Franz, Institut für Geowissenschaften, Univ. Bonn):

Hor. 2: 76 % Kaolinit, 24 % Illit/Muskowit

Hor. 6: 82 % Kaolinit, 18 % Illit/Muskowit

Tab. Hi-2.4: Bodenphysikalische Eigenschaften Profil Hi-2

	Tiefe [cm]	ρt [g cm ⁻³]	kF [cm d ⁻¹]	PV [Vol.-%]	LK [Vol.-%]	FK [Vol.-%]	nFK [Vol.-%]	PWP [mm]	
1	0-7	1.34	240	45	9	36	41	9	
2	7-15								
3	15-30	1.64	2280	41	13	28	25	11	
4	30-45	1.60	41	41	9	32	18	19	
5	45-70	1.60	9	43	8	35	25	24	
6	70-100+	1.86	8	43	17	28	23	20	

Tab. Hi-2.5: Bodenchemische Eigenschaften Profil Hi-2

	Tiefe [cm]	pH [CaCl ₂]	C _{org} [%]	C _{org} ⁽¹⁾ [t ha ⁻¹]	N _t [%]	C/N	P _{total} ⁽²⁾ [g kg ⁻¹]	K _{total} ⁽²⁾ [g kg ⁻¹]	P _{CAL} ⁽³⁾ [μg g ⁻¹]	K _{CAL} ⁽³⁾ [μg g ⁻¹]	Kalkbedarf ⁽⁴⁾ [dt CaO ha ⁻¹]
1	0-7	4.4	2.89	20	0.21	14			34.3	85.9	4500
2	7-15	4.2	1.90	15	0.14	14			27.5	31.5	
3	15-30	4.1	0.63	15	0.05	15			2.8	22.4	
4	30-45	3.9	0.22	5	0.03				1.4	24.6	
5	45-70	3.6	0.17	5	0.04				n.n.	37.9	
6	70-100+	3.6	0.08	4	0.03				n.n.	31.0	

(1) Gesamt-C-Vorrat bis 100 cm Tiefe: 64 t ha⁻¹

(2) Röntgenfluoreszenzanalyse durch M. Ostermann, Bundesanstalt für Materialforschung und -prüfung, Berlin

(3) CAL-lösliche Nährstoffe nach Landwirtschaftskammer Nordrhein-Westfalen (Bodenart ssL) und Versorgungsstufe: 0-7 cm Tiefe: 7.9 mg P₂O₅/100 g (B) bzw. 10.4 mg K₂O/100g (C); 7-15 cm Tiefe: 6.3 mg P₂O₅/100 g (B) bzw. 3.8 mg K₂O/100g (B)(4) Gemäß Empfehlung der Landwirtschaftskammer Nordrhein-Westfalen: Dauergrünland, Bodenart ssL, bis 8 % Humus, Ist-pH-Wert führt zu Gehaltsklasse A, Ziel-pH-Wert 5,7, Kalkbedarf 4500 kg CaO ha⁻¹ für 10 cm Tiefe; max. empfohlene jährliche Gabe 1500 kg CaO ha⁻¹**Tab. Hi-2.6:** Kationenaustauschkapazität und Austauschbelegung Profil Hi-2

	Tiefe [cm]	KAK _{pot} ⁽¹⁾ [cmol _c kg ⁻¹]	eff. austauschbare Kationen n. Trüby-Aldinger [cmol _c kg ⁻¹]							
			Ca	Mg	K	Na	Al	Mn	Fe	H ⁽²⁾
1	0-7	8.7	3.29	0.40	0.12	0.02	0.48	0.45	0.02	n.a.
2	7-15									
3	15-30	3.9	0.86	0.14	0.06	0.01	1.18	0.07	0.01	n.a.
4	30-45	3.6	0.61	0.12	0.08	0.01	1.37	0.02	0.02	n.a.
5	45-70	5.0	0.52	0.10	0.14	0.03	2.46	0.01	0.02	n.a.
6	70-100+	4.1	0.25	0.05	0.10	0.03	2.15	0.01	0.01	n.a.

(1) nach Mehlich; Schätzwert für Ah gemäß KA5 (S. 369): 17,6 cmol_c kg⁻¹; vgl Tab. 4: hoher Kaolinitanteil

(2) n.a. = nicht analysiert

Tab. Hi-2.7: Pedogene Oxide Profil Hi-2

	Tiefe [cm]	Fe _o [g kg ⁻¹]	Fe _d [g kg ⁻¹]	Al _d [g kg ⁻¹]	Mn _d [g kg ⁻¹]	Fe _o /Fe _d
1	0-7	9.64	8.48	1.32	0.55	1.14
2	7-15					
3	15-30	5.44	7.70	1.46	0.20	0.71
4	30-45	2.62	9.24	1.40	0.07	0.28
5	45-70	1.74	10.84	1.63	0.02	0.16
6	70-100+	1.49	10.27	1.33	0.03	0.14

Hilberath: Profil Hi-3 (Zaun): Pseudogley aus Solifluktsdecken (Verwitterungsprodukte unterdevonischer Ton-, Schluff- und Sandsteine)

Bodenform: Basenreicher Pseudogley aus stark Reingrus führendem Fließnormallehm (aus (gemäß AG Löss, Tonsten des Unterdevons) über schwach Reingrus führendem Bodensystematik) Fließschluffton über tiefem Fließreingruslehmton (aus Schluff-, Tonstein des Unterdevons);

[euBB-SS: pfl-(zz4)ll(Lo,^t-du)/pfl-(zz2)ut(^u-du,^t-du)//pfl-zzlt(^u-du,^t-du)]

Bodenschätzung: T II a 3 47/47; bei Schätzung als Acker LT 5 V 47/48 (Begehung 2016 mit C. Petzold, OFD-NRW)

Nutzung: extensives Grünland (zwei bis drei Schnitte, Pferdeheu)

Tab. Hi-3.1: Horizontierung und Profilvermerkmale Profil Hi-3

	Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [Gew-%]	Gefügeform	Flecken	Durchwurzelung
1	0-7	Sw-Ah	Lu	2	kru (2-3 mm)	f1	Wf6
2	7-15	Sw-rAp	Ls2	23	sub (10-20 mm) / kru (2-3 mm)	f1	Wf5
3	15-27	Sw-Bv	Lt2	11	sub (20-30 mm & 2-5mm)	f4	Wf4
4	27-40	Bv-Sw	Lt2	3	ris (30-50 mm) / pol (20-30 mm) / pri (30*80 mm)	f5 (20-30 %)	Wf3
5	40-80	II Sd1	Tu3	4	koh / Pol (10-20 mm)	f6 (>80 %)	Wf2
6	80-100+	II Sd2	Tu2	33	koh / Pol (10-20 mm)	f6 (>80 %)	Wf1

Tab. Hi-3.2: P9 Munsell-Bodenfarben (in feuchtem Zustand) Profil Hi-3

	Tiefe [cm]	Farbe1 (dominant)	Farbe 2 (untergeordnet)	Farbe 3 (s. Angaben in Klammern)
1	0-7	10YR4/3		
2	7-15	2.5Y4/3		
3	15-27	2.5Y5/4 (90%)		
4	27-40	2.5Y6/4 (60%)	2.5Y6/2 (30%)	2.5Y6/6 (10%)
5	40-80	10Y7/1 (60%)	10YR5/4 (35%)	10YR6/8 (Saprolit, 5-10%)
6	80-100+	10YR6/4 (60%)	10Y6/1 (40%)	10YR6/8 (Saprolit, 5%)

Tab. Hi-3.3: Partikelgrößenverteilung und Mineralogie Profil Hi-3

	Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									Bodenart		Ti:Zr (RFA)
		gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	U	S	KA5	WRB	
1	0-7	1.5	5.9	19.6	19.5	20.4	9.8	21	50	27	Lu	SiL	11
2	7-15	3.9	5.5	16.3	19.8	18.1	10.6	24	49	26	Ls2	L	12
3	15-27	3.1	4.0	14.1	19.9	17.1	11.4	29	48	21	Lt2	CL	13
4	27-40	3.9	4.5	12.1	20.6	17.9	10.5	31	49	21	Lt2	CL	13
5	40-80	1.2	1.5	6.7	15.1	23.8	12.4	38	51	9	Tu3	SiCL	19
6	80-100+	0.6	1.0	3.2	11.1	23.7	15.1	46	50	5	Tu2	SiC	

Mineralbestand (RDA der Tonfraktion; S.-O. Franz, Institut für Geowissenschaften, Univ. Bonn):

Hor. 1: 52 % Kaolinit, 34 % Illit/Muskowit, 14 % Montmorillonit

Hor. 5: 22 % Kaolinit, 64 % Illit/Muskowit, 14 % Montmorillonit

Tab. Hi-3.3: Bodenphysikalische Eigenschaften Profil Hi-3

	Tiefe [cm]	pt [g cm ⁻³]	kF [cm d ⁻¹]	GPV [Vol.-%]	LK [Vol.-%]	FK [Vol.-%]	nFK [Vol.-%]	nFK [mm]	PWP [Vol.-%]
1	0-7								
2	7-15	1.20	183	54	9	44	32	26	13
3	15-27	1.44	1536	49	13	37	20	24	16
4	27-40	1.40	54	49	8	41	21	27	20
5	40-80	1.59	0,4	42	4	38	19	76	19
6	80-100	1.67	0,2	43	5	38	20	40	18
7	100-125+	1.79	7,2	39	4	36	20	-	16

Keine Angabe: nicht untersucht

Tab. Hi-3.4: Bodenchemische Eigenschaften Profil Hi-3

	Tiefe [cm]	pH [CaCl ₂]	C _{org} [%]	C _{org} ⁽¹⁾ [t ha ⁻¹]	N _t [%]	C/N	P _{total} ⁽²⁾ [g kg ⁻¹]	K _{total} ⁽²⁾ [g kg ⁻¹]	P _{CAL} ⁽³⁾ [µg g ⁻¹]	K _{CAL} ⁽³⁾ [µg g ⁻¹]	Kalkbedarf ⁽⁴⁾ [dt CaO ha ⁻¹]
1	0-7	4.52	3.42	28	0.277	12.3			17	13	4900
2	7-15	4.38	0.94	7	0.087	10.8			23	15	
3	15-27	4.16	0.44	7	0.069				25	16	
4	27-40	4.09	0.26	5	0.063				29	16	
5	40-80	3.99	0.21	13	0.077				33	23	
6	80-100+	3.96	0.23	5	0.086				n.a.	n.a.	

(1) Gesamt-C-Vorrat bis 100 cm Tiefe: 65 t ha⁻¹; für Horizont 1 wurde eine Trockenrohdichte von 1,2 g cm⁻³ angenommen (wie in Horizont 2)

(2) Röntgenfluoreszenzanalyse durch M. Ostermann, Bundesanstalt für Materialforschung und -prüfung, Berlin

(3) Entspricht 3.9 mg P₂O₅/100 g (Untergrenze Versorgungsstufe B) bzw. 1.6 mg K₂O/100g (Versorgungsstufe A) in 0-7 cm Tiefe (für Bodenart uL nach Landwirtschaftskammer Nordrhein-Westfalen)(4) Gemäß Empfehlung der Landwirtschaftskammer Nordrhein-Westfalen: Dauergrünland, Bodenart uL, bis 8 % Humus, Ist-pH-Wert führt zu Gehaltsklasse A, Ziel-pH-Wert 5,9, Kalkbedarf 4900 kg CaO ha⁻¹ für 10 cm Tiefe; max. empfohlene jährliche Gabe 1500 kg CaO ha⁻¹**Tab. Hi-3.5:** Kationenaustauschkapazität und Austauschbelegung Profil Hi-3

	Tiefe [cm]	KAK _{pot} ⁽¹⁾ [cmol _c kg ⁻¹]	eff. austauschbare Kationen n. Trüby-Aldinger [cmol _c kg ⁻¹]							
			Ca	Mg	K	Na	Al	Mn	Fe	H
1	0-7	11.7	5.70	1.35	0.31	0.11	0.37	1.16	0.03	n.a.
2	7-15	10.2	4.61	1.06	0.14	0.06	0.33	0.97	0.01	n.a.
3	15-27	6.3	1.88	1.03	0.111	0.06	1.07	0.53	0.01	n.a.
4	27-40	8.0	2.92	1.72	0.15	0.06	1.90	0.21	0.02	n.a.
5	40-80	5.0	0.88	9.75	0.20	0.15	2.32	0.03	0.02	n.a.
6	80-100+	7.7	1.48	4.33	0.18	0.04	2.52	0.03	0.03	n.a.

(1) nach Mehlich

(2) n.a. = nicht analysiert

Tab. Hi-3.6: Pedogene Oxide Profil Hi-3

	Tiefe [cm]	Fe _o [g kg ⁻¹]	Fe _d [g kg ⁻¹]	Al _d [g kg ⁻¹]	Mn _d [g kg ⁻¹]	Fe _o /Fe _d
1	0-7	13.33	9.40	1.87	1.28	1.42
2	7-15	15.40	9.43	1.91	1.39	1.63
3	15-27	11.58	12.39	2.58	1.40	0.94
4	27-40	6.73	16.46	2.57	0.32	0.41
5	40-80	4.59	12.70	1.85	0.04	0.36
6	80-100+	3.66	11.86	1.69	0.06	0.31

Rengen: Profil Re-1: Ranker aus unterdevonischen Grauwacken

Bodenform: AG Bodensystematik: Braunerde-Ranker aus flachem Fließlehmsandgrusschutt
 (gemäß AG über Grauwacke des Unterdevons;
 Bodensystematik) [BB-RN: pfl-lszn(^g-du)\nd-^g-du]
 Bodenschätzung: keine Schätzung
 Nutzung: Naturschutzgebiet, extensive Beweidung

Tab. Re-1.1: Horizontierung und Profilverkmale

	Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [Gew.-%]	Gefügeform	Trocken-rohdichte	Humus	Munsell-Farbe ⁽¹⁾
1	4-0	Wurzelfilz		-	-	0.52	Wurzelfilz	
2	0-5	Ah1		32	kru (1-2 mm)			7.5YR3/1
3	5-10	Ah2	SI3	51	kru (1-3 mm)		9.7% ⁽²⁾	7.5YR3/2
4	10-12	Bv-Cv		85	sub			7.5YR4/3
5	>12	imCv						

⁽¹⁾ Bodenfarbe wurde in feuchtem Zustand an zuvor getrockneten, gemörserten und gesiebten Archivproben bestimmt

⁽²⁾ Humus errechnet aus Gravimetrie nach Humuszerstörung
 keine Angabe: nicht untersucht

Tab. Re-1.2: Texturanalyse Profil Re-1

	Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									Bodenart	
		gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	U	S	KA5	WRB
1	4-0											
2	0-5											
3	5-10	2,6	3,8	45,5	11,7	13,6	7,7	11	33	52	SI3	SL
4	10-12											
5	> 12											

Rengen, Profil Re-2 (RGE): Pseudogley-Braunerde aus Soliflukionsdecken (Verwitterungsprodukte unterdevonischer Ton-, Schluff- und Sandsteine)

Bodenform: Basenreiche Pseudogley-Braunerde, mitteltief entwickelt, aus flachem
 (gemäß AG Fließreingrustonschluff (aus Löss, Schluffstein des Unterdevons) über stark
 Bodensystematik) Schuttgrus führendem Fließnormallehm über Fließschuttgrustonschluff (aus
 Ton-, Schluffstein des Unterdevons);
 [euBB-SS: pfl-zztu(Lo,^u-du)\pfl-(nz4)ll(^t-du,^u-du)/pfl-nztu(^t-du,^u-du)]

Bodenschätzung: LIIIc3 8 Hu (Stand 1986)

Nutzung: seit mind. 1941 ungedüngter Randbereich des Dauerdüngungsversuchs
 Rengen; Dauergrünland, zwei Schnitte, Abfuhr der Biomasse

Tab. Re-2.1: Horizontierung und Profilverkmale Profil RGE

	Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [Gew.-%]	Gefügeform	Trocken-rohdichte	Fein-wurzeln	Fleckung [Fl.-%]	Munsell-Farbe ⁽¹⁾
1	0-3	Ah1	Lu	11	kru/Wurzelfilz	n.u.	Wf6		10YR3/3
2	3-14	Ah2	Lu	23	kru	1.07	Wf5		10YR3/3
3	14-28	Bv	Lu	42	kru-sub	1.40	Wf4		10YR4/6
4	28-43	Bv-Sw	Lt2	35	sub-pol	1.53	Wf2	10-30 (f5)	10YR5/8
5	43-62	Sw	Lt2	24	pol	1.59	Wf2	>30 (f6)	10YR5/6
6	62-80+	Sd	Lu	35	ris (g)-pol (f)	1.71	Wf1	f6 marm.	7.5YR5/6

⁽¹⁾ Bodenfarbe wurde in feuchtem Zustand an zuvor getrockneten, gemörserten und gesiebten Archivproben bestimmt (keine Differenzierung von Flecken etc. möglich)

Tab. Re-2.2: Korngrößenverteilung Profil RGE

	Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									Bodenart	
		gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	U	S	KA5	WRB
1	0-3	1.7	6.6	14.7	26.4	17.9	9.6	23.1	53.9	23.0	Lu	SiL
2	3-14	2.4	6.2	15.1	26.0	17.9	9.6	22.8	53.5	23.8	Lu	SiL
3	14-28	2.8	6.1	16.0	23.8	16.7	9.9	24.7	50.4	24.9	Lu	SiL
4	28-43	2.8	5.8	16.6	23.8	15.9	9.5	25.7	49.1	25.2	Lt2	L
5	43-62	3.8	5.3	16.1	23.5	16.6	9.5	25.3	49.6	25.1	Lt2	L
6	62-80+	2.8	4.0	11.3	23.3	18.8	11.7	28.1	53.8	18.1	Lu	SiCL

Tab. Re-2.3: Bodenphysikalische Eigenschaften Profil RGE

	Tiefe [cm]	pt [g cm ⁻³]	kF [cm d ⁻¹]	PV [Vol.-%]	LK [Vol.-%]	FK [Vol.-%]	nFK [mm]	PWP [Vol.-%]
1	0-3	n.u.	n.u.	n.u.	n.u.	n.u.	n.u.	n.u.
2	3-14	1.07	256	64	17	32	45	14
3	14-28	1.40	51	53	16	22	30	15
4	28-43	1.53	65	49	16	11	16	22
5	43-62	1.59	13	47	16	15	28	16
6	62-80+	1.71	5	42	13	12	21	17

Tab. Re-2.4: Bodenchemische Eigenschaften Profil RGE

	Tiefe [cm]	pH [CaCl ₂]	C _{org} [%]	C _{org} ⁽¹⁾ [t ha ⁻¹]	N _t [%]	C/N	P _{total} ⁽²⁾ [g kg ⁻¹]	K _{total} ⁽²⁾ [g kg ⁻¹]	P (CAL) ^(2,3) [mg kg ⁻¹]	K (CAL) ^(2,3) [mg kg ⁻¹]
1	0-3	4.1	4.78	14	0.39	12.1	0.642	15.5	5.8	23.8
2	3-14	4.3	3.66	43						
3	14-28	4.0	0.80	16						
4	28-43	4.0	0.42	10						
5	43-62	4.0	0.23	7						
6	62-80+	3.9	0.21	6						

(1) Gesamt-C-Vorrat bis 100 cm Tiefe: 104 t ha⁻¹ (Annahmen: Horizont 6 setzt sich bis 100 cm Tiefe fort; Trockenrohddichte in Horizont 1 wie in Horizont 2)

(2) Mittelwert der 5 Nullparzellen (0-10 cm Tiefe); CAL: BSc-Arbeit Katharina Hörter (2014); RFA: M. Ostermann (BAM, Berlin)

(3) entspricht 1,3 mg CAL-P₂O₅/100g (Versorgungsstufe A) und 2,9 mg CAL-K₂O/100g (Versorgungsstufe A);
übrige Daten aus Bosse 2005 sowie Pätzold & Teichner 2009

keine Angabe: nicht untersucht

Tab. Re-2.5: Kationenaustauschkapazität und Austauscherbelegung Profil RGE

	Tiefe [cm]	KAK _{pot} ⁽¹⁾ [cmol _c kg ⁻¹]	eff. austauschbare Kationen n. Trüby-Aldinger [cmol _c kg ⁻¹]							
			Ca	Mg	K	Na	Al	Mn	Fe	H
1	0-3	15,7	7.17	1.62	0.32	0.05	0.59	0.53	0.02	n.a.
2	3-14	12,1	5.77	1.27	0.27	0.07	1.05	0.52	0.02	n.a.
3	14-28	7,2	1.00	0.32	0.07	0.01	2.38	0.13	0.01	n.a.
4	28-43	7,0	0.98	0.52	0.12	0.02	3.08	0.06	0.02	n.a.
5	43-62	7,6	1.06	1.40	0.20	0.02	4.06	0.02	0.01	n.a.
6	62-80+	8,0	0.74	1.64	0.18	0.05	2.77	0.09	0.01	n.a.

(1) nach Mehlich

(2) n.a. = nicht analysiert

Tab. Re-2.6: Pedogene Oxide Profil RGE

	Tiefe [cm]	Fe _o [g kg ⁻¹]	Fe _d [g kg ⁻¹]	Al _o [g kg ⁻¹]	Mn _o [g kg ⁻¹]	Fe _o /Fe _d
1	0-3	2,59	12,6	1,23	0,087	0,21
2	3-14	2,66	13,4	1,03	0,102	0,20
3	14-28	2,73	16,6	1,06	0,095	0,16
4	28-43	2,25	21,6	0,648	0,051	0,10
5	43-62	1,78	25,4	0,397	0,031	0,07
6	62-80+	2,09	29,3	0,404	0,025	0,07

Danksagung

Den Herren H. Dittmer, M. Leenen, D. Pfarr und R. Wehrle sowie den Labormitarbeiterinnen und -mitarbeitern des INRES- AG Allg. Bodenkunde und Bodenökologie für die tatkräftige Hilfe bei der Exkursionsvorbereitung. Herzlicher Dank gilt auch E. Eberhardt, D. Kühn und G. Milbert für die kritisch-konstruktive Durchsicht der Profilbeschreibungen und für die detaillierte, KA5-konforme bodensystematische Einordnung.

C-01 Hangmoore im Nationalpark Hunsrück-Hochwald

Ulrich Dehner¹, Martin Greve², Christoph Kopf³, Gebhardt Schüler², Ulrich Steinrücken⁴

¹ Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz, 55129 Mainz

² Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft, 67705 Trippstadt

³ Zentralstelle der Forstverwaltung, 67433 Neustadt an der Weinstraße

⁴ Soilution Dr. Steinrücken und Dr. Behrens GbR, 66265 Heusweiler

Im Rahmen der Exkursion sollen weit verbreitete typische Böden des Nationalparks Hunsrück-Hochwald vorgestellt werden. Es stehen folgende Themen im Vordergrund: Böden aus periglazialen Deckschichten, Böden der Hangmoore (Hangbrücher), Alter und Genese der Hangmoore, Kennzeichnung der Böden in Bezug auf die Abflussbildung (Bodenhydrologie). Die Anreise erfolgt per Bus zum Nationalpark. Einige Standorte müssen zu Fuß aufgesucht werden (wenige 100 m).

Abfahrt Trier Universität: 8:00 Uhr, Ankunft: ca. 18:00 Uhr, Mittagspause im Gelände

Exkursionspunkte (Karte 1 im Anhang):

- Erbeskopf, Vorstellung der Exkursionsleitung, Überblick über den Nationalpark, Einführung ins Exkursionsgebiet
- Böden der Quarzitrücken, Viehhauskopf (Profil MOR 179)
- Böden der flach geneigten Hangbereiche (Profil MOR 181)
- Böden der flach geneigten Hangbereiche (Bodendauerbeobachtungsfläche Hermeskeil 2 (Profil BIW 046)
- Böden der Hangmoore (Bodendauerbeobachtungsfläche Hermeskeil 1 (Profil BIW 043)
- Böden der Hangmoore, Thierchbruch (Profil MOR 188)
- Böden der Hangmoore, Riedbruch (Profil MOR 200)
- Thranenweiher, Ende der Exkursion, Rückfahrt nach Trier

1. Naturräumlicher Überblick

Der Nationalpark Hunsrück-Hochwald liegt im Südwesten des Rheinischen Schiefergebirges an der Landesgrenze zwischen dem Saarland und Rheinland-Pfalz (Fig. 1).

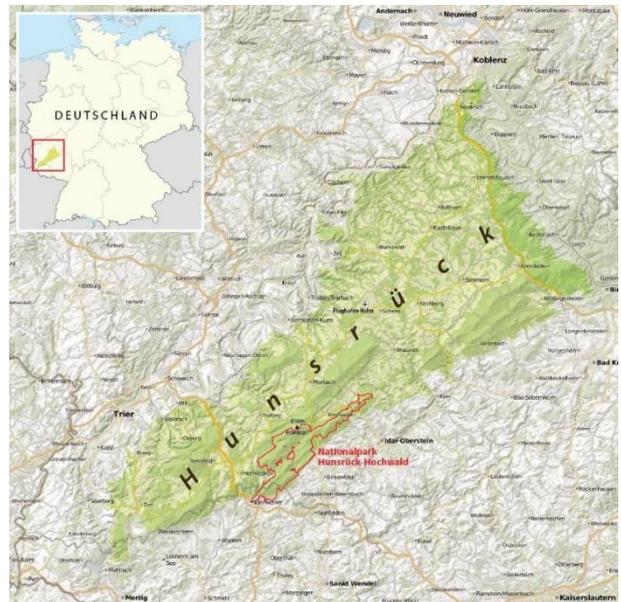


Fig. 1: Lage des Nationalparks Hunsrück-Hochwald (Quelle: Von Maximilian Dörrbecker (Chumwa) - Eigenes Werk, using this map by NordNordWest this map for the borders of the Nationalpark Hunsrück-Hochwald OpenStreetMap data, CC BY-SA 2.0, <https://commons.wikimedia.org/w/index.php?curid=34134104>)

Er wurde 2015 gegründet und ist somit der jüngste Nationalpark Deutschlands. Seine Fläche umfasst ca. 10.120 ha. Nahezu 80% der Nationalparkfläche gehört zum sogenannten Hochwald/Schwarzwälder Hochwald, 12 % zur Züscher Hochmulde und 8 % zum Idarwald (Karte 1 im Anhang). Kleine Flächenanteile liegen noch in der Kempfelder Hochmulde und in der Prims-Traun-Senke. Die Gebirgszüge des Hochwaldes streichen von Südwest nach Nordost mit dem Erbeskopf

als höchster Erhebung (816,3 m NN). Mehrere Hochmulden grenzen die Gebirgszüge von den umliegenden Naturräumen ab. Im Südwesten geht der Nationalpark in den Saarländischen Hunsrück über, im Südosten grenzt er an das Saar-Nahe-Bergland an (Meynen & Schmithüsen 1957, Werle 1974, Reichert & Stets 1980).

2. Klima

Der Nationalpark Hunsrück-Hochwald liegt in einer Übergangszone zwischen ozeanischem und kontinentalem Klima (Liedtke et al. 1973, Klauck 1994). Durch seine Lage in der Westwindzone weist er ein relativ ausgeglichenes eher subozeanisches Klima auf. Somit herrschen milde, in den Höhen moderat kühle Winter und kühle Sommermonate vor. Im Jahresdurchschnitt beträgt die Temperatur zwischen 7,0 und 10,0 °C. Die Niederschläge liegen zwischen 600 und 1.200 mm im Jahr mit einem Maximum in den Wintermonaten. Kleinräumig wird der Klimatyp aufgrund von Höhenlage und Position im Luv oder Lee der Gebirgszüge beeinflusst. Von den Tallagen mit Jahresniederschlägen von 800 mm steigen diese in den Gebirgskämmen des Nationalparks auf fast 1.300 mm an. Im Südwesten des Schwarzwälder Hochwaldes weisen die Niederschläge mit deutlich mehr als 1.000 mm ihr Maximum auf, während sie im Regenschatten südöstlich des als Wetter-scheide fungierenden Gebirgskammes kontinuierlich absinken.

3. Geologie

Zur Zeit des Unterdevons war das Rheinische Schiefergebirge ein Meeresraum, der durch langgestreckte Schwellenzüge, teils mit insularem Charakter und Senkungsräume gegliedert war (Spies & Stets 2004). In den Senkungsräumen wurden vorwiegend tonig, siltige Sedimentmassen abgelagert, wohingegen auf den Schwellen sandige Ablagerungen dominierten. So entstand ein Sedimentstapel von mehreren 1.000 m Mächtigkeit. Im Zuge der variszischen Gebirgsbildung, deren Hochphase im Karbon statt-

fand, wurden die abgelagerten Gesteine gefaltet, tektonisch verändert und zu einem großdimensionalen Deckenstapel zusammengeschoben. Dabei erfuhren die Sedimentgesteine eine von Norden nach Süden zunehmende Metamorphose. Durch Druck und Auflast wurden die Sandsteine zu Quarziten und die Ton- und Siltsteine zu Schieferen umgewandelt. Nachdem kontinentale Hebungen das Meer zurückgedrängt und die sogenannte Hunsrückinsel zu einem Gebirge aufgewölbt hatten, ragte das variszische Gebirge mit seinen Höhenzügen aus dem umgebenden Meer und ist seit dieser Zeit nahezu nicht mehr von größeren Meeresvorstößen überdeckt worden.

Die postkarbonische Entwicklung des rheinischen Schiefergebirges ist durch eine festländische Entwicklung mit intensiver Verwitterung und Abtragung geprägt. Der größte Teil der Abtragung dürfte bereits im Perm stattgefunden haben (Spies & Stets 2004). Im Mesozoikum kam es zu einer weiteren Einebnung des Gebirgssockels. Während des Alttertiärs setzte sich die tiefgründige Verwitterung unter tropisch bis subtropischem Klima fort. Dabei reichte die tropische Tiefenverwitterung bis zu 80 m tief (Felix-Henningsen 1990). Die so entstandenen mesozoisch-tertiären Verwitterungsdecken charakterisieren noch die tieferen Lagen des Nationalparkgebietes. Für das Alttertiär kann davon ausgegangen werden, dass der Hunsrück in Form einer gegliederten Rumpfflächenlandschaft vorlag, die von Flussrinnen durchzogen wurde. Überragt wurde die Rumpfflächenlandschaft von Quarzitzügen, die auch die heutigen Hochlagen darstellen. Mit Einsetzen des Jungtertiärs begann sich der Gebirgsrumpf weiter herauszuheben, was zu einer tiefen Einschneidung der Flüsse und Bäche mit der Herausbildung des heutigen Gewässernetzes führte.

Die petrographische Gliederung des Nationalparks stellt sich nach der Geologischen Übersichtskarte von RLP (LGB 2003) wie folgt dar: Im nördlichen Teil sind in erster Linie devonische Quarzite und quarzitisches Sandsteine verbreitet. Diese Einheiten bilden die Höhenzüge des Hoch- und Idarwaldes. Im südlichen

Teil schließen Ton- und Siltschiefer (Hunsrückschiefer) im Bereich der Züscher Hochmulde an. Weite Teile der Hänge werden von mächtigen quartären Fließerden überdeckt, deren Gliederung in Kap. 4 dargestellt wird.

4. Böden

Die Böden des Nationalparks und des angrenzenden Idarwaldes waren Gegenstand zahlreicher Untersuchungen mit unterschiedlichen Schwerpunkten. Einen bodenkundlichen Überblick bieten die beiden Bodenzustandsberichte zu den Blättern Birkenfeld und Morscheid-Riedenburg (Hauenstein et al. 2015, 2018). Neuere punktuelle Untersuchungen zu Einzelstandorten stammen von Hahn et al. (2017). Darüber hinaus standen die Hangbrücher (Hangmoore) des Idarwaldes und des Hochwaldes immer wieder im Fokus ökologischer und bodenkundlicher Untersuchungen (Gauer 2001, Reichert 1973, 1975, Scholtes 2002). Bereits in den 80er Jahren wurden die Brücher des Idarwaldes sowie der Ochsenbruch im Nationalpark im Zuge der Biotopentwicklungsplanung bodenkundlich kartiert (Lehmann 1986, 1987). Aktuelle Untersuchungen zur Genese und zum Wasserhaushalt der Hangbrücher wurden im Rahmen des Projektes Moorwaldbilanz durch die Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft (FAWF) in Zusammenarbeit mit verschiedenen Projektpartnern durchgeführt (Hölzer 2019, Kopf 2020, Schüler et al. 2020).

Die Böden des Nationalparks haben sich aus quartären Solifluktuionsdecken entwickelt, die in einzelne Lagen gegliedert werden (siehe Karte 2 im Anhang). Flächige Verbreitung hat die ca. 50 bis 60 cm mächtige **Hauptlage**. Petrographisch setzt sich die Hauptlage aus Verwitterungsbildungen der anstehenden devonischen Festgesteine sowie den äolischen Fremdkomponenten Löss und/oder Laacher See Tephra zusammen. Bereits Stöhr (1963) konnte für weite Teile des Hunsrücks und des Hochwaldes nachweisen, dass die Laacher See Tephra einen wichtigen Bestandteil der Hauptlage bildet. Damit ist die

jungtundrenzeitliche Bildungsphase zumindest für den oberen Teil der Hauptlage belegt (Spies & Stets 2004).

Flächige Verbreitung im Liegenden der Hauptlage hat die **Basislage**. Sie ist lössfrei und besteht aus Verwitterungsbildungen der anstehenden Quarzite, Sandsteine und Tonschiefer. Teils finden sich in den schuttreichen Basislagen Reste tertiärer Verwitterungslehme (Graulehme), die der dicht gelagerten Basislage Wasser stauenden Charakter geben.

Bodentypologisch haben sich aus den quartären Lagen Lockerbraunerden und Braunerden mit Übergängen zu podsolierten Braunerden und Podsol-Braunerden entwickelt. Vereinzelt treten in Kammlagen Podsole aus feinkomplexarmen periglaziären Lagen auf. Daneben finden sich insbesondere in Mittel- und Unterhangbereichen pseudovegleyte Braunerden mit Übergängen zu Pseudogleyen.

Maßstabbedingt fehlen auf der BK 50 die eher kleinräumig verbreiteten Quellmoore, Hangmoore bzw. Hangbrücher. Ihre Entstehung ist eng an die Verbreitung geklüfteter Quarzite gebunden. Nach Lehmann (1986) kommt es insbesondere an Kreuzungspunkten verschiedener Klufsysteme zu Quellaustritten. Das Quellwasser durchströmt an diesen Stellen schuttreiche Basislagen oder fließt über teilweise von den Hauptlagen befreite Flächen bzw. innerhalb der Basislagen hangabwärts. Begünstigt wird die Moorentstehung durch Hangverflachungen, die den Wasserabfluss in seiner Geschwindigkeit bremsen. Darüber hinaus finden sich Quellaustritte bevorzugt im Bereich der Unterhänge an den Schichtgrenzen des Quarzites zu den intensiv verwitterten Tonschiefern.

Reichert (1975) konnte anhand pflanzensoziologischer Untersuchungen im Gebiet des Nationalparks mehr als 20 teils sehr kleinräumige Quellmoore nachweisen (Karte 2 im Anhang). Die Entstehung der Hangbrücher ist nach Lehmann (1987) auf größere eisenzeitliche und römische Rodungen zurückzuführen. Hinweise auf diese Theorie geben pollenanalytische Untersuchungen sowie C_{14} -Datierungen von Torfproben aus den Brüchern des Idarwaldes (Frenzel, zit. in

Lehmann 1987). Demnach erfolgte nach den Rodungen ein flächiger Abtrag der wasserspeichernden Deckschichten, was zu oberflächigen Vernässungen führte. Erst dies soll die Entstehung der Hangbrücher ermöglicht haben. Belegt wird diese Theorie nach Lehmann (1987) durch bodenkundliche Befunde im Bereich des Ochsenbruches, einem der größten Hangmoore des Nationalparks. Hier ist die Hauptlage im Liegenden der Torfe in den meisten Fällen nahezu gänzlich fächerförmig erodiert und damit nur noch in Resten vorhanden. Darüber hinaus finden sich Kolluvien mit Holzkohlestücken im Liegenden der Torfe. Die wechselhafte Geschichte der Hangbrücher des Idarwaldes wird weiterhin durch Angaben von Gauer (2001) belegt. Demnach führte die Brennholznutzung bis zu Beginn des 19. Jahrhunderts zu einer Entwaldung der Brücherflächen, so dass sich diese auf Grund der verringerten Bestandstranspiration immer weiter ausdehnten. Erst ab 1830 begann die preußische Forstverwaltung die Brücher über ein weit verzweigtes Grabensystem zu entwässern und mit Fichten aufzuforsten (Gauer 2001, Schultheis 2017). Entwässerung und Aufforstung haben seit dem zu einer tiefgreifenden Umwandlung der Brücher verbunden mit einer Degeneration der Torfe geführt. Aktuelle Ergebnisse zu Datierungen (OSL, C_{14}) sowie Pollenanalysen liegen für einzelne Moore des Nationalparks vor (Hölzer 2019, Kopf 2020, Schüler et al. 2020). OSL-Datierungen an Sedimenten im Liegenden der Torfe ergeben ein sehr heterogenes Bild (Schüler et al. 2020, Tab. 10, S. 85). Die Spannweite liegt zwischen 5.000 und 19.900 Jahren. Die Torfe (Schüler et al. 2020, Tab. 11, S. 86) haben C_{14} -Alter von wenigen 100 bis zu ca. 3.000 Jahren. Damit ergibt sich eine große zeitliche Lücke zwischen den Altern der Torfe und dem Alter der letzten Belichtung der mineralischen Liegendsedimente. Die heterogenen Daten sind somit nur schwer interpretierbar. Es zeigt sich jedoch, dass in den Hangbrüchern vielfältige Umwandlungsprozesse stattfanden, verbunden mit Erosionsphasen sowie Stadien des Torfauf- und -abbaus. Daher kann nicht von einem kontinuierlichen

Torfwachstum seit dem Beginn der Entstehung ausgegangen werden.

Die aktuelle bodenkundliche Situation wird durch Kartierungen des Projektes Moorwaldbilanz dokumentiert (Kopf 2020, Schüler 2020). Die Brücher sind durch ein kleinräumiges Mosaik von Moorböden unterschiedlicher Mächtigkeiten gekennzeichnet, die sich mit Pseudogleyen und Anmoorpseudogleyen verzahnen. Flächig liegen die Mächtigkeiten der organischen Horizonte unter 30 cm (Schüler et al. 2020, Kopf 2020). Nur in wenigen Bereichen, wahrscheinlich an Quellaustritten werden Torfmächtigkeiten von bis zu einem Meter erreicht. Wahrscheinlich ist für große Teile der Hangbrücher anzunehmen, dass sich unter feuchten Bedingungen organisches Material ansammelt, dass neben Torfmoosen zu einem Großteil aus organischen Bestandsabfällen besteht.

5. Bodenhydrologie

Die Bodenhydrologische Karte 1:50.000 (Karte 3 im Anhang) beschreibt Abflussprozesse im Boden und ordnet diesen Prozessen eine Prozessgeschwindigkeit zu. Sie ist ein technisches Produkt, das auf der Basis folgender Grundlagen erarbeitet wurde:

- Bodenkarte 1:50.000 Rheinland-Pfalz (BK 50)
- Reliefeinheiten, die auf Basis hochauflösenden Abflussprozesskarten prognostisch abgeleitet wurden
- Nutzung (Amtliches Topographisch-Kartographische Informationssystem, ATKIS)

Aus der bodenkundlichen Flächenbeschreibung wird das Bodenpotenzial in Bezug auf die Abflussbildung eines Standortes abgeleitet, während via Prognosen das Reliefpotenzial, also die grundsätzliche Möglichkeit der Abflussgenerierung und des räumlichen Abrufens des Bodenpotenzials, beschrieben wird. Dabei steht der dominante Abflussprozess im Fokus, da an einem Standort i.d.R. mehrere Abflussprozesse auftreten (LUWG 2010).

Für den Nationalpark ergibt sich auf Basis der Bodenhydrologischen Karte 1:50.000 (Karte 3

im Anhang) das folgende Bild: In den Kamm-
lagen der Quarzitrücken mit ihren flachgrün-
digen, schuttreichen Böden herrscht als
bodenhydrologischer Prozess vornehmlich
Tiefenversickerung vor. Hangabwärts schlie-
ßen sich zunächst Bereiche mit langsamem
Zwischenabfluss an. Hier hemmen dicht ge-
lagerte Basislagen die Versickerung und
führen zu einer langsamen Abflussbildung.
Darüber hinaus wird das Niederschlags-
wasser in den Hauptlagen gespeichert bzw.
zurückgehalten. Schnellere Abflussprozesse
konzentrieren sich auf die teils tief einge-
schnittenen Bachtäler und die hangnassen
Bereiche in direkter Konnektivität zu den
Bächen. Im kleinräumigen Mosaik von Torf-
hügeln über Quellausstritten und den hang-
abwärts sich anschließenden Moorbereichen
mit geringer bis mittlerer Torf-Mächtigkeit über
dicht gelagerten Basislagen herrschen vor-
nehmlich unterirdische Abflussprozesse in der
Fläche vor.

Die Hangbrücher und ihre randlichen Begleit-
böden bilden mit ihren zahlreichen Quellaus-
stritten im hängigen Gelände und den anschlie-
ßenden flächenhaften Vernässungen einen
Schwerpunkt der Hochwasserentstehung.
Dies wird unterstützt durch zahlreiche Gräben,
die in der Vergangenheit zur besseren forst-
lichen Nutzung angelegt wurden. Neben klein-
räumigen Untersuchungen im Exkursions-
gebiet (Zemke 2018) und im benachbarten
Idarwald (Scherrer 2006) ist die Bodenhydro-
logische Karte 1:50.000 Rheinland-Pfalz
(LUWG 2010) das einzige Kartenwerk, das
sich flächendeckend mit der Abflusssituation
beschäftigt.

Im Rahmen der Exkursion stehen auch boden-
hydrologische Ansprachen an den Boden-
profilen auf dem Programm. Hier sind die Ele-
mente Bodenpotenzial und seine Abrufbarkeit
durch Relief- und Nutzungseigenschaften
wichtige zu erhebende Bausteine (siehe
Bodenhydrologische Beschreibungen der
Exkursionsstand-orte in Kap. 6). Der Auf-
nahme der Daten liegt dabei das DWA-Merk-
blatt DWA-M 922 (DWA 2020) zu Grunde. Die
grafischen Auswertungen beruhen auf einem
parallel erarbeiteten und von Dr. Bernhard
Kohl, (Wien), erstellten Excel-Programm, dass

die Vielfalt der an einem Standort ablaufenden
ober- und unterirdischen Prozesse bildlich
zusammenfasst. Das Programm ist als BETA-
Version auf der Seite der Universität Freiburg
abrufbar (Professur für Hydrogeologie 2020).
Die Ansprache im Feld gliedert sich in das
Festlegen der Grenzen des Bodenhydrotops,
eine Beurteilung der Bodenoberfläche in Be-
zug auf das Verbleiben oder den Austrag von
Niederschlagswasser aus dem Boden-
hydrotop und einer Ansprache am Boden-
profil. Die Aufnahme am Profil entspricht in
weiten Teilen einer bodenkundlichen Profil-
beschreibung, ergänzt durch Daten, die den
Fokus auf die Wasserbewegung im Boden
richten. Dies ist beispielsweise die horizont-
weise Durchlässigkeit der Bodenmatrix, die
Verbindung von Grobboden und Matrix oder
die Angabe der Makroporen. Dabei werden
nicht die Flächenanteile abgeschätzt, sondern
eine Einteilung in drei Klassen vorgenommen:
"nicht erkennbar", "Hinweise" oder "klar
erkennbar" unter Berücksichtigung eines
Minstdurchmessers von 5 mm. Die Kriterien
ermöglichen eine Entscheidung wie sich
Niederschlagswasser am Standort bewegt
(Fig. 2).

Im Falle eines Horton'schen Oberflächen-
abflusses (HOF) fließt Wasser ohne Aufsätti-
gung des Bodens oberflächlich ab. Bei Infil-
tration verbunden mit einer Aufsättigung des
Bodens kommt es ebenfalls zu Oberflächen-
abfluss in Form eines Saturated Overland
Flows (SOF). Unterirdischer Abfluss entsteht,
wenn Wasser in den Boden infiltriert und dort
entweder oberflächennah abfließt (Subsur-
face Flow: SSF) oder im Untergrund versickert
(Deep Percolation: DP). Einen Sonderfall
stellen Flächen dar, in denen Niederschlags-
wasser versickert und kein Abfluss generiert
wird (not contributed: DP=).

Der zweite Teil der bodenhydrologischen
Ansprache beschäftigt sich mit dem Zeitraum,
den Niederschlagswasser benötigt, um hoch-
wasserrelevant zu werden. Hier kommen in
Rheinland-Pfalz die von Scherrer (2006) be-
schriebenen Abflusstypen 1 – 5 und die damit
korrelierten Prozesstypen (DP, HOF1-2,
SOF1-3, SSF1-3) zum Einsatz (Tab. 1).

Tab. 1: Prozess und Abflussreaktion

Abflusstyp	Reaktion	Prozess
1	sofort	HOF, SOF1
2	schnell	SOF2, SSF1
3	verzögert	SSF2
4	langsam	SOF3, SSF3
5	kaum	DP, DP=

Eine Übersicht über Prozesse und erhobene Daten zur Beschreibung der Relief- und Oberflächensituation für die Exkursionsstandorte gibt Tab. 2.

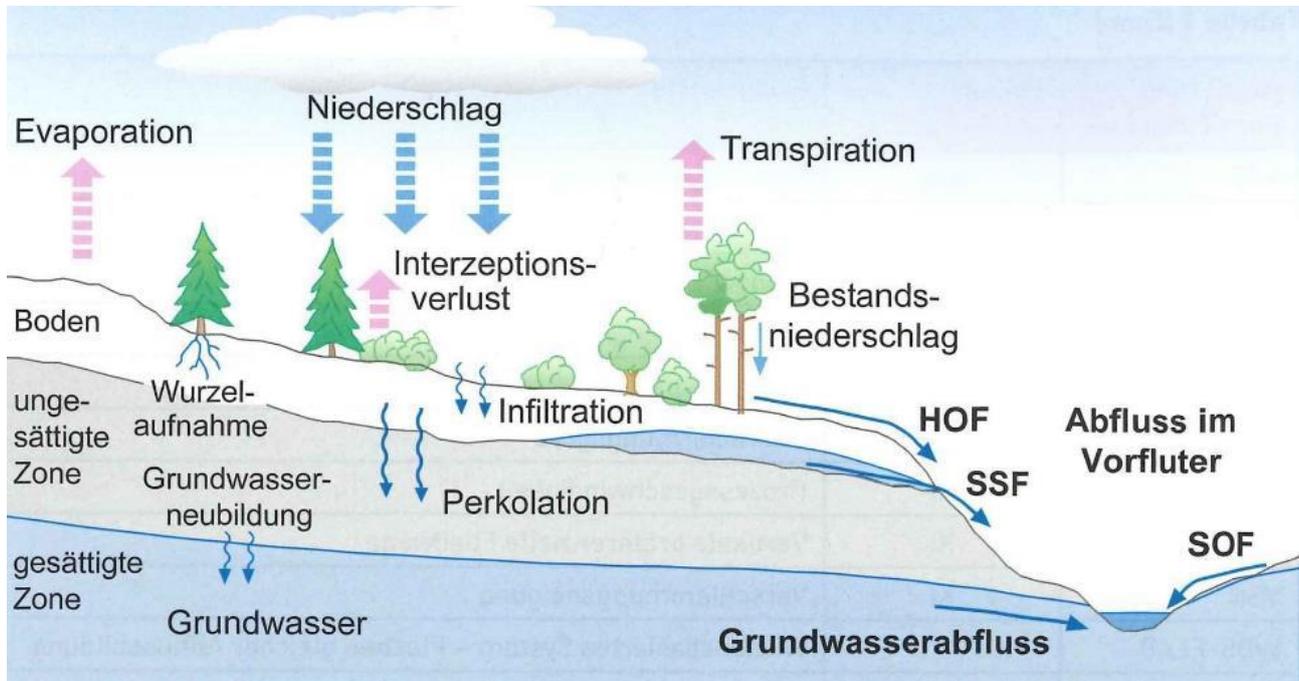


Fig. 1: Bodenhydrologische Prozesse (DWA 2020)

HOF = Horton'scher Oberflächenabfluss

SOF = Sättigungsflächenabfluss (Saturated Overland Flow)

SSF = Zwischenabfluss (Subsurface Flow)

Tab. 2: Übersicht über die Relief- und Oberflächensituation an den Exkursionspunkten

Profil	Prozess	Höhe	WAS	VOR	REN	KGA	RAU	MUR	HYD
MOR 179	DP	734	41	595	>100	kein	4	gering	mögl.
MOR 181	SSF3	765	963	474	>100	UNT	5	stark	mögl.
BIW 046	SSF2	635	632	56	20-100	UNT	4	gering	mögl.
BIW 043	SSF2	638	150	85	20-100	UNT	4	gering	mögl.
MOR 188	SSF2	686	1254	158	>100	UNT	3	gering	mögl.
MOR 200	SSF3	608	608	425	20-100	UNT	4	gering	un

PROZ siehe Tabelle 1

Höhe = Höhe ü.NN. (m)

WAS = Entfernung zur Wasserscheide (m)

VOR = Entfernung zur Vorflut (m)

REN = Reliefenergie

KGA = Kleingerinneanschluss

RAU = Oberflächenrauigkeit (1 glatt bis 6 sehr rau)

MUR = Muldenrückhalt

HYD = Hydromorphie (un = unwahrscheinlich, mögl. = möglich)

6. Exkursionspunkte

6.1 Böden auf den Kammlagen der Quarzitrücken, Viehhauskopf (Profil MOR 179)

Der Podsol aus Quarzitschutt in Exkursionspunkt 2 ist eine kleinräumig verbreitete Bodenbildung in den höchsten Kammlagen der Quarzitrücken des Nationalparks. Trotz der hohen Niederschläge von ca. 1.200 mm Höhe handelt es sich um einen relativ trockenen Standort, an dem die Niederschläge in den schuttreichen Lagen schnell versickern.



Fig. 3: Profil MOR 179

Podsol aus flachem Sandschutt (Oberlage) über lösslehm- und bimsaschearmem Lehmschutt (Hauptlage) über Schutt (Basislage) aus Quarzit (Unterdevon)

Tab. 3: Profilbeschreibung – Profil Nr. LGB: MOR 179

Tiefe	Horizont	Bodenart	Gefügestufe	Humus	Wurzeln Int.	Wurzeln Vert.	Packungsdichte	Farbe	Schichtuntergrenze	Petrographie, Stratigraphie, Bildungsprozess
-17	Of+Oh									organische Auflage
7	Ahe	Sl3	ein	h3	w4	ureg	pd1	7.5YR 4/2		Sandschutt, Oberlage, solifluktiv
25	Ae	Sl3	ein	h1	w4	ureg	pd1	7.5YR 6/2	25	Lehmschutt, Hauptlage, solifluktiv
40	II Bsh	Ls3	kit	h4	w3	ureg	pd3	7.5YR 3/2		Schutt, Basislage, solifluktiv
65	II Bhs	Ls3	kit	h3	w5	ureg	pd3	7.5YR 3/4	65	
95	III xBs-ilCv	Sl3	kit	h1	w3	ureg	pd3	7.5YR 4/6	85	

Deutsche Klassifikation: (Moder)Normpodsol, basenarm, mit tiefreichender Podsolierung, aus flachem Fließlehmsandgrusschutt (aus Quarzit) über Fließnormallehmgrusschutt (aus Lösslehm, Quarzit) über Fließreinschutt (aus Quarzit des Unterdevons)
 dy.moPPn: pfl-lszn(^q)\pfl-llzn(Lol,^q)/pfl-nn(^q-du)

WRB: Albic Podzol (Epiabruptic, Loamic, Amphiraptic)

Tab. 4: Korngrößen – Profil Nr. LGB: MOR 179

Tiefe	Horizont	T	FU	MU	GU	U	FS	MS	GS	S	Bodenart	Grobbodenart	Grobbodenanteil
-17	Of+Oh												
7	Ahe	4	6	12	11	29	28	34	5	67	Su3	nz	5
25	Ae	5	6	11	11	28	28	30	10	67	Su3	zn	5
40	II Bsh	21	7	11	9	27	21	24	7	52	Ls4	zn	5
65	II Bhs	18	7	10	9	25	21	26	10	57	Ls4	zn	5
95	III xBs-ilCv	6	4	11	12	27	28	30	9	67	Su3	nn	6

Tab. 5: Bodenchemie (Standardparameter) – Profil Nr. LGB: MOR 179

Tiefe	Horizont	pH (CaCl ₂)	pH (H ₂ O)	Corg (Masse-%)	N ges. (Masse-%)	C/N	KAK pot (cmolc/kg)	H-Wert (cmolc/kg)	Basensättigung (%)
-17	Of+Oh	3.65	4.10	37.47	1.59	23.6	80.77	55.63	31.1
7	Ahe	3.45	3.87	3.65	0.16	23.1	7.74	6.36	17.8
25	Ae	3.50	3.89	0.81	0.04	22.5	2.22	1.87	15.8
40	II Bsh	3.30	3.60	3.80	0.15	24.7	20.84	19.75	5.2
65	II Bhs	3.74	3.99	4.31	0.19	22.8	18.11	17.41	3.9
95	III xBs-ilCv	4.25	4.54	1.30	0.06	21.7	5.66	5.42	4.2

Tab. 6: Bodenchemie (Schwermetalle, Spurenelemente) (Angaben in mg/kg) – Profil Nr. LGB: MOR 179

Tiefe	Horizont	As	Cd	Co	Cr	Cu	Hg	Ni	Pb	Zn	Cs137	Nb
-17	Of+Oh	8	0.50	2	11	23	0.56	10	253	88	104	-2.0
7	Ahe	1	0.04	0	3	2	0.05	1	20	8	20	-2.0
25	Ae	1	0.01	0	8	1	0.01	8	6	5	6	-2.0
40	II Bsh	8	0.05	1	27	3	0.06	4	26	18	10	4.7
65	II Bhs	5	0.07	2	32	4	0.16	6	31	21	0	4.4
95	III xBs-ilCv	2	0.04	1	29	3	0.06	21	10	11	0	0.3

6.2 Böden der flach geneigten Hangbereiche

6.2.1 Podsolige Braunerde (Profil MOR 181)

Weite Teile des Nationalparks werden von Braunerden mit Übergängen zu Lockerbraunerden gebildet. Typisch ist die lockere Lagerung der ca. 50-60 cm mächtigen Hauptlage, die aus einer Mischung lokaler Lösseinschwehungen und Laacher See Tephra besteht. Darüber hinaus finden sich unterschiedliche intensive Podsolierungserscheinungen sowie unterschiedlich ausgeprägte Stau- und Hangnässemerkmale. Im Liegenden der Hauptlage folgt die dicht gelagerte Basislage mit Staunässemerkmalen. Das Material der Basislage besteht im Wesentlichen aus solifluidal verlagerten Verwitterungsbildungen des Quarzits. Im Profil finden sich deutliche Hinweise auf Reste tertiärer Verwitterung, was neben der dichten Lagerung den wasserstauenden Charakter der Basislage ausmacht.

**Fig. 4:** Profil MOR 181

Podsolige (Moder)Braunerde, sehr basenarm, mitteltief verbraunt, aus lösslehm- und bimsaschearmem, grusführendem Lehm bis Schuttlehm (Hauptlage) über grusführendem Lehm (Basislage) aus Quarzit (Unterdevon)

Tab. 7: Profilbeschreibung – Profil Nr. LGB: MOR 181

Tiefe	Horizont	Bodenart	Gefügestufe	Humus	Wurzeln Int.	Wurzeln Vert.	Packungsdichte	Farbe	Schichtuntergrenze	Petrographie, Stratigraphie Bildungsprozess
-11	L									
-10	Of									organische Auflage
-5	Oh									
8	Ahe	Ls2	pla	h3	w4	ureg	pd1	10YR 4/3		
35	Bv	Ls2	koh	h1	w4	reg	pd1	7.5YR 4/6		grusführender Lehm, Hauptlage, solifluktiv
50	Sw-Bv	Ls2	koh	h1	w5	oa	pd1	7.5YR 5/6	50	
60	II Sw-ilCv	Ls3	shi	h0	w1	ureg	pd3	7.5YR 6/6		grusführender Lehm, Basislage, solifluktiv
85	II Sd-ilCjv	Ls3	shi	h0	w1	lok	pd4	7.5YR 7/4		
110	II ilCjv	SI4		h0	w0		pd4	10YR 8/6		
Deutsche Klassifikation:		Podsolige (Moder)Braunerde, sehr basenarm, mitteltief verbraunt, aus stark Grusschutt führendem Fließnormallehm (aus Lösslehm, Quarzit) über stark Grusschutt führendem Fließsandlehm (aus Quarzit des Unterdevons) [dy.p.moBB: pfl-(zn4)II(Lol,^q-du)/pfl-(zn4)sl(^q-du)]								
WRB:		Dystric Cambisol (Loamic, Nechic, Humic, Epiraptic)								

Tab. 8: Korngrößen – Profil Nr. LGB: MOR 181

Tiefe	Horizont	T	FU	MU	GU	U	FS	MS	GS	S	Bodenart	Grobbodenart	Grobbodenanteil
8	Ahe	20	9	18	16	43	18	15	4	37	Ls2		
35	Bv	21	11	18	16	44	18	13	3	35	Ls2	nz	3
50	Sw-Bv	19	11	24	19	53	14	10	4	28	Lu	zn	4
60	II Sw-ilCv	13	10	21	20	51	16	12	8	37	Uls	nz	3
85	II Sd-ilCjv	13	9	18	17	43	22	16	6	44	Slu	zn	3
110	II ilCv	14	9	13	11	33	28	21	3	53	SI4	zn	3

Tab. 9: Bodenchemie (Standardparameter) – Profil Nr. LGB: MOR 181

Tiefe	Horizont	pH (CaCl ₂)	pH (H ₂ O)	Corg (Masse-%)	N ges. (Masse-%)	C/N	KAK pot (cmolc/kg)	H-Wert (cmolc/kg)	Basensättigung (%)
8	Ahe	3.59	3.89	8.11	0.42	19.2	21.10	20.36	3.5
35	Bv	3.89	4.18	3.87	0.21	18.9	13.58	13.25	2.4
50	Sw-Bv	4.45	4.58	1.08	0.08	13.8	4.12	4.00	2.9
60	II Sw-ilCv	4.47	4.61	0.31	0.03	10.7	2.42	2.32	4.1
85	II Sd-ilCjv	4.41	4.63	0.12	0.02	5.7	2.44	2.44	3.9
110	II ilCjv	4.37	4.62	0.05	0.02	2.4	1.63	1.63	5.2

Tab. 10: Bodenchemie (Schwermetalle, Spurenelemente) (Angaben in mg/kg) – Profil Nr. LGB: MOR 181

Tiefe	Horizont	As	Cd	Co	Cr	Cu	Hg	Ni	Pb	Zn	Cs137	Nb
8	Ahe	11	0.05	2	22	7	0.17	8	76	38	74	1.5
35	Bv	6	0.05	3	26	5	0.12	9	41	36	14	3.6
50	Sw-Bv	6	0.03	4	31	6	0.06	18	12	52	0	3.5
60	II Sw-ilCv	6	0.03	5	23	5	0.02	13	9	33	0	0.0
85	II Sd-ilCjv	5	0.02	5	22	6	0.01	11	8	24	0	-2.0
110	II ilCjv	3	0.01	2	16	5	0.01	7	5	13	0	-2.0

6.2.2 Lockerbraunerde (Profil BIW 046)

Ein weiteres Beispiel für eine Bodenform der flach geneigten Hangbereiche des Nationalparks ist die Lockerbraunerde auf einer Bodendauerbeobachtungsfläche von Landesforsten (BDF Hermeskeil 2) am westlichen Rand des Nationalparks. Die sehr locker gelagerte Hauptlage hat eine Mächtigkeit von 65 cm mit einer deutlichen Komponente an Laacher See Tephra (35–65%). Die Trockenrohdichte der Hauptlage ist zwar höher als 0,8 g/cm³, jedoch liegen die Gesamtporenvolumina bei mehr als 60 % und die pH-Werte sind kleiner 4,8. Damit sind die Kriterien für eine Lockerbraunerde nach AG BODEN (2005) erfüllt. Unterlagert wird die Hauptlage von einer sehr dicht gelagerten, zweigliedrigen Basislage mit einer Trockenrohdichte von 1,7 g/cm³. Derartige hohe Trockenrohdichten sind typisch für Basislagen aus devonischen Sandsteinen bzw. Quarziten im Hunsrück. Neben den Staunässemerkmalen zeigt die Basislage deutliche Merkmale tertiärer Verwitterung (ICjv-Horizont). Durch die wasserstauenden Eigenschaften der Basislage ist der untere Teil der Hauptlage nassgebleicht.



Fig. 5: Profil BIW 046

Pseudogley-Lockerbraunerde, sehr basenarm, aus bimsasche-, löss- und grusführendem Lehm (Hauptlage) über Gruslehm und grusführendem Lehm (Basislage) aus Sandstein (Devon)

Tab. 11: Profilbeschreibung – Profil Nr. LGB: BIW 046

Tiefe	Horizont	Bodenart	Gefügestufe	Humus	Wurzeln Int.	Wurzeln Vert.	Packungsdichte	Farbe	Schichtuntergrenze	Petrographie, Stratigraphie, Bildungsprozess
3	Ah	Lt2	kit	h5	w4		pd1	7.5YR 3/2		
17	Bfv-Ah	Lt2	kit	h4	w5	reg	pd1	10YR 4/3		grusführender Lehm, Hauptlage, soliflukktiv
50	Bfv	Lt2	koh	h3	w5	reg	pd1	10YR 4/6		
65	Sw-Bfv	Ls2	koh	h2	w5	oa	pd1	7.5YR 5/6	65	
75	II Sd-ilCv	Slu	pol	h1			pd3	10YR 7/6	75	grusführender Lehm, Basislage, soliflukktiv
85	II ilCjv	Ls2	pri	h1			pd4	7.5YR 6/6		
120	II ilCjv	Ls2	pri	h1			pd4	10YR 6/8	120	
Deutsche Klassifikation:		Pseudogley-Lockerbraunerde, sehr basenarm, aus schwach Reingrus führendem Fließnormallehm (aus devonischem Sandstein, Aschentephra) über stark Grusschutt führendem Fließnormallehm (aus devonischem Sandstein)								
		[dy.SS-BBl: pfl-(zz2)ll(^s-d,Vasc)/pfl-(zn4)ll(^s-d)]								
WRB:		Dystric Vitric Cambisol (Humic, Pantoloamic, Endoraptic)								

Tab. 12: Korngrößen – Profil Nr. LGB: BIW 046

Tiefe	Horizont	T	FU	MU	GU	U	FS	MS	GS	S	Bodenart	Grobbodenart	Grobbodenanteil
3	Ah	27	11	15	13	39	14	15	5	34	Lt2	zz	1
17	Bfv-Ah	30	11	15	13	39	13	14	4	32	Lt2	zz	1
50	Bfv	26	16	16	13	45	13	13	4	29	Lt2	zz	2
65	Sw-Bfv	24	15	17	13	45	13	14	4	31	Ls2	zn	3
75	II Sd-ilCv	15	13	17	13	42	13	16	14	43	Slu	zz	4
85	II ilCjv	19	13	16	13	42	14	16	10	39	Ls2	zz	2
120	II ilCjv	21	13	15	12	40	15	16	8	39	Ls3	zn	3

Tab. 13: Bodenphysik – Profil Nr. LGB: BIW 046

Tiefe	Horizont	LK (Vol.-%)	FK (Vol.-%)	nFK (Vol.-%)	TW (Vol.-%)	GPV	TRD (g/cm3)
3	Ah	14.5	60.8	51.5	9.3	75.2	0.56
17	Bfv-Ah	22.8	46.8	34.4	12.4	69.6	0.76
50	Bfv	23.4	42.8	25.6	17.2	65.1	0.90
65	Sw-Bfv	17.2	46.8	31.7	15.1	62.8	0.98
75	II Sd-ilCv						0.96
85	II ilCjv	5.2	32.4	14.2	18.2	35.6	1.70
120	II ilCjv	5.4	32.8	10.9	22.0	36.8	1.71

Tab. 14: Bodenchemie (Standardparameter) – Profil Nr. LGB: BIW 046

Tiefe	Horizont	pH (CaCl ₂)	pH (H ₂ O)	Corg (Masse-%)	N ges. (Masse-%)	C/N	KAK pot (cmolc/kg)	H-Wert (cmolc/kg)	Basensättigung (%)
3	Ah	3.21	3.74	7.85	0.36	21.8	30.44	29.93	1.7
17	Bfv-Ah	4.01	4.43	5.61	0.26	21.6	16.36	16.26	0.6
50	Bfv	4.38	4.47	1.27	0.11	11.5	5.46	5.43	0.6
65	Sw-Bfv	4.31	4.42	0.89	0.09	9.9	2.22	5.17	1.0
75	II Sd-ilCv	4.08	4.44	0.16	0.03	5.3	2.34	2.30	1.7
85	II ilCjv	3.92	4.41	0.13	0.04	3.3	3.08	3.03	1.6
120	II ilCjv	3.89	4.63	0.12	0.04	3.0	3.20	3.06	4.4

Tab. 15: Bodenchemie (Schwermetalle, Spurenelemente) (Angaben in mg/kg) – Profil Nr. LGB: BIW 046

Tiefe	Horizont	As	Cd	Co	Cr	Cu	Hg	Ni	Pb	Zn	Cs137	Nb
3	Ah	10	0.18	3	34	8	0.17	13	45	38	30	8.6
17	Bfv-Ah	6	0.29	6	37	7	0.13	18	20	50	2	9.1
50	Bfv	7	0.10	9	42	10	0.07	28	12	70		7.4
65	Sw-Bfv	7	0.09	10	40	9	0.05	26	11	59	0	5.7
75	II Sd-ilCv	6	0.07	4	31	7	0.02	14	7	22	0	1.3
85	II ilCjv	8	0.06	4	37	10	0.03	15	7	24	0	0.5
120	II ilCjv	9	0.07	6	41	13	0.05	16	7	23	0	0.3

6.3 Böden der Hangbrücher

6.3.1 Anmoor-Pseudogley (Profil BIW 043)

Profil BIW 043 leitet über zu den Bodenformen der Hangbrücher bzw. Hangmoore. Hangbrücher entstehen entlang von Quellaustritten. Dabei finden sich mächtige Torfbildungen aus Torfmoosen ausschließlich in unmittelbarer Nähe der Quellaustritte. Typische Bodenformen der hangabwärts vernässten Bereiche sind Anmoorpseudogleye und Pseudogleye. Inwiefern die organischen Horizonte in Profil BIW 043 durch die Degradation ehemals vorhandener Torfe oder durch die Ansammlung von Feuchtrohhumus entstanden, ist Gegenstand der Diskussion. Im Liegenden der organischen Horizonte bzw. Auflagen folgt in Profil BIW 043 eine in ihrer Mächtigkeit stark reduzierte Hauptlage als Hinweis auf eine Erosionsphase vor der Moorentstehung. Darüber hinaus finden sich sowohl in der Haupt- als auch in der Basislage Anzeichen für eine Podsolierung.



Fig. 6: Profil BIW 043

Anmoor-Pseudogley, sehr basenarm, aus Lösslehm und grusführendem Lehm (Hauptlage) über lösslehmarmem, grusführendem Sand (Mittellage) über Grussand (Basislage) aus Sandstein (Devon) (Profil BIW 043)

Tab. 16: Profilbeschreibung – Profil Nr. LGB: BIW 043

Tiefe	Horizont	Boden-art	Gefüge-form	Humu-s	Wurzeln Int.	Wurzeln Vert.	Pack-ungs-dichte	Farbe	Schicht-unter-grenze	Petrographie, Stratigraphie Bildungsprozess
-8	L, Of									organische Auflage
-7	Of									degradierter Torf, Holozän, organogen
15	Aa									
23	Bsh+Aa	Lt2		h5	w4	reg	pd1	10YR 4/4		grusführender Lehm, Hauptlage, solifluktiv
38	Bsh-Sw	Lt2	kit	h3	w4	reg	pd3	10YR 4/3	48	
48	Bsh-Sw	Ls3	koh	h3	w5	oa	pd3	10YR 5/4		
60	II Bs-Sd	SI3	kit	h1	w1		pd3	7.5YR 6/6		grusführender Sand, Basislage, solifluktiv
80	II Bv-ilCv	Su2	shi	h1	w1		pd3	7.5YR 7/6	80	
95	III ilCv	SI4		h1	w1		pd3	5YR 5/6	95	Gruslehm, Basislage, solifluktiv
Deutsche Klassifikation:		Anmoorpseudogley, sehr basenarm, aus schwach Reingrus führendem Fließnormallehm (aus devonischem Sandstein, Lösslehm) über schwach Reingrus führendem Fließlehmsand (Lösslehm, devonischem Sandstein) über Fließreingruslehmsand (aus devonischem Sandstein) [dySSm: pfl-(zz2)II(^s-d,Lol)/pfl-(zz2)Is(Lol,^s-d)/pfl-zzIs(^s-d)]								
WRB:		Dystric Stagnosol (Humic, Loamic, Amphiraptic)								

Tab. 17: Korngrößen – Profil Nr. LGB: BIW 043

Tiefe	Horizont	T	FU	MU	GU	U	FS	MS	GS	S	Bodenart	Grobbodenart	Grobbodenanteil
23	Bsh+Aa	30	11	16	10	37	13	15	6	34	Lt2		
38	Bsh-Sw	27	9	14	11	34	16	17	6	39	Lt2	2	kit
48	Bsh-Sw	18	8	12	12	31	18	23	10	51	Ls3	3	koh
60	II Bs-Sd	9	6	9	10	24	25	33	10	67	SI3	4	kit
80	II Bv-ilCv	4	3	6	10	19	29	38	11	78	Su2	3	shi
95	III ilCv	15	9	13	12	34	19	24	8	51	SI4	4	

Tab. 18: Bodenphysik – Profil Nr. LGB: BIW 043

Tiefe	Horizont	LK (Vol.-%)	FK (Vol.-%)	nFK (Vol.-%)	TW (Vol.-%)	GPV	TRD (g/cm3)
15	Aa	19.4	58.2	47.2	10.9	77.5	0.52
23	Bsh+Aa	17.1	53.9	40.9	13.0	70.9	0.73
38	Bsh-Sw	23.3	44.7	31.9	12.9	68.0	0.81
48	Bsh-Sw						1.45
60	II Bs-Sd						1.50
80	II Bv-ilCv						1.51

Tab. 19: Bodenchemie (Standardparameter) – Profil Nr. LGB: BIW 043

Tiefe	Horizont	pH (CaCl ₂)	pH (H ₂ O)	Corg (Masse-%)	N ges. (Masse-%)	C/N	KAK pot (cmolc/kg)	H-Wert (cmolc/kg)	Basensättigung (%)
-7	Of	3.07	3.78	37.10	1.61	23.0	82.52	80.14	2.9
15	Aa	3.66	4.10	9.33	0.60	15.6	35.98	35.62	1.0
23	Bsh+Aa	4.03	4.33	6.02	0.39	15.3	19.16	18.98	0.9
38	Bsh-Sw	4.04	4.40	2.47	0.16	15.2	10.33	10.25	0.8
48	Bsh-Sw	4.08	4.43	1.44	0.11	13.6	6.88	6.80	1.2
60	II Bs-Sd	4.29	4.54	0.29	0.03	11.2	2.00	1.97	1.5
80	II Bv-ilCv	4.38	4.62	0.08	0.01	7.3	0.76	0.74	2.6
95	III ilCv	4.00	4.41	0.08	0.02	3.5	2.98	2.89	3.0

Tab. 20: Bodenchemie (Schwermetalle, Spurenelemente) (Angaben in mg/kg) – Profil Nr. LGB: BIW 043

Tiefe	Horizont	As	Cd	Co	Cr	Cu	Hg	Ni	Pb	Zn	Cs137	Nb
-7	Of	7	0.23	2	16	14	0.49	10	107	53	346	1.4
15	Aa	8	0.50	5	46	11	0.20	17	38	33	42	3.9
23	Bsh+Aa	7	0.31	7	51	9	0.14	18	27	38	7	4.9
38	Bsh-Sw	6	0.05	11	41	4	0.09	16	13	38	3	4.5
48	Bsh-Sw	7	0.04	5	33	3	0.05	13	10	27	-2	3.3
60	II Bs-Sd	5	0.01	3	20	2	0.02	7	7	13	0	1.8
80	II Bv-ilCv	2	0.15	1	12	2	0.01	4	3	6	0	0.5
95	III ilCv	6	0.03	5	27	6	0.01	11	8	19	0	0.4

6.3.2 Übergangs(nieder)moor, Thierchbruch (Profil MOR 188)

Profil MOR 188 liegt im nördlichen Teil des Thierchbruchs, der hangabwärts in den Riedbruch übergeht. Der größte Teil des Thierchbruchs besteht aus geringmächtigen Moorböden. Inselhaft sind noch mächtige Torfe wie in Profil MOR 188 erhalten. Das Profil besteht aus einer 65 cm mächtigen Abfolge unterschiedlich stark zersetzter Torfe. Darunter finden sich 2 anmoorige Horizonte, die sich aus umgelagertem Bodenmaterial der liegenden Schichten gebildet haben. Die Basis des Profils bildet eine locker gelagerte Hauptlage.



Fig. 7: Profil MOR 188

Übergangs(nieder)moor, basenarm, aus flachem Hochmoortorf (Holozän) über Übergangsmoortorf (Holozän) über bimsaschearmem, lössführendem Lehm (Holozän) über tiefem bimsaschearmem, lössführendem, grusführendem Lehm (Hauptlage) mit Quarzit (Unterdevon)

Tab. 21: Profilbeschreibung – Profil Nr. LGB: MOR 188

Tiefe	Horizont	Bodenart	Zersetzungsgrad	Humus	Wurzel Int.	Wurzel Vert.	Packungsdichte	Farbe	Schichtuntergrenze	Petrographie, Stratigraphie, Bildungsprozess
-16	L								-16	
-14	Of								-14	organische Auflage
-10	Oh								-10	
4	uHw	Hu	z1	h7	w4	ua			4	
12	uHr	Hu	z3	h7	w2	ureg			12	Übergangsmoortorf, Holozän, organogen
22	llhHr	Hh	z1	h7	w0				22	
26	lll Ha	Hu	z5	h7	w0				26	
48	IV uHr1	Hn	z2	h7	w0				48	
65	IV uHr2	Hn	z4	h7	w0				65	
71	V fAa	Lt2		h5	w0		pd1	10YR 4/2	71	Lehm, Holozän, umgelagert
80	VI fAa	Ls3		h5	w0		pd1	10YR 5/3	80	
150	VII qGr	Sl4		h1	w0		pd2	10YR 6/3	150	grusführender Lehm, Hauptlage, soliflukktiv
Deutsche Klassifikation:		Übergangsniedermoor aus flachem Übergangsmoortorf über Niedermoortorf über schwach Reingrus führendem Normallehm (aus Quarzit des Unterdevons, Lösslehm)								
		HNu: og-Hu\og-Hn/pfl-(zz2)ll(^q-du,Lol)								
WRB:		Dystric Rheic Fibric Folic Histosol								

Tab. 22: Korngrößen – Profil Nr. LGB: MOR 188

Tiefe	Horizont	T	FU	MU	GU	U	FS	MS	GS	S	Bodenart	Grobboden-art	Grobboden-anteil
71	V fAa	26	17	16	14	46	14	11	3	28	Lt2		
80	VI fAa	20	7	12	12	30	25	21	4	50	Ls3		
150	VII qGr	16	10	11	17	38	23	20	4	46	Sl4	nz	3

Tab. 23: Bodenphysik – Profil Nr. LGB: MOR 188

Tiefe	Horizont	LK (Vol.-%)	FK (Vol.-%)	nFK (Vol.-%)	TW (Vol.-%)	GPV	TRD (g/cm3)
4	uHw						
12	uHr	27	67	57	10	94	0.10
22	II hHr	50	46	39	7	96	0.06
26	III Ha						
48	IV uHr1	9	80	59	21	89	0.20
65	IV uHr2	9	78	56	22	87	0.22
71	V fAa	11	72	55	17	83	0.34
80	VI fAa	10	61	54	7	71	0.72
150	VII qGr	10	52	41	11	62	1.00

Tab. 24: Bodenchemie (Standardparameter) – Profil Nr. LGB: MOR 188

Tiefe	Horizont	pH (CaCl ₂)	pH (H ₂ O)	Corg (Masse-%)	N ges. (Masse-%)	C/N	KAK pot (cmolc/kg)	H-Wert (cmolc/kg)	Basensättigung (%)
-10	Oh	4.32	4.61	41.79	1.92	21.8	51.67	50.07	3.1
4	uHw								
12	uHr	3.34	3.79	46.39	1.48	31.4	81.95	66.09	19.4
22	II hHr	4.66	4.94	36.62	1.15	31.9	36.64	34.20	6.7
26	III Ha	4.54	4.85	33.64	1.99	16.9	33.97	32.52	4.3
48	IV uHr1	4.61	4.91	21.32	1.24	17.2	21.72	21.04	3.1
65	IV uHr2	4.61	4.90	26.69	1.19	22.4	20.31	19.77	2.7
71	V fAa	4.54	4.82	13.63	0.57	24.0	16.98	16.60	2.2
80	VI fAa	4.59	4.79	4.11	0.16	25.5	5.80	5.69	1.9
150	VII qGr	4.59	4.80	2.19	0.12	18.3	4.77	4.66	2.3

Tab. 25: Bodenchemie (Schwermetalle, Spurenelemente) (Angaben in mg/kg) – Profil Nr. LGB: MOR 188

Tiefe	Horizont	As	Cd	Co	Cr	Cu	Hg	Ni	Pb	Zn	Cs137	Nb
-10	Oh	13	0.62	6	23	53	0.56	8	68	37	29	0.5
4	uHw											
12	uHr	2	0.42	2	1	11	0.30	6	46	62	147	0.2
22	II hHr	31	0.44	14	32	24	0.19	5	45	33	0	0.1
26	III Ha	10	0.66	6	44	34	0.25	7	66	41	11	0.9
48	IV uHr1	4	0.13	3	92	22	0.22	10	27	50	18	2.8
65	IV uHr2	1	0.12	2	32	18	0.20	7	18	24	0	2.4
71	V fAa	2	0.10	2	45	14	0.22	10	15	28	0	4.2
80	VI fAa	2	0.03	3	29	5	0.07	12	12	39	0	7.5
150	VII qGr	3	0.02	5	33	6	0.06	19	11	65	0	13.3

6.3.3 Übergangs(nieder)moor aus Übergangsmoortorf (Holozän), Riedbruch

Profil MOR 200 befindet sich im zentralen Bereich des Riedbruchs. Es besteht aus einem ca. 45 cm mächtigen Niedermoortorf. Die Basis wird durch einen Tonschiefersaprolit gebildet. Zwischen der Torfauflage und der Basis befindet sich ein anmooriger Horizont, wahrscheinlich ein Rest einer umgelagerten Hauptlage.



Fig. 8: Profil MOR 200

Basenarmes Übergangs(nieder)moor aus Übergangsmoortorf (Holozän) über Lehmgrus (Holozän) über tiefem Schluffgrus (Basislage) aus Tonschiefersaprolith (Unterdevon)

Tab. 26: Profilbeschreibung – Profil Nr. LGB: MOR 200

Tiefe	Horizont	Bodenart	Zersetzungsgrad	Humus	Wurzeln Int.	Wurzeln Vert.	Packungsdichte	Farbe	Schichtuntergrenze	Petrographie, Stratigraphie, Bildungsprozess
-6	Oh									
13	I hH		z1	h7	w3	ureg			13	Hochmoortorf, Holozän, organogen, Übergangsmoortorf, Holozän, organogen
21	II uHw		z3	h7	w4	reg				
29	II uHrv		z3	h7	w4	ureg				
45	II uHrm		z4	h7	w4	reg			45	Übergangsmoortorf, Holozän, organogen
61	III fAa	Ls2		h5	w2	ureg	pd1	10YR 4/2	61	Lehm, Holozän, umgelagert
80	IV Gr-ilCv	Lu		h2	w1	lok	pd4	5Y 6/2 & Gley1 7/2	80	Lehmgrus, Basislage, soliflukktiv
Deutsche Klassifikation:		Basenarmes Übergangsniedermoor aus Übergangsmoortorf über Normallehmreingrus (aus Lösslehm, Quarzit des Unterdevons) über Fließtonschluffreingrus (aus Tonschiefer, Saprolith)								
WRB:		Dystric Rheic Fibric Histosol								

Tab. 27: Korngrößen – Profil Nr. LGB: MOR 200

Tiefe	Horizont	T	FU	MU	GU	U	FS	MS	GS	S	Bodenart	Grobbodenart	Grobbodenanteil
-6	Oh												
13	I hH												
21	II uHw												
29	II uHrv												
45	II uHrm												
61	III fAa	24	12	16	15	42	15	17	2	34	Ls2		
80	IV Gr-ilCv	25	16	24	19	58	8	5	4	17	Lu	zz	5

Tab. 28: Bodenphysik – Profil Nr. LGB: MOR 200

Tiefe	Horizont	LK (Vol.-%)	FK (Vol.-%)	nFK (Vol.-%)	TW (Vol.-%)	GPV	TRD (g/cm ³)
-6	Oh						
13	I hH						
21	II uHw						
29	II uHrv	24	66	55	11	90	0.15
45	II uHrm	6	75	53	22	81	0.32
61	III fAa	10	56	37	19	66	0.82
80	IV Gr-ilCv						

Tab. 29: Bodenchemie (Standardparameter) – Profil Nr. LGB: MOR 200

Tiefe	Horizont	pH (CaCl ₂)	pH (H ₂ O)	Corg (Masse-%)	N ges. (Masse-%)	C/N	KAK pot (cmolc/kg)	H-Wert (cmolc/kg)	Basensättigung (%)
-6	Oh	2.99		47.84	0.71	67.4	113.78	94.51	16.9
13	I hH	3.41		45.94	1.62	28.3	97.83	87.88	10.2
21	II uHw	3.25		47.18	2.26	20.9	79.83	72.95	8.6
29	II uHrv	3.10		46.32	2.15	21.6	91.41	83.01	9.2
45	II uHrm	3.00		39.69	1.75	22.6	77.77	71.82	7.7
61	III fAa	3.45		7.13	0.27	26.7	18.88	17.84	5.5
80	IV Gr-ilCv	3.71		0.69	0.08	9.1	8.17	7.71	5.6

Tab. 30: Bodenchemie (Schwermetalle, Spurenelemente) (Angaben in mg/kg) – Profil Nr. LGB: MOR 200

Tiefe	Horizont	As	Cd	Co	Cr	Cu	Hg	Ni	Pb	Zn	Cs137	Nb
-6	Oh	-2	0.07	0	-	3	0.03	2	2	38	27	0.1
13	I hH	19	0.34	3	2	8	0.13	8	37	31	37	1.0
21	II uHw	5	0.61	2	3	14	0.32	9	71	35	88	1.1
29	II uHrv	6	1.11	2	2	15	0.35	9	155	51	40	1.0
45	II uHrm	4	0.65	1	5	11	0.24	9	63	36	41	3.3
61	III fAa	1	0.04	1	14	4	0.10	6	16	10	0	5.1
80	IV Gr-ilCv	0	0.03	5	35	5	0.03	28	16	41	0	1.1

7. Literatur

AG Boden (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. 5. Aufl. Hannover.

DWA (2020): Bodenhydrologische Kartierung und Modellierung, Merkblatt DWA-M 922.

Felix-Henningsen (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge: Aufbau, Genese und quartäre Überprägung. Berlin.

Gauer, J. (2001): Die Hunsrückbrücher nach der forstlichen Standortskartierung des Hunsrück-Hauptkammes. – Telma 31: 221-229. Hannover.

Graafen, R. & D. König (HRSG.) (2017): Der Nationalpark Hunsrück-Hochwald. Sonderheft Koblenzer Geographisches

Kolloquium 39. Jahrgang., 2017. Koblenz.

Hahn, J., Müller, F. & J. Zemke (2017): Böden im Nationalpark Hunsrück-Hochwald und ihre geoökologischen Funktionen. IN: GRAAFEN, R. & D. KÖNIG (HRSG.) (2017): Der Nationalpark Hunsrück-Hochwald. Sonderheft. Koblenzer Geographisches Kolloquium 39. Jg., S. 73-98.

Hauenstein, M., Hoffmann, J. Prinz, K., Reck, H.-P., Zollfrank, U., Goldschmitt, M. (2015): Bodenzustandsbericht Rheinland-Pfalz, Morscheid-Riedenburg. (https://mueef.rlp.de/fileadmin/mulewf/Themen/Klima_und_Ressourcenschutz/Bodenschutz/Bodenzustand/Morscheid_Riedenburg.pdf).

- Hauenstein, M., Hoffmann, J. Prinz, K., Reck, H.-P., Zollfrank, U., Goldschmitt, M. (2018): Bodenzustandsbericht Rheinland-Pfalz, Birkenfeld. (https://mueef.rlp.de/fileadmin/mulewf/Themen/Klima_und_Ressourcenschutz/Bodenschutz/Bodenzustand/BZB_Birkenfeld_Bericht.pdf)
- Hölzer, A. (2019): Moose in Bohrkernen als Zeiger für die Entstehungsgeschichte der Brücher im Nationalpark Hunsrück-Hochwald (Rh. Pfalz, Deutschland). TELMA Bd. 49: 53-70. Hannover.
- Klauck, E.-J. (1994): Die Hochwaldregion: eine naturkundliche Betrachtung der Landschaft im West-Hunsrück. Mainzer naturwissenschaftliches Archiv 32: S. 191-267.
- Kopf, CH. (2020): Hypothese der Hangbruchgenese im Südwestdeutschen Mittelgebirge Hunsrück anhand hydrologischer, pedologischer und geobotanischer Untersuchungen in der Region des Nationalparks Hunsrück-Hochwald. Mitteilungen aus der Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft Rheinland-Pfalz Nr. 85/20.
- LGB, Landesamt für Geologie und Bergbau (2003): Geologische Übersichtskarte von Rheinland-Pfalz, 1:300.000. (GÜK300). Mainz.
- Lehmann, L. (1986): Biotopkartierung Rheinland-Pfalz, 2. Stufe Intensivkartierung Boden und Gestein. Unveröff. Gutachten im Auftrag des Landesamtes für Umweltschutz und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz.
- Lehmann, L. (1987): Abiotische Faktoren. In: Bielefeld, U. (1987): Naturschutzgebiet Ochsenbruch bei Börfink, Pflege- und Entwicklungsplan. Unveröff. Gutachten im Auftrag des Landesamtes für Umweltschutz und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz.
- Liedkte, H., Scharf, G., Sperling, W. (1973): Topographischer Atlas von Rheinland-Pfalz. Neumünster.
- LUWG (2010): Bodenhydrologische Karte Nahe / Rheinland-Pfalz Südwest. Soilution Dr. U. Steinrücken und Dr. T. Behrens GbR im Auftrag des LUWG, Bericht 6/2010 des LUWG.
- Meynen, E, Schmithüsen, J (1957): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands.
- Professur für Hydrogeologie (2020): <http://www.hydrology.uni-freiburg.de/bohy>.
- Reichert, H. (1973): Das Ochsenbruch bei Börfink. Ein schutzwürdiges Quellmoor im südwestlichen Hunsrück. Mitteilungen der Pollichia 20: 33-63.
- Reichert, H. (1975): Die Quellmoore (Brücher) des südwestlichen Hunsrücks. - Beiträge zur Landespflege in Rhld.-Pf. 3: 105 - 164.
- Reichert, H., Stets, J. (1980): Der südwestliche Hunsrück: Hochwald und Idarwald. Rheinischer Verein für Denkmalpflege und Landschaftsschutz. Köln.
- Scherrer (2006): Bestimmungsschlüssel zur Identifikation von Hochwasserrelevanten Flächen. Landesamt für Wasserwirtschaft Rheinland-Pfalz, Mainz. Bericht 18/2006.
- Scholtes, M. (2002): Die Brücher – Mittelgebirgsmoore im Hunsrück dargestellt am Beispiel des NSG „Hangbrücher bei Morbach“. TELMA. Bd. 36: 63-106. Hannover.
- Schüler, G., Kopf, C., Gorecky, A., Kruger, J.-P., Dotterweich, M., Seifert-Schäfer, A., Hoffmann, S., Scherzer, J., Kneisel, C., Trappe, J., Hill, J., Stoffels, J., Dotzler, S., Nink, S., Dehner, U., Steinrücken, U., Holzer, A., Schloss, S. (2020): Die Hangbrücher des Hunsrücks. Erkenntnisse aus dem Projekt MoorWaldBilanz – Kohlenstoffbilanzen bei der Renaturierung von Moorwäldern am Beispiel des Nationalparks Hunsrück-Hochwald. Mitteilungen aus der Forschungsanstalt für Waldökologie und Forstwirtschaft Rheinland-Pfalz Nr. 86/20.
- Schultheis, J. (2017): Forstliche Entwicklung im zentralen Bereich des Nationalparks Hunsrück Hochwald. Sonderheft.

Koblenzer Geographisches Kolloquium
39. Jg., S. 41-72.

Spies, E.-D. & Stets, J. (2004): Geologie und Böden im westlichen Hunsrück (Exkursion C am 15.04.2004). Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. N.F., Bd. 86, S. 77 – 108.

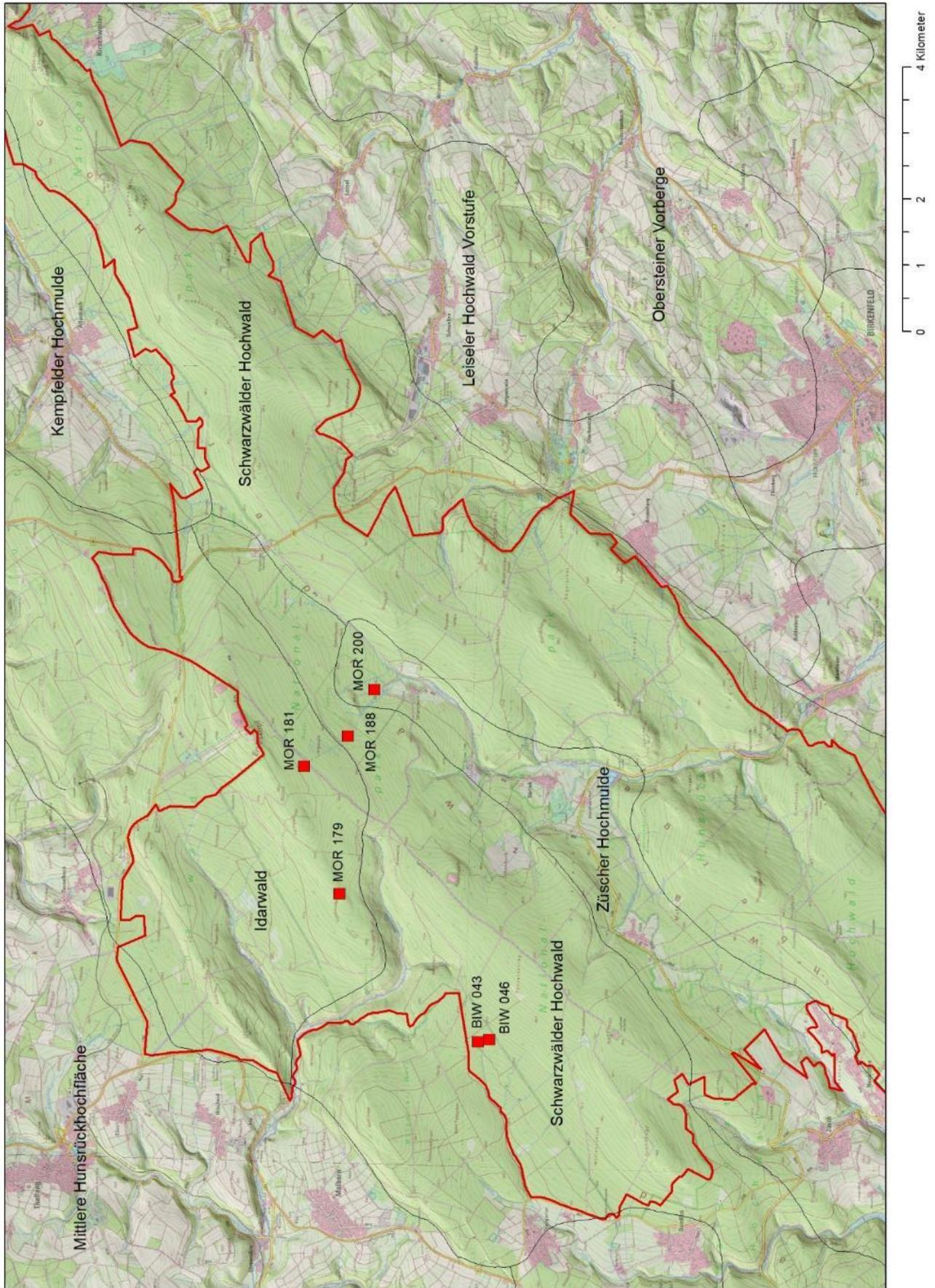
Stöhr, W. T. (1963): Der Bims (Trachyttuff), seine Verlagerung, Verlehmung und Bodenbildung (Lockerbraunerden) im

südwestlichen Rheinischen Schiefergebirge. In: Notizbl. Hess. Landesamt Bodenforsch., Bd. 91, S. 318 – 337.

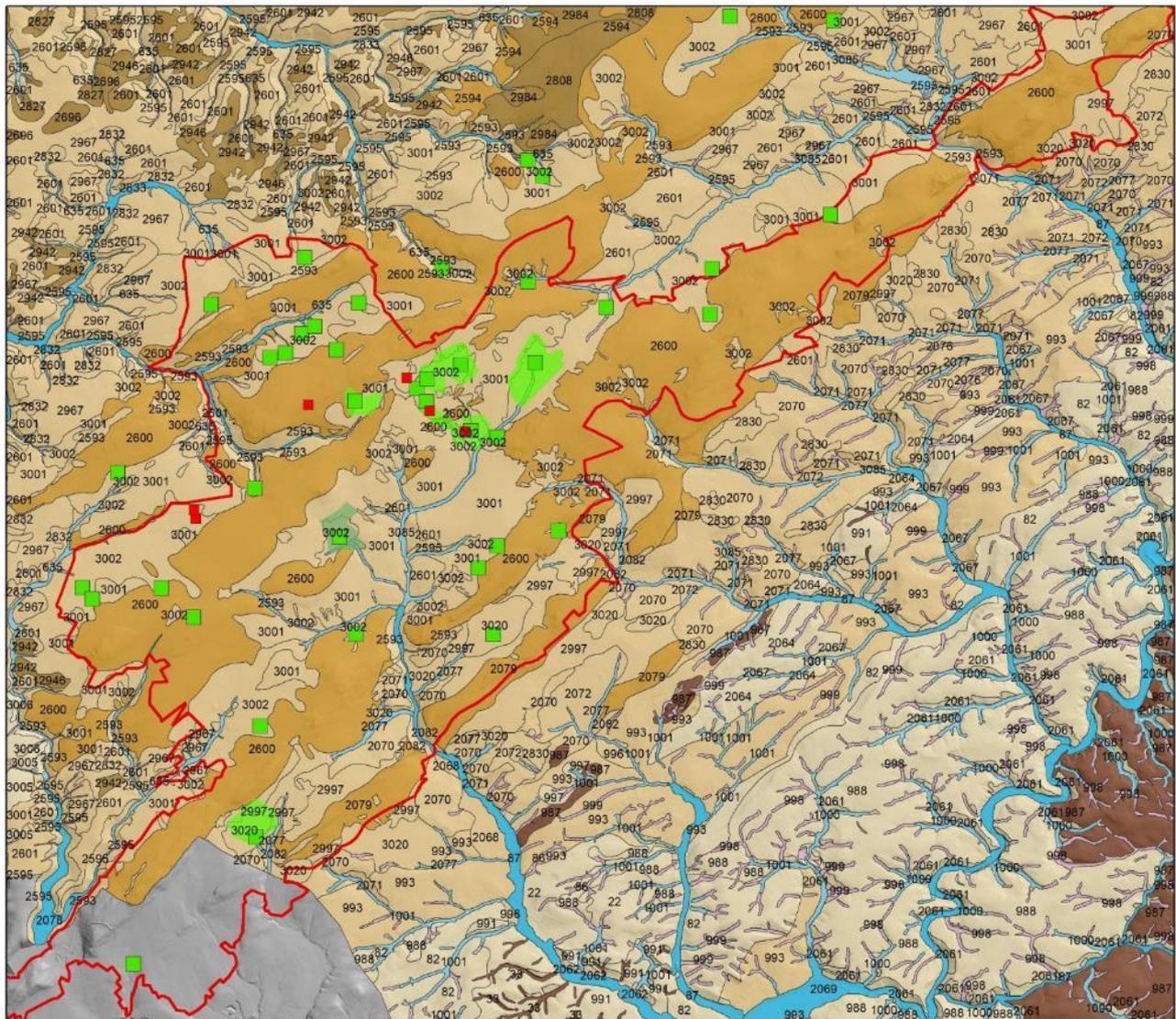
Werle, O. (1974): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 148/149 Trier Mertendorf. Bundesforschungsanst. für Landeskunde u. Raumordnung. Bad Godesberg.

Zemke, J. (2018): Anthropogenically altered runoff processes in a waterlogged headwater catchment within the National Park Hunsrück-Hochwald, Germany. – DIE ERDE 149 (2-3): 102-116.

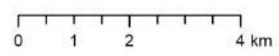
Karte 1: Lage der Exkursionsprofile



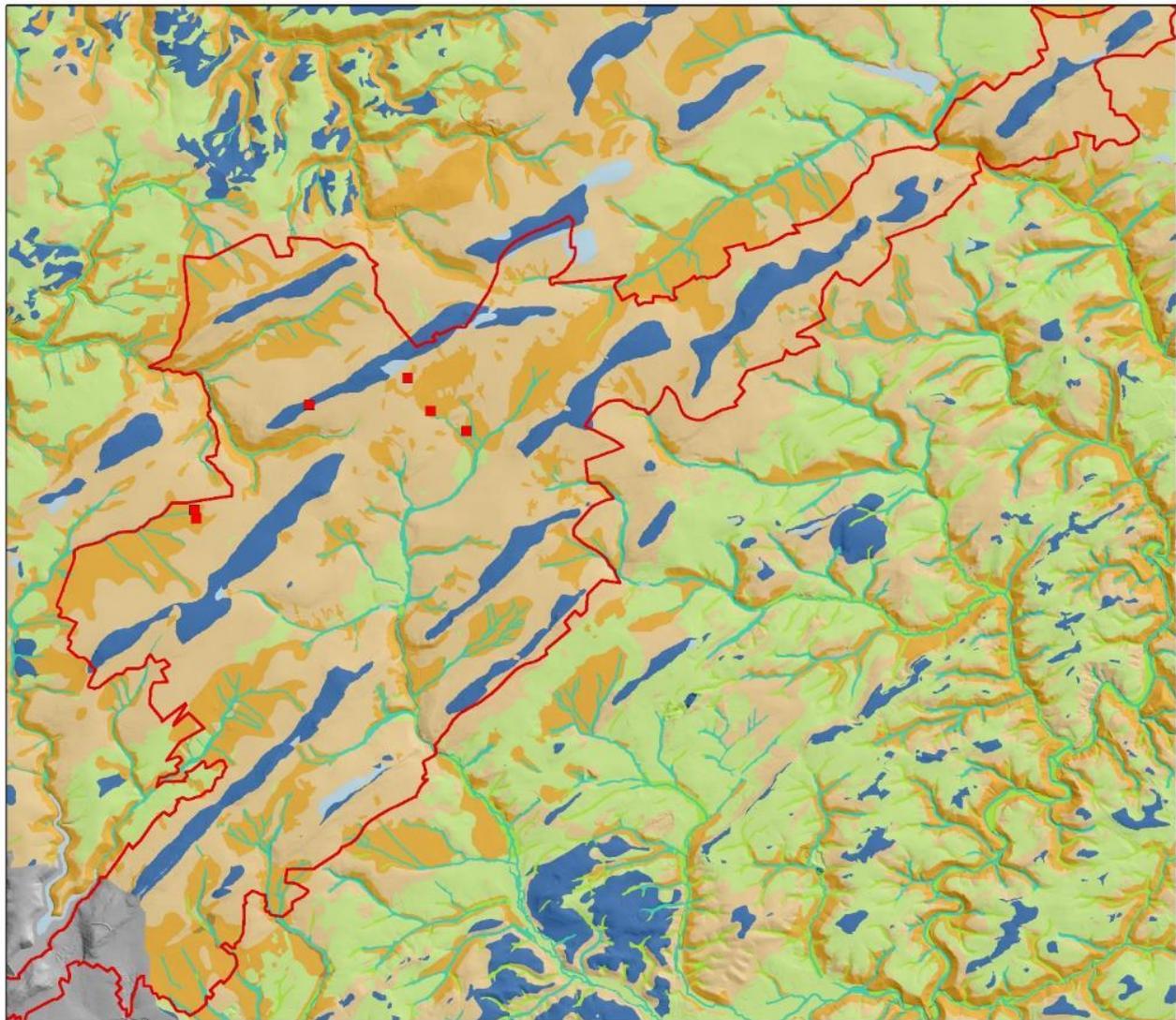
Karte 2: Ausschnitt aus der Bodenkarte 1 : 50.000 des LGB



- Profile DBG Exkursion
- Quellmoore, Brücher (Reichert 1975)
- Moorkartierung (Lehmann 1986)
- Moorkartierung LGB, Steinrücken (2017-2019)
- 2.1 Böden aus Auensedimenten
- 2.4 Böden aus überwiegend fluviatilen Talbodensedimenten
- 4.5 Böden aus Abschwemm Massen solifluidaler Substrate
- 7.2 Böden aus lösslehmarmen Solifluktsdecken
- 7.3 Böden aus löss- und lösslehmhaltigen Solifluktsdecken
- 7.4 Böden aus löss- und lösslehmreichen Solifluktsdecken
- 7.5 Böden aus bimsaschereichen Solifluktsdecken
- 8.1 Böden aus Schutt und Böden über Festgestein



Karte 3: Ausschnitt aus der Bodenhydrologischen Karte 1:50.000 des Landesamtes für Umwelt (LfU)



0 1 2 4 km

Abflussprozesse

- Tiefenversickerung
- Hortonscher Oberflächenabfluss (sehr schnell)
- Oberflächenabfluss, sehr schnell
- Oberflächenabfluss, schnell
- Oberflächenabfluss, langsam
- Unterirdischer Abfluss, schnell
- Unterirdischer Abfluss, mittel
- Unterirdischer Abfluss, langsam
- nicht beitragende Fläche
- Profile DBG Exkursion

C-02 Böden im UNESCO Global Geopark Vulkaneifel

Raimund Schneider¹, Andreas Schüller², Marcel Lorenz¹, Sören Thiele-Bruhn¹, Uli Buchs², Reinhold Jahn³

¹ Fach Bodenkunde, Fachbereich VI Raum- und Umweltwissenschaften, Universität Trier, Behringstraße 21, 54296 Trier

² Natur- und Geopark Vulkaneifel GmbH, Mainzer Straße 25, 54550 Daun

³ Institut für Agrar- und Ernährungswissenschaften – Bodenkunde und Bodenschutz, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Von Seckendorff-Platz 3, 06120 Halle (Saale)

1. Einleitung

Vulkaneifel – Geopark der ersten Stunde und durch Vulkanismus geprägte Böden

Die Vulkaneifel ist eine Mittelgebirgslandschaft mit einer einzigartigen geologischen Geschichte. Vor knapp 11.000 Jahren rauchten hier noch die Vulkane in einem Gebiet, das sich von Ormont an der belgischen Grenze bis nach Bad Bertrich nahe der Mosel erstreckt und wissenschaftlich als Westeifeler Vulkanfeld bezeichnet wird. Aber nicht nur der junge, quartäre Vulkanismus, der dieser Landschaft unzweifelhaft das prägende Gesicht gegeben hat, macht diese Region so interessant, es ist daneben auch die Vielfalt der geologischen Zeugnisse, die eine bis 400 Millionen Jahre zurückreichende Erdgeschichte hinterlassen hat. Die geologische Vielfalt und die besonderen vulkanischen Bildungen der Vulkaneifel sind die Basis für den Status als Geopark. Die wirtschaftliche Inwertsetzung des Geoerbes durch Geotourismus, geowissenschaftliche Öffentlichkeitsarbeit und Umweltbildung sind Kernaufgaben des Geoparks. Am 17. November 2015 erhielt die Vulkaneifel von der UNESCO die Auszeichnung als UNESCO Global Geopark.

Aus der großen geologischen Vielfalt resultiert eine Vielzahl verschiedenster Böden im Exkursionsgebiet, wobei im Rahmen dieser Exkursion der Fokus auf Bodenbildungen liegt, die durch vulkanisches Ausgangsmaterial (z.B. Tephra) bzw. den vulkanischen Formenschatz (z.B. Maare) geprägt sind. Auf der Basis der jeweiligen Bodeneigenschaften werden verschiedene standortsbezogene Themen erörtert. Insbesondere wird am letzten Exkursionsstandort "Windsborn Krater"

auch die Einführung einer neuen Bodenklasse – der Andosole – zur Diskussion gestellt.

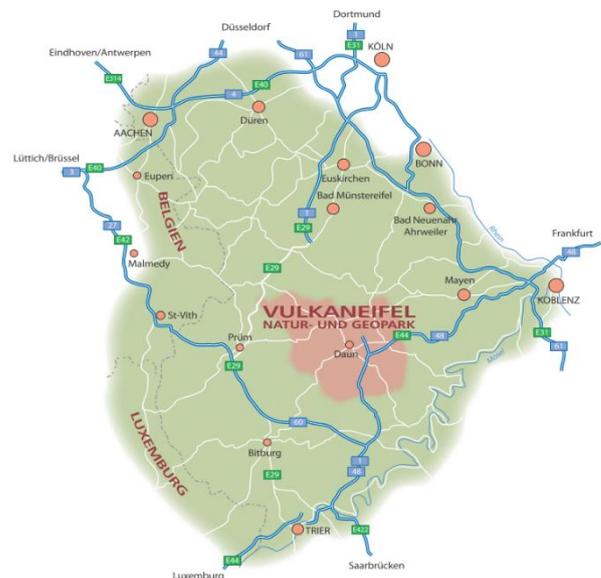


Fig. 1: Lage des Natur- und Geoparks Vulkaneifel (Quelle: Natur- und Geopark Vulkaneifel GmbH)

2. Exkursionsgebiet und -programm

Die Exkursion führt ins Westeifeler Vulkangebiet im Raum Daun (Fig. 1). Der erste Exkursionsstandort befindet sich in der Lava-grube am Wartgesberg bei Strohn (Fig. 2). Hier befindet sich eine große Grubenwand mit einem beeindruckenden, durch pleistozänen Permafrost geprägten Bodenprofil mit hervorragend ausgebildeten Frostmusterstrukturen, wie z.B. Eiskeilen. In unmittelbarer Nähe zur Grubenwand wird ein Bodenprofil vorgestellt, das durch Tephra als Ausgangsmaterial dominiert wird. Der dritte Stopp erfolgt in Gillenfeld am Vulkanhof, der zugleich eine Ziegenkäserei ist. Nach der Vorstellung eines ebenfalls vulkanisch geprägten Bodenprofils ist hier

eine Mittagspause mit Verpflegung vorgesehen. Danach führt der Weg nach Norden zum vierten Standort am Mosbrucher Weiher, einem verlandeten Maar. Hier werden Renaturierungsmaßnahmen des zugehörigen Moors thematisiert und ein Moorprofil wird vorgestellt. Das letzte Exkursionsprofil des Tages

befindet sich bei Bettenfeld am Windsborn-Krater, der zur Mosenberg Vulkangruppe gehört. Hier wird ein Leitprofil zur Etablierung der Andosole als neuer Bodenklasse in die deutsche Klassifikation/Systematik nach Kartieranleitung zur Diskussion gestellt.

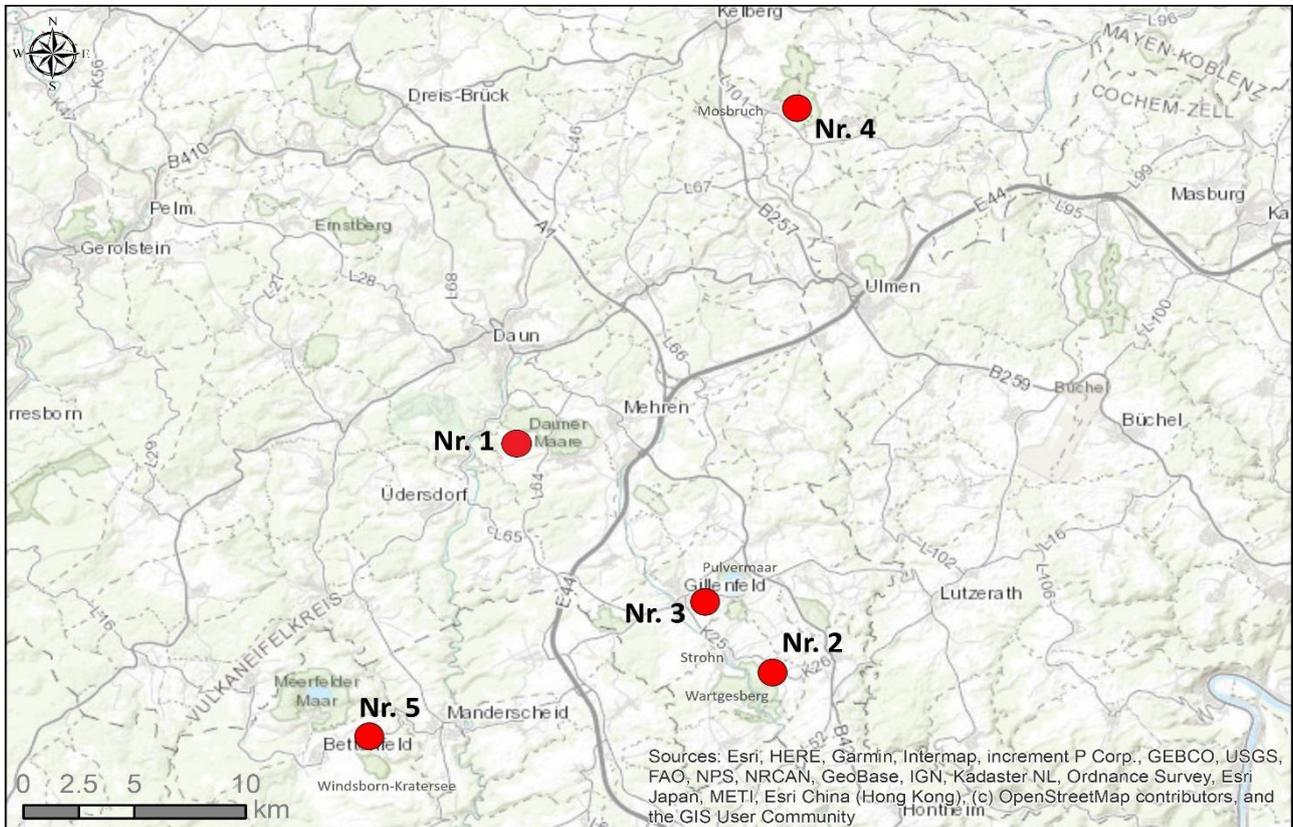


Fig. 2: Lage der Exkursionsstandorte

2.1 Geologie und Geomorphologie

Die für das rheinische Schiefergebirge typischen devonischen Sedimentgesteine zeigen das bekannte Muster der Störungszonen und -linien. Diese und die Hebung der Eifelregion (Mälzer et al. 1983) mit einer vom Moseltrog nach Norden zunehmenden Hebungstendenz zeigen Wirkung auf die Entstehung der Landschaftsformen, erkennbar u.a. an der Ausrichtung der Gewässersysteme in N-S Richtung. Dass sich das vulkanische Geschehen in der Vulkaneifel an den in der Erdkruste vorhandenen Störungszonen orientiert, wird gerade durch die rund um Gillenfeld entstandenen Vulkane, wie z.B. Pulvermaar, Wartgesberg, Sprinker Maar, Trautzberger Maar, Wollmerather Maar und der Wollmerather Kopf deutlich (Fig. 3). Südlich der

Gillenfelder Vulkangruppe dünnt das Westeifeler Vulkanfeld aus und findet mit den Bad Bertricher Vulkanen sein südöstliches Ende. Die Interpretation seismischer Daten (Ritter, 1999) führte zu den Modellvorstellungen des „Eifel-Plumes“, einer bis tief in den Erdmantel hineinreichenden schlauchartigen Anomalie unter der Eifel, der gegenüber den außerhalb liegenden Mantelbereichen um rund 150 °C höhere Temperaturen zugesprochen werden. Der Plume wird als bevorzugte Zone von Magmenbildung und –aufstieg interpretiert, die mitursächlich für den Eifelvulkanismus ist. Nach einer ersten vulkanischen Aktivitätsphase im Tertiär (vor ca. 45 bis 35 Millionen Jahren) hat vor allem der etwa vor 700.000 Jahren einsetzende, quartäre Vulkanismus das Landschaftsbild maßgeblich gestaltet. Der

bisher letzte Ausbruch ließ dann vor 10.900 Jahren den jüngsten Vulkan Deutschlands entstehen, das Ulmener Maar. An die 350 Ausbruchszentren sind in der Vulkaneifel bekannt. Die tertiären Vulkane sind dabei wegen ihres höheren Alters oftmals bis auf Rudi-

mente erodiert oder nur noch mit geophysikalischen Methoden nachweisbar. Die ca. 270 quartären Vulkane sind dagegen teilweise noch recht gut erhalten. Rund zwei Drittel dieser quartären Vulkane sind Tuff- und Schlackenvulkane, die als Kegel und Kuppen über die Landschaft herausragen.

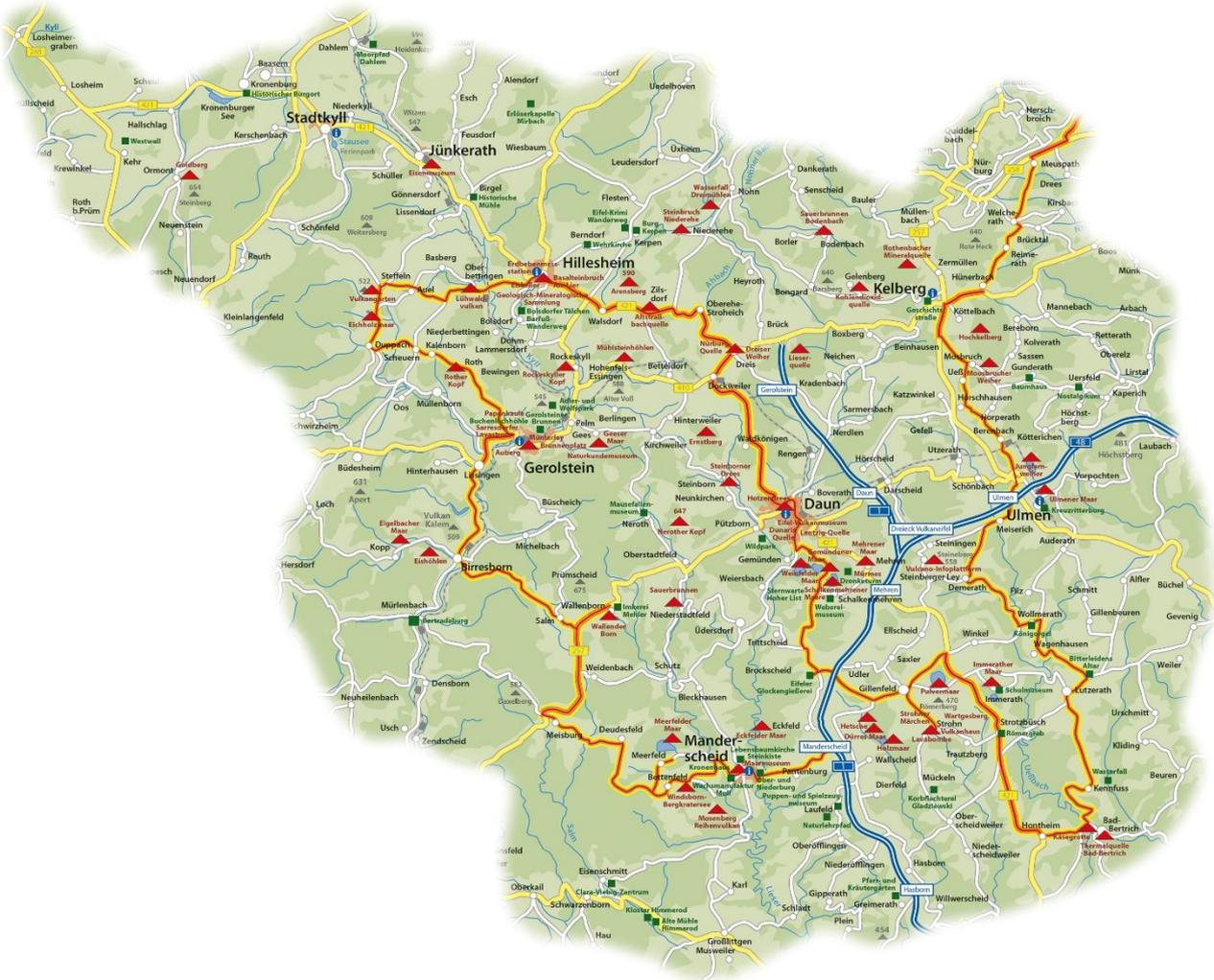
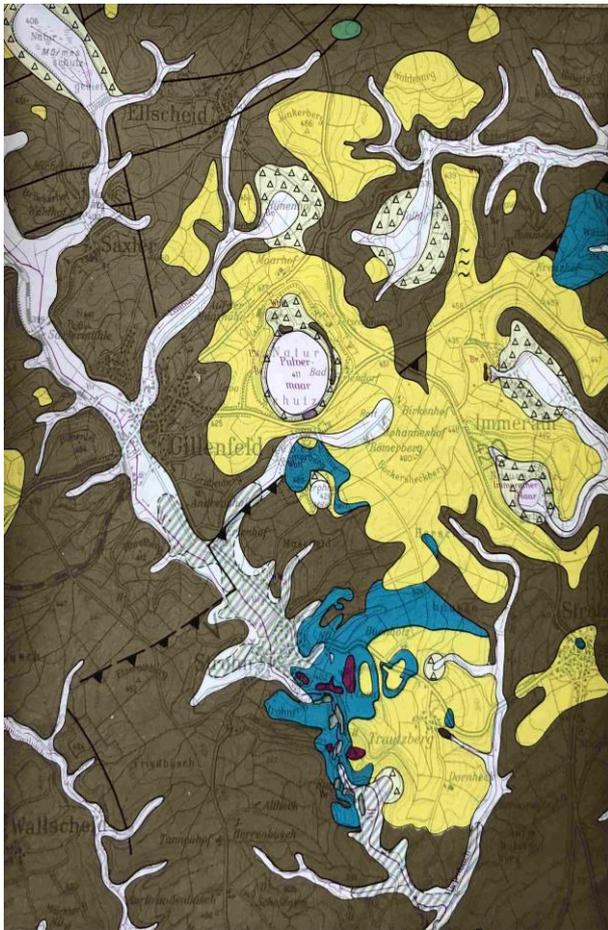


Fig. 3: Natur- und Geopark Vulkaneifel (Quelle: Natur- und Geopark Vulkaneifel GmbH o.J. a)

Die Vulkanregion rund um das Pulvermaar und den Wartgesberg ist quartären Alters und damit geologisch gesehen noch sehr jung (Fig. 4). Aktuelle Altersbestimmungen für die am Strohnner Wartgesberg ausgeflossenen Lavaströme lieferten ein Alter von ca. 30.000 Jahren (Mertz et. al. 2015). Bekannt ist die Vulkaneifel für ihre Vielfalt an vulkanischem Formenschatz (Fig. 5), berühmt für eine besondere Vulkanform als Ergebnis phreato-magmatischer Explosionen, die Maare, poetisch auch als die „Augen der Eifel“ bezeichnet (Fig. 8).

Es sind alle Entwicklungsstadien eines Maars zu finden, vom wassergefüllten Maar (Maar mit Maarsee) wie dem Pulvermaar über die verschiedenen Verlandungsstufen bis hin zum Hochmoor (z. B. Strohnner Määrchen und Dürres Maar, Mosbrucher Weiher) und den nur noch als mehr oder weniger flache Mulde in der Landschaft erkennbaren Trockenmaaren (z.B. Oberwinkeler Maar, Ellscheider Maar). Erfolgreiche Renaturierungsmaßnahmen an Maaren aus jüngster Zeit sind das Eichholz Maar bei Duppach und auch das Trautzberger Maar enthält seit 2014 wieder einen Maarsee.



Quartär Quaternary

vulkanische und vulkaniklastische Gesteine der Westeifel
volcanic and volcanoclastic rocks of the Westeifel

- Lavastrom / unter Bedeckung*)
lava flow / covered*)
- Schweißschlacken, Schlackenbreccie*)
welded scoria, unwelded scoria breccia*)
- schlackige Lapilli und Aschen eines Schlackenkegels*)
scoriaeous lapilli and ash of a scoria cone*)
- phreatomagmatische Tephra eines Schlackenkegels*)
phreatomagmatic tephra of a scoria cone*)
- Maar-Tephra*)
maar tephra*)
- schlackige Maar-Tephra*)
scoriaeous maar tephra*)
- Tephra eines Tuffrings*)
tephra of a tuff ring*)
- Kratersedimente eines Maars oder eines Tuffrings
crater sediments of a maar or a tuff ring
- phonolithische Maar-Tephra
phonolithic maar tephra
- tephritische Maar-Tephra
tephritic maar tephra
- tephritische Schlacken eines Schlackenringes
tephritic scoria of a scoria ring

*) foiditische oder basanitische Zusammensetzung
*) foiditic and basanitic composition

Sedimente sediments

- Alluvium
Alluvium
- Terrasse
Terrace
- Mittel- und Ober-Devon
Middle and Upper Devonian
- Unter-Devon
Lower Devonian

Fig. 4: Ausschnitt aus Vulkanologische Karte West- und Hocheifel, Büchel (1994)

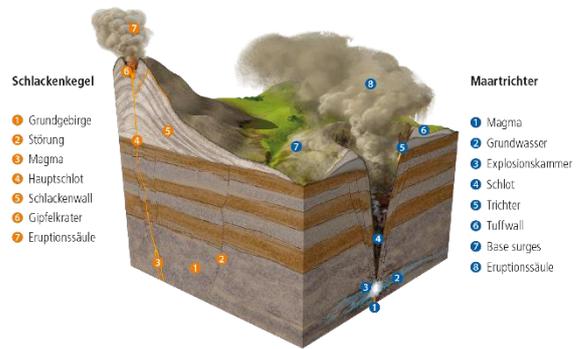


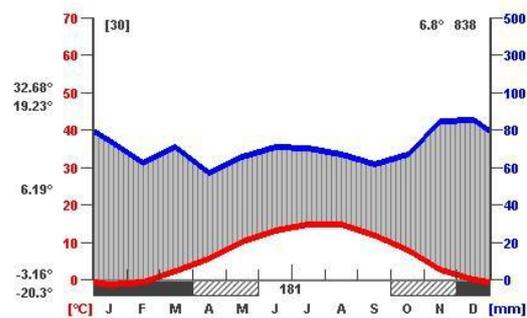
Fig. 5: Schlackenkegel und Maartrichter (Quelle: Natur- und Geopark Vulkaneifel GmbH o.J. b)

Aktuell hebt sich die Vulkaneifel immer noch, nach neuen Untersuchungen von Kreemer et al. (2020) um bis zu 1 mm pro Jahr. Die Wässer der vielen kohlendioxidhaltigen Mineralwasserquellen sind nicht nur ein Exportschlager, sondern die Quellen selbst sind auch Zeugnis dafür, dass die geologischen Vorgänge noch nicht zur Ruhe gekommen sind. Aber derzeit gibt es keine Hinweise auf eine akute vulkanische Aktivität.

2.2 Klima

Die Vulkaneifel ist der subatlantischen Klimaregion mit einem Cfb-Klima (warmgemäßigtes immerfeuchtes Regenklima mit warmen Sommern, n. Köppen) zuzuordnen.

Eifelmaare
FFH 5807-302 Mittelpunkt: 50.17° Breite, 6.87° Länge, 471.34m Höhe
Klimadiagramm nach Walter - Referenzdaten (1961-1990)



(c) 2009 Potsdam-Institut für Klimafolgenforschung

Fig. 6: Klimadiagramm Eifelmaare (Quelle: Struktur- und Genehmigungsdirektion Nord, Hrsg. 2017)

Das Potsdam-Institut für Klimaforschung hat ein Klimadiagramm für das FFH-Gebiet "Eifelmaare" erstellt (Fig. 6) und für dieses Gebiet eine mittlere Jahrestemperatur von 6,8°C und

einen mittleren Jahresniederschlag von 838 mm errechnet (Struktur- und Genehmigungsdirektion Nord (Hrsg., 2017), bei einer mittleren Höhenlage von rund 470 m üNN.

2.3 Vegetation

Als potenzielle natürliche Vegetation wären im Exkursionsgebiet mit typischer stark hügeliger Mittelgebirgsmorphologie vornehmlich Buchenwälder zu erwarten. Auch aktuell dominieren diese die Waldbestände mit Waldmeister-Buchenwäldern (Asperulo-Fagetum), Hainsimsen-Buchenwäldern (Luzulo-Fagetum) und Labkraut-Eichen-Hainbuchenbeständen (Galio-Carpinetum) (Struktur- und Genehmigungsdirektion Nord, Hrsg. 2017). In tieferen Lagen (Maarkessel, Senken, Flüsse, Bäche etc.) sind Auen-, Sumpf- und Bruchwaldstandorte verbreitet anzutreffen. Die zentralen Bereiche der Maare selbst sind entweder wassergefüllt (Pulvermaar, Dauner Maare etc.) oder verlandet und dann, je nach früherem bzw. derzeitigem Nutzungsstand als degradierte Hochmoore bzw. Nieder- und Übergangsmoore zu klassifizieren (Mosbrucher Weiher, Strohnher Märchen etc.).

2.4. Ausgangssubstrate und Böden

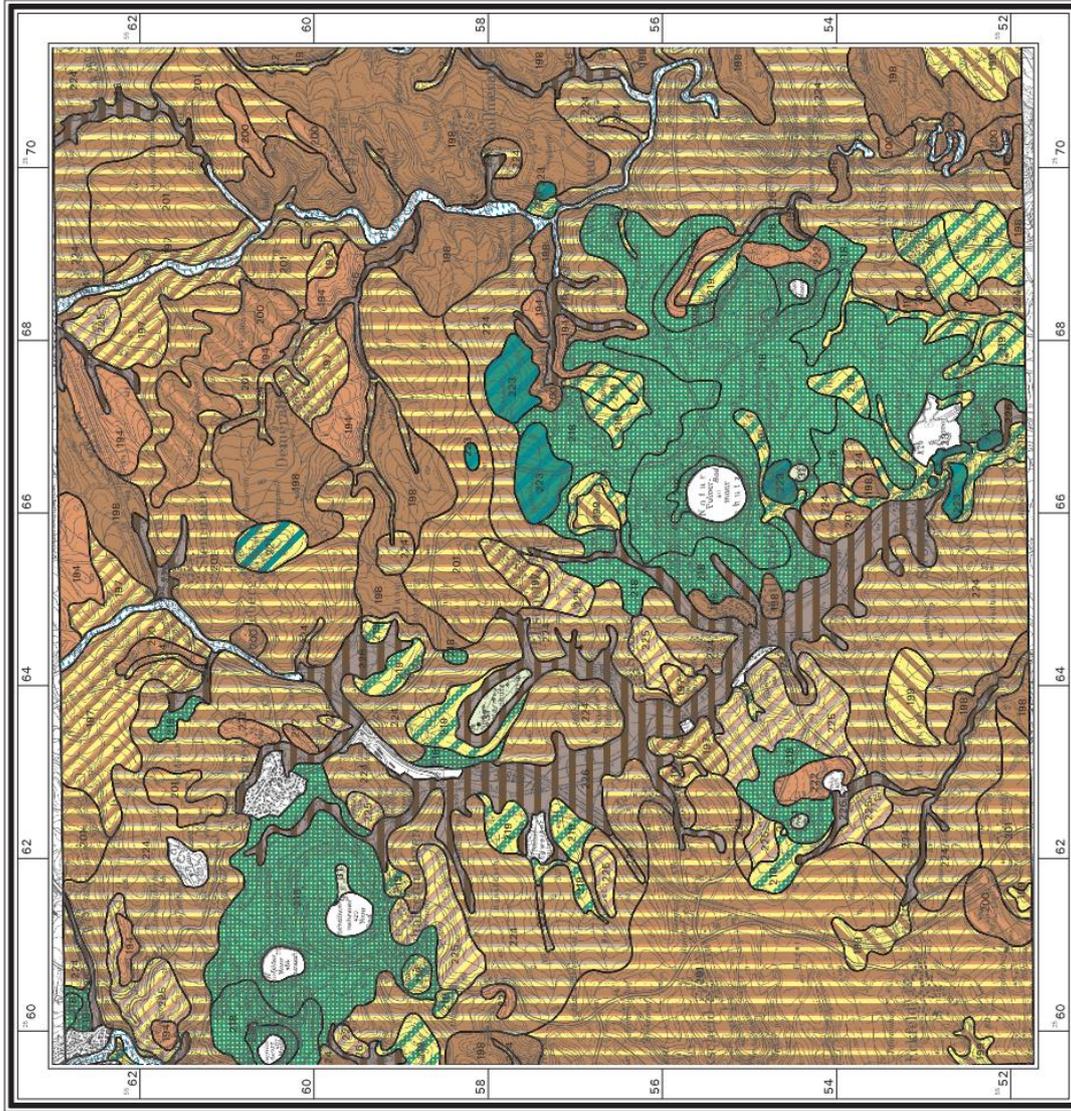
Bei den bis in die Oberböden relevanten Ausgangssubstraten für die Bodenbildung im Exkursionsgebiet dominieren die für das Mittelgebirge typischen periglazialen Lagen (Fig. 7). Ein Großteil davon enthält unterschiedliche vulkanische Anteile, wobei es sich vorwiegend um basische Tephren handelt. Böden aus vornehmlich Tephrenablagerungen ohne oder mit nur geringem Einfluss durch solifluidale Umlagerungen nehmen einen Flächenanteil von rund 10-15 % ein (Hauenstein u. Emrich 2016). Diese Deckschichten bestehen meist, entsprechend der multigenetischen Herkunft der Substrate aus vulkanischer Tätigkeit, Maargenese und periglazialen Einflüssen, aus pyroklastischen

Materialien mit unterschiedlichen Anteilen devonischer Gesteine und Lösslehm. Braunerden verschiedenster Ausprägung aufgrund vielfältiger Ausgangssubstrate sind im Exkursionsgebiet am verbreitetsten anzutreffen. In exponierter Lage unter aktueller oder ehemaliger Ackernutzung treten vermehrt erodierte Böden auf, bis hin zu Regosolen. Entsprechend finden sich in tieferen Lagen, Senken und Bachauen etc. kolluvial beeinflusste Böden, vielfach zusätzlich mit Grundwassereinfluss (alle Übergänge vom Kolluvisol bis zum Gley und sogar Moor). Aus der verbreitet auftretenden Dichtlagerung der Unterböden als Folge pleistozäner, solifluidaler Umlagerungsprozesse (Fließerden) resultiert ein merklicher Anteil an stauwasserbeeinflussten Böden mit Übergängen von Pseudogley-Braunerden bis zu Pseudogleyen. Auf erosionsgeschützten Verebnungen mit größerem Lösslehmanteil sind Lessivierungserscheinungen in den Böden feststellbar mit der Tendenz zur Parabraunerdbildung. Erwähnenswert sind auch die vor allem in den Tiefenbereichen der Maare anzutreffenden Nieder- bis Hochmoore. Von besonderem Interesse sind noch die aus lockeren Tephraablagerungen hervorgegangenen Lockerbraunerden, da der letzte Exkursionsstandort "Windsborn Krater" der Diskussion gewidmet ist, ob diese Böden teilweise nicht auch die Kriterien für eine Einordnung als Andosole erfüllen, mit dem Ziel die Klasse der Andosole neu in die bestehende deutsche Systematik, entsprechend der Bodenkundlichen Kartieranleitung, aufzunehmen.

2.5 Landnutzung

Für die Landnutzung ergibt sich laut Hauenstein u. Emrich (2016) folgende Verteilung: knapp 25% Ackerland, etwas mehr als 30 % Grünland und knapp 40% Waldflächen.

Karte der obersten Substratschicht von Rheinland - Pfalz 1: 50000



Blatt 5807 Gillenfeld



Substrate

162	Auenschluff / lehm (carbonatfrei)
225	Auen- und Solumsedimente (Lösslehm (2-3) / Pelite, Schiefer (Devon) (1-2) / feinen Quarzärterlial (1-2))
31	Moor oder Ammoor
194	Sandstein; Quarzite (Devon) / Periglaziale Lagen / Solumsedimente (Sandstein; Quarzite (Devon) (3-4) / silicische Sedimente (0-1))
197	Periglaziale Lagen / Solumsedimente (Lösslehm (1-2) / Sandstein; Quarzite (Devon) (1-2) / Pelite und Schiefer (Devon) (1))
198	Pelite und Schiefer (Devon) / Periglaziale Lagen / Solumsedimente (Pelite und Schiefer (Devon) (3-4) / Lösslehm (0-1))
199	Periglaziale Lagen / Solumsedimente (Lösslehm (2-3) / Pelite; Schiefer (Devon) (1-2))
200	Periglaziale Lagen / Solumsedimente (Pelite; Schiefer (Devon) (2-3) / Sandstein; Quarzite (Devon) (1-2))
201	Periglaziale Lagen / Solumsedimente (Pelite; Schiefer (Devon) (2-3) / Lösslehm (1-2) / Sandstein; Quarzite (Devon) (1))
224	Periglaziale Lagen / Solumsedimente (Pelite; Schiefer (Devon) (2-3) / Lösslehm (1-2) / feinen Quarzärterlial (1-2))
223	Periglaziale Lagen / Solumsedimente (Basische magmatische Feit- und Lösslehm (Quarzärterlial) (3-4) / div. Nebenkompenten (0-1))
222	Basische Tephren (in situ und natürlich umgelagert) / Kippsubstrate (Basische Tephren (3-4) / div. Nebenkompenten (0-1))
219	Periglaziale Lagen / Solumsedimente / Kippsubstrate (Lösslehm (2-3) / Basische Tephren (1-2))
226	Periglaziale Lagen / Solumsedimente (Lösslehm (1-2) / Tephren (Quarzärterlial) (1-2) / Sandstein; Quarzite (Devon) (1-2))
222	Vulkanisches effluviales Ablagerung; vorherrschend aus karbonatfreien dionischen Sedimentgesteinen

Bearbeitet von J. Hoffmann
 © Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland Pfalz
 Digitale Kartographie: M. Goldschmidt
 Digitalisierung: K. Prinz
 Topographische Darstellung auf Grundlage der TK50
 veröffentlicht mit Erlaubnis des Landesvermessungsamtes Rheinland-Pfalz
 vom 17.12.06, AZ.: Z.3880
 Stand: 10.11.2016

3. Beschreibung der Standorte und Bodenprofile

3.1 Standort 1 – Aussichtspunkt Dauner Maare

Der erste Exkursionsstandort "Dauner Maare" eignet sich bestens, um eine Einführung in die faszinierende Landschaft der Vulkaneifel und das Tagesprogramm zu geben (Fig. 8). Der rund 500 m über NN liegende Aussichtspunkt an der L64 wenige Kilometer südöstlich von Daun ermöglicht einen hervorragenden Blick auf zwei von drei unmittelbar benachbarten Dauner Maare, das Weinfelder Maar und das Schalkenmehrener Maar.



Fig. 8: Dauner Maar mit Standort 1 (Quelle: Google Earth)

Das Weinfelder Maar ist mit 51 m das tiefste, das Schalkenmehrener Maar mit rund 22 ha das flächenmäßig größte Maar der drei Dauner Maare (Fig. 9).

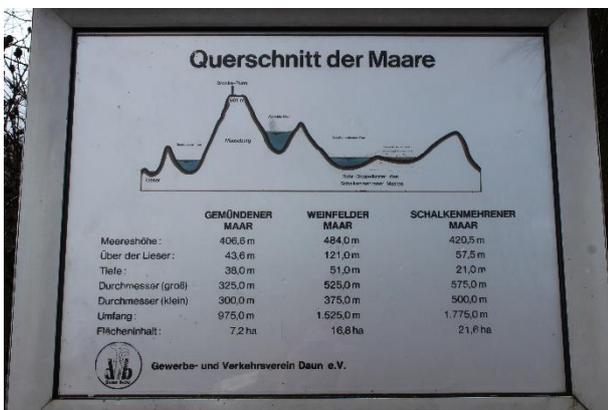


Fig. 9: Querschnitt der Dauner Maare (Quelle: Gewerbe- und Verkehrsverein Daun e.V.; eigene Aufnahme)

3.2 Standort 2 – Lavagrube Wartgesberg

Der Wartgesberg

Beim Wartgesberg-Vulkan (418 mNN), der durch einen Tagebau mittlerweile weitgehend abgegraben wurde, handelte es sich ursprünglich um einen Schlackenkegel mit einem Alter von rund 30 000 Jahren (Mertz et al., 2015), der somit im Weichsel-Hochglazial gebildet wurde. In den zentralen, tieferen Bereichen (aktuelle Tagebausoehle) wird massiver Basalt gewonnen. Dieser war von mehrere Zehnermetern mächtigen, vorwiegend schwarzen Tephraablagerungen des Wartgesberg-Ausbruchs überdeckt (vgl. schwarze grobkörnige Tephra am Fuß der Aufschlusswand in Fig. 13). Diese wiederum wird überlagert von bis zu viele Meter mächtigen rötlich-bräunlich gefärbtem Tephra-material, das dem Sprinker Maar-Ausbruch zuzuordnen ist. Da in diesem Material die hier vorgestellten Eiskeil-Pseudomorphosen ausgebildet sind, ist auch die zeitliche Entstehung des Sprinker Maares eindeutig dem Hochglazial zuzuordnen. Zusätzlich wurde das Gebiet noch mit Löss unterschiedlicher Mächtigkeit überdeckt.

Die Lavagrube der Firma Scherer

Die Lavagrube am Wartgesberg-Vulkan (Fig. 10) wird von der Firma Scherer Baustoffe mit Sitz in Kastellaun (Pächter) seit 1952 im Tagebauverfahren für den Vertrieb von Tephra und Basalt als Baustoffe, vorwiegend für den Straßenbau, betrieben. Die potenzielle Rohstofffläche umfasst 93 ha mit einem Abbauvolumen von rund 22 Mio. Tonnen. Die aktuell genehmigte Tagebaufläche liegt bei 48 ha (11 Mio. Tonnen Material, 3 Mio. Tonnen Abbaureserve) (<https://eifelvulkane.wordpress.com>). Die Erweiterung der Abbaufäche steht in der Diskussion.



Fig. 10: Lavagrube Wartgesberg mit Standort 2a und 2b (Quelle: Google Earth)

3.2.1 Standort 2a – Grubenwand Wartgesberg

Pleistozäne Frostmusterstrukturen

In einem rund 100 m breiten Aufschluss der östlichen Grubenwand ist der dreigliedrige Aufbau der Ablagerungen deutlich erkennbar (Fig. 13). An der Basis des Aufschlusses handelt es sich um schwarze Tephra, die dem Wartgesberg Vulkan mit einem Alter von rund 30 000 Jahren zuzuordnen sind. Darüber liegt eine mehrere Meter mächtige, jüngere, rötlich gefärbte Tephra als Produkt des direkt

südlich angrenzenden Sprinker Maar-Vulkans. Die Maarablagerungen beginnen mit einer gut sicht- und abgrenzbaren, rd. 50 cm mächtigen Schicht aus feinkörnigem ascheartigen Material mit sehr hohen Anteilen an „frischen“ Gesteinsbruchstücken von devonischen Grauwacken und Schiefen in ungeordneter Lagerung. Es handelt sich um vormals oberflächennahes umgelagertes Material (vermutlich base surge), welches auch zuerst wieder abgelagert wurde. Darüber folgen deutlich geschichtete Maarablagerungen mit einem geringeren Anteil an groben Grundgebirgsfragmenten. Zuerst findet sich eine pleistozäne Solifluktsdecke von erosionsbedingt wechselnder Mächtigkeit mit deutlichen Lösslehmanteilen.

Im Luftbild ist die großflächige Verbreitung der Eiskeilstrukturen östlich der Lavagrube sehr gut anhand des dunkler gefärbten Polygonnetzes mit einer Maschenweite von teilweise mehreren Zehnermetern sichtbar (Fig. 11). Bestens ausgebildete und sehr gut erhaltene große Eiskeil-Pseudomorphosen und weitere Kryoturbationserscheinungen in den Sprinker Maarablagerungen sind Zeugen intensiver und langer Permafrostodynamik im Hochglazial.



Fig. 11: Frostmusterstrukturen im Bereich des Wartgesbergs und der Ortschaft Trautzberg mit Lage des Bodenprofils (Quelle: LVermGeoRP)

Die freigelegten Eiskeile haben sich bis in mehrere Meter Tiefe in der Tephra des Sprinker Maares entwickelt und dabei Schulterbreiten von ebenfalls mehreren Metern erreicht (Fig. 12 und 13). Beim Füllmaterial handelt es sich vornehmlich um Lösslehm der letzten Kaltzeit und vorhandenes Verwitterungsmaterial. Aufgrund der feingeschichteten vulkanischen Tephra sind auch kryoturbationsbedingte Verwürgungsstrukturen bestens sichtbar. Die Schicht der Eiskeil-Pseudomorphosen wird von einer gut ausgebildeten Solifluktsdecke diskordant überlagert, was auf eine Bildung im Spätglazial schließen lässt.



Fig. 12: Eiskeil mit kryoturbationsbedingten Verwürgungsstrukturen (Quelle: eigene Aufnahme)



Fig. 13: Zwei Eiskeile mit Verwitterungsfächern in der unterlagernden schwarzen Tephra des Wartgesberg-Vulkans (Quelle: eigene Aufnahme)

3.2.2 Standort 2b – Bodenprofil Wartgesberg

Das Bodenprofil befindet sich auf der Ackerfläche östlich der Lavagrube (Fig. 11). Es handelt sich hierbei um eine Normbraunerde (Tab. 1 u. 2, Fig. 14) aus stark Reingrus führendem Fließlehmschluff (aus Tephra, Lösslehm) über Fließnormallehmreingrus (aus Tephra). Großflächige Kartierungen haben gezeigt, dass die durch die polygonalen Frustmusterstrukturen geprägten Flächen (Fig. 11) in den oberen 30 bis 45 cm durch ein solifluidal umgelagertes schluffig-lehmiges Gemisch aus Lösslehm und Tephra dominiert sind (Tab. 3). Außerhalb der Eiskeilpseudomorphosen steht im Profil ab einer Tiefe von 45 cm verwittertes Tephramaterial an, das dem Sprinker Maar-Ausbruch zuzuordnen ist. Dieses ist gekennzeichnet durch einen hohen Verfestigungsgrad, welcher infolge der Einwirkung verkittender Substanzen (Fe- und Al-Oxide) nach unten weiter zunimmt. Je höher der Anteil der Tephra mit der Tiefe wird, desto höher wird auch das Vermögen Phosphor zu binden (Tab. 7). Belegt wird das durch ein ungünstiges Verhältnis von pflanzenverfügbarem zum Gesamtphosphor (Tab. 5). Dies ist häufig mit Andosol-spezifischen Eigenschaften assoziiert. Die Ergebnisse des NaF-Tests (Tab. 7) deuten ebenfalls darauf hin, dass es sich beim Ausgangssubstrat um tephrahaltiges Material mit andischen Eigenschaften handelt. Die Lagerungsdichte (Tab. 4) sowie der Gehalt der oxalatlöslichen Fe- und Al-Oxiden (Tab. 7) würden eine Andosol-Klassifikation dennoch nach der neuen, in Bearbeitung befindlichen Kartieranleitung (KA 6) ausschließen. Ob der Boden jedoch als Übergangsstufe zwischen Aluandosol und Braunerde eingestuft werden kann, ist zu diskutieren.

Tab. 1: Standortbeschreibung – Wartgesberg

Substrat:	Grus führender Lehmschluff (aus tephrahaltiger Lösslehm) über Lehmgrus (aus Tephra)
Relief:	Oberhang, E-Exposition
Landnutzung:	Acker
Vegetation:	Getreide
Position:	50°06'22" N, 6°56'26" O, 429 m
MAP:	838 mm
MAT:	6.8°C



Fig. 14: Profil Wartgesberg Ackerfläche (Quelle: eigene Aufnahme)

Tab. 2: Profilbeschreibung und Bodenklassifikation – Profil Wartgesberg

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [M.-%]	Gefügestruktur	Humus	Durchwurzelung	Carbonat [%]	Ausgangsgestein	Stratigraphie
0-30	Ap	Uls	22.5	sub-kru	h3	5	0.00	V, Lol	qh
30-45	Bv	Lu	21.5	sub	h3	3	0.00	V, Lol	qp
45-85	II ilCv1	Ls4	62.5	koh	h1	0-1	0.05	V	qp
85-100+	II ilCv2	-	-	-	-	-	-	-	qp

Humusform: -

Deutsche Klassifikation: sehr basenreiche Normbraunerde, mitteltief verbraunt, aus stark Reingrus führendem Fließlehmschluff (aus Tephra, Lösslehm) über Fließnormallehmreingrus (aus Tephra); [euBBn:pf-(zz4)lu(V,Lol)/pf-lzz(V)]

WRB: wenn $\geq 5\%$ vulkanische Gläser bereits ≤ 25 cm unterhalb GOF starten: Eutric Endoskeletal Vitric Andosol (Aric, Loamic, Humic, Epiraptic, Siltic)

andernfalls: Eutric Endoskeletal Vitric Cambisol (Aric, Humic, Loamic, Epiraptic, Siltic)

Tab. 3: Bodenphysikalische Eigenschaften I – Partikelgrößenverteilung – Profil Wartgesberg

Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									Bodenart	
	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	U	S	KA5	WRB
0-30	10.1	11.3	7.2	22.9	21.3	10.6	16.4	54.9	28.6	Uls	SiL
30-45	20.6	11.6	6.7	22.1	20.8	9.5	18.5	52.4	28.8	Lu	SiL
45-85	20.4	19.4	10.4	11.5	11.4	6.1	20.9	28.9	50.2	Ls4	L
85-100+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 4: Bodenphysikalische Eigenschaften II – Profil Wartgesberg

Tiefe [cm]	pt [g cm ⁻³]	PV [Vol.-%]	LK [Vol.-%]	FK [Vol.-%]	nFK [Vol.-%]	TW [Vol.-%]	Kf [cm/d]	EW [kPa]
0-30	1.37	47.4	14.0	33.4	20.3	13.1	1662	1934
30-45	1.44	45.6	12.9	32.6	17.6	15.0	1188	2419
45-85	1.47	44.4	13.9	30.5	11.8	18.7	977	2992
85-100+	-	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 5: Bodenchemische Eigenschaften I – Profil Wartgesberg

Tiefe [cm]	pH [H ₂ O]	pH [CaCl ₂]	EL [mS cm ⁻¹]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{org} Vorrat [t ha ⁻¹]	C _{anorg} [mg g ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	C/N	C _{mic} [μg g ⁻¹]	N _{mic} [μg g ⁻¹]	P _t [μg g ⁻¹]	P (CAL) [μg g ⁻¹]	K (CAL) [μg g ⁻¹]
0-30	6.65	5.96	97	17.1	54.3	0.000	1.7	10.2	292.4	43.8	840	50.6	126.3
30-45	6.74	6.15	113	15.2	25.9	0.000	1.6	9.8	188.8	26.2	983	57.0	198.0
45-85	6.80	6.21	84	5.6	12.5	0.005	0.6	8.7	17.1	3.1	1721	17.2	495.6
85-100+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 6: Bodenchemische Eigenschaften II – Profil Wartgesberg

Tiefe [cm]	KAK _{eff} [mmol _c kg ⁻¹]	BS [%]	Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Mn	H
			[mmol _c kg ⁻¹]							
0-30	78.9	99.8	0.7	5.3	43.7	29.0	0.1	0.0	0.1	0.0
30-45	83.7	99.9	1.1	8.6	43.5	30.5	0.0	0.0	0.1	0.0
45-85	101.3	99.9	1.1	19.6	44.3	36.1	0.0	0.0	0.1	0.0
85-100+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 7: Bodenchemische Eigenschaften III – Profil Wartgesberg

Tiefe [cm]	Fe _{tot} [g kg ⁻¹]	Fe _o [g kg ⁻¹]	Fe _d [g kg ⁻¹]	Al _o [g kg ⁻¹]	Mn _o [g kg ⁻¹]	Si _o [g kg ⁻¹]	Al _o + ½ Fe _o [%]	Fe _o /Fe _{tot}	Fe _o /Fe _d	P-Retention [%]	NaF-Test [pH]
0-30	43.65	6.54	9.98	2.22	0.51	1.09	0.55	0.15	0.65	73.2	9.51
30-45	26.18	6.32	9.97	2.33	0.56	1.12	0.55	0.24	0.63	62.8	9.57
45-85	30.31	8.76	14.93	6.34	0.44	4.18	1.07	0.29	0.59	99.0	10.20
85-100+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

3.3 Standort 3 – Vulkanhof am Pulvermaar

Der Vulkanhof

Den Vulkanhof am Ortsrand von Gillenfeld gibt es seit 1961. Im Jahre 1995 wurde er von Milchviehhaltung komplett auf Ziegenhaltung mit Ziegenkäserei umgestellt (<https://www.vulkanhof.de>). Der Vulkanhof liegt auf der südöstlichen Abdachung der mächtigen Auswurfmassen des Pulvermaares (Fig. 15). Im Jahre 2013 wurde direkt am Vulkanhof in Kooperation mit dem Natur- u. UNESCO Geopark Vulkaneifel zu touristischen Zwecken ein Bodenprofil präpariert und eine Infotafel zum Thema "Ohne Boden keine Lebensmittel" aufgestellt.



Fig. 15: Pulvermaar (Quelle: Google Earth)

Das Pulvermaar

Das fast kreisrunde Pulvermaar (Fig. 15) mit einem Alter von 20-25000 Jahren gilt allenthalben als das "Bilderbuchmaar" der Eifel, bei dessen Anblick die Bezeichnung "Augen der

Eifel" unmittelbar nachvollziehbar wird. Der Maarsee nimmt eine Fläche von mehr als 30 ha ein und hat eine Wassertiefe von beachtlichen 73 m, womit es zu tiefsten Seen Deutschlands zählt. Von den ursprünglich vermutlich rund 40-50 m mächtigen Tuffwallablagerungen sind erosionsbedingt durchschnittlich nur noch 20-25 m erhalten (Eschghi 1999).

Das Bodenprofil

Fig. 16 zeigt das Bodenprofil Vulkanhof. Bei dem Boden am Vulkanhof Gillenfeld handelt es sich um eine Normbraunerde aus Grus führendem Normallehm (aus tephrahaltigem Lösslehm) über Gruslehm (aus Tephra) (Tab. 8 u. 9). Die lösslehmhaltige Solifluktsionsdecke, welche das Tephramaterial des Pulvermaar überlagert, erreicht im Profil eine Mächtigkeit von rund 30 cm. Solifluidale Prozesse führten zu einer Einarbeitung der Tephra bis in den lösslehmhaltigen Oberboden. Wie beim vorigen Bodenprofil am Standort 2b belegen bei diesem Boden einige Kennwerte (NaF, P-Sorption etc., Tab. 14) ebenfalls andische Eigenschaften, basierend auf dem Tephramaterial. Aber auch dieses Bodenprofil entspricht insgesamt jedoch nicht den Kriterien für Andosole hinsichtlich Bodendichte (Tab. 11) sowie $Al_{ox}+Fe_{ox}$ -Gehalte (Tab 14).

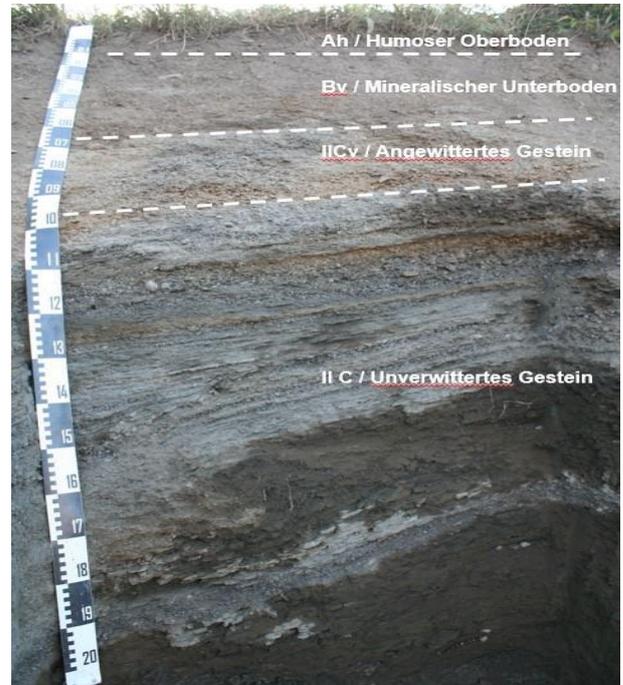


Fig. 16: Bodenprofil Vulkanhof in Gillenfeld (Quelle: eigene Aufnahme)

Tab. 8: Standortbeschreibung Profil Vulkanhof

Substrat:	Grus führender Normallehm (aus tephrahaltigem Lösslehm) über Gruslehm (aus Tephra)
Relief:	Mittelhang, W-Exposition
Landnutzung:	Grünland
Vegetation:	Wiese
Position:	50°07'44" N, 6°54'54" O, 438 m
MAP:	838 mm
MAT:	6.8°C

Tab. 9: Profilbeschreibung und Bodenklassifikation – Profil Vulkanhof

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [M.-%]	Gefügestufe	Humus	Durchwurzelung	Carbonat [%]	Ausgangsgestein	Stratigraphie
0-10	Ah	Ls3	31.5	kru	h4	5	0.00	V,Lol	qh
10-20	rAp	Ls3	30.8	kru	h3	4	0.00	V,Lol	qh
20-35	Bv	Ls3	31.8	kru	h3	3	0.00	Lol,V	qp
35-50	II ilCv1	Ls3	39.9	koh	h3	0-1	0.00	V	qp
90-110	II ilCv2	St2	34.2	-	h1	0	0.01	V	qp
130-150	II ilCv3	Uls	5.2	-	h1	4	0.02	V	qp
160-200	II ilCv4	Slu	11.1	-	h1	1	0.01	V	qp

Humusform:

Rhizo-L-Mull

Deutsche Klassifikation:

(Rhizo-L-Mull)Normbraunerde, sehr basenreich, mitteltief verbraunt, aus Fließreingrusnormallehm (aus Tephra, Lösslehm) über Fließreingrusnormallehm über tiefem stark Reingrus führendem Sandlehm (aus Tephra); eu.muBBn: pfl-zzll(V,Lol)/pfl-zzll(V)//vu-(zz4)sl(V)

WRB:

wenn $\geq 5\%$ vulkanische Gläser bereits ≤ 25 cm unterhalb GOF starten: Hypereutric Endotephric Epitric Andosol (Endoarenic, Humic, Epiloamic, Epiraptic)

andernfalls: Hypereutric Vitric Cambisol (Endoarenic, Humic, Epiloamic, Epiraptic)

Tab. 10: Bodenphysikalische Eigenschaften I – Partikelgrößenverteilung – Profil Vulkanhof

Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									Bodenart	
	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	U	S	KA5	WRB
0-10	18.0	15.6	12.3	12.4	12.8	9.6	19.1	34.7	46.0	Ls3	L
10-20	20.1	15.6	10.4	12.6	11.8	9.2	20.2	33.6	46.1	Ls3	L
20-35	20.8	15.5	11.1	11.1	11.7	9.8	19.9	32.6	47.5	Ls3	L
35-50	22.1	15.5	10.5	13.0	11.6	8.4	19.0	33.0	48.0	Ls3	L
90-110	44.0	31.7	7.5	3.3	2.3	1.7	9.4	7.3	83.3	St2	LS
130-150	9.5	11.2	19.3	20.4	20.1	9.6	9.7	50.1	40.1	Uls	SiL
160-200	5.3	19.9	13.9	20.4	19.0	10.4	10.8	49.8	39.0	Slu	L

Tab. 11: Bodenphysikalische Eigenschaften II – Profil Vulkanhof

Tiefe [cm]	pt [g cm ⁻³]	PV [Vol.-%]	LK [Vol.-%]	FK [Vol.-%]	nFK [Vol.-%]	TW [Vol.-%]	Kf [cm/d]	EW [kPa]
0-10	1.13	56.5	28.5	27.9	14.0	13.9	2042	914
10-20	1.16	55.6	30.0	25.6	11.4	14.1	1889	833
20-35	1.31	50.5	22.1	28.4	13.0	15.4	1138	1312
35-50	1.39	47.4	16.9	30.5	14.8	15.6	971	1410
90-110	-	-	-	-	-	-	-	-
130-150	-	-	-	-	-	-	-	-
160-200	-	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 12: Bodenchemische Eigenschaften I – Profil Vulkanhof

Tiefe [cm]	pH [H ₂ O]	pH [CaCl ₂]	EL [mS cm ⁻¹]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{org} Vorrat [t ha ⁻¹]	C _{anorg} [mg g ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	C/N	C _{mic} [µg g ⁻¹]	N _{mic} [µg g ⁻¹]	P _t [µg g ⁻¹]	P (CAL) [µg g ⁻¹]	K (CAL) [µg g ⁻¹]
0-10	6.08	5.46	133	28.4	22.1	0.00	2.9	9.9	5061.1	73.3	1461	37.6	427.0
10-20	6.10	5.42	94	22.3	17.8	0.00	2.4	9.4	337.3	42.9	1398	31.0	396.0
20-35	6.14	5.41	70	18.2	24.4	0.00	2.0	9.1	241.4	26.2	1600	28.8	326.5
35-50	6.20	5.47	58	14.8	18.6	0.00	1.7	8.7	189.7	15.8	1603	28.0	271.4
90-110	6.84	6.22	43	0.8	-	0.002	0.4	2.2	-	-	1725	4.2	181.5
130-150	6.72	5.99	38	0.9	-	0.002	0.6	1.5	-	-	1103	3.4	118.2
160-200	7.02	6.35	51	1.0	-	0.001	0.7	1.5	-	-	992	3.4	142.1

Tab. 13: Bodenchemische Eigenschaften II – Profil Vulkanhof

Tiefe [cm]	KAK _{eff} [mmolc kg ⁻¹]	BS [%]	Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Mn	H
						[mmolc kg ⁻¹]				
0-10	93.0	99.5	1.0	15.7	45.2	30.7	0.2	0.0	0.3	0.0
10-20	88.0	99.6	1.0	16.2	43.6	26.9	0.1	0.0	0.3	0.0
20-35	82.8	99.7	1.3	14.1	42.7	24.4	0.0	0.0	0.2	0.0
35-50	78.8	99.3	0.9	12.3	41.9	23.1	0.3	0.0	0.2	0.0
90-110	81.7	99.6	2.6	9.6	45.6	23.5	0.2	0.0	0.1	0.0
130-150	105.2	99.8	2.6	5.1	47.9	49.3	0.0	0.0	0.1	0.0
160-200	107.4	99.8	2.2	6.9	47.9	50.1	0.1	0.0	0.1	0.0

Tab. 14: Bodenchemische Eigenschaften III – Profil Vulkanhof

Tiefe [cm]	Fe _{tot} [g kg ⁻¹]	Fe _o [g kg ⁻¹]	Fe _d [g kg ⁻¹]	Al _o [g kg ⁻¹]	Mn _o [g kg ⁻¹]	Si _o [g kg ⁻¹]	Al _o + ½ Fe _o [%]	Fe _o /Fe _{tot}	Fe _o /Fe _d	P-Retention [%]	NaF-Test [pH]
0-10	31.66	6.53	9.87	5.25	0.64	2.58	0.85	0.21	0.66	68.1	9.58
10-20	24.42	6.74	11.42	4.52	0.65	2.43	0.79	0.28	0.59	80.5	9.67
20-35	30.33	6.09	10.70	5.31	0.80	2.43	0.84	0.20	0.57	84.2	9.78
35-50	25.84	6.52	8.85	4.58	0.71	2.36	0.78	0.25	0.74	82.4	9.80
90-110	34.40	1.69	3.34	1.95	0.29	5.73	0.28	0.05	0.51	98.9	9.72
130-150	25.53	3.40	7.40	1.85	0.51	1.55	0.36	0.13	0.46	98.0	9.47
160-200	28.93	3.55	4.50	1.50	0.59	1.51	0.33	0.12	0.79	98.0	9.57

3.4 Standort 4 - Mosbrucher Weiher

Mit dem Mosbrucher Weiher (Fig. 17) wird der nördlichste Standort der Vulkaneifel-Exkursion erreicht.



Fig. 17: Mosbrucher Weiher (Quelle: Natur und Geopark Vulkaneifel)

Im Zuge der Verlandung von Maarseen bildeten sich vielfach Moore vom Typ Nieder- bzw. Übergangsmoor. Wirtschaftliche Interessen führten nach dem Krieg dazu, Maarsenken zur Torfgewinnung und landwirtschaftlichen Nutzung zu entwässern bzw. zu kultivieren. Besonders Moore rücken derzeit als Kohlenstoffsenken im Zusammenhang mit dem Klimawandel jedoch wieder verstärkt in den Fokus des Interesses. Initiiert im Rahmen des EU-Projektes „LIFE+“ erfolgen seit 2011 umfangreiche Maßnahmen zur Wiederherstellung von Mooren in Eifel und Hunsrück. Bei einem der Projektgebiete (auch als FFH-Gebiete ausgewiesen) handelt es sich um die „Eifelmaare“ (FFH 5807-302, bnl u. VISENDA GmbH 2017), zu denen auch der Standort Mosbrucher Weiher gehört. Das Gebiet des Mosbrucher Weihers wurde 1939 unter Landschaftsschutz gestellt und 1980 zusammen

mit dem angrenzenden Hochkelberg zum Naturschutzgebiet erklärt (<https://www.geopark-vulkaneifel.de>). Beim Mosbrucher Weiher handelt es sich genetisch um ein junges, pleistozänes Maar. Die Bezeichnung Weiher resultiert aus der Anlage eines künstlichen Dammes zum Wasseranstau zwecks Nutzung als Fischteich (Geiger 2014). Die Trockenlegung erfolgte vermutlich Mitte der 30er Jahre des 19. Jahrhunderts (Geiger 2014). Seit einigen Jahren laufen nunmehr die Maßnahmen zur Moorrenaturierung. Hinsichtlich der Vegetation klassifizierte Geiger (2014) das Moor als Übergangsmoor; die verbreitete Bruchwald- und Gebüschvegetation indiziert aber eher ein Niedermoor.

Naturschutz und Moorrenaturierung im Mosbrucher Weiher

Gesetzliche Grundlage

Moore sind nach § 30 BNatSchG (2017) und § 15 LNatSchG (2015) „gesetzlich geschützte Biotope“ und werden in Anhang 1 der Flora-Fauna-Habitat (FFH)-Richtlinie (2006) in verschiedene FFH-Lebensraumtypen der Kategorie 7 „Hoch- und Niedermoores“ eingeteilt. Als FFH-Gebiete sind sie Teil von Natura 2000 Gebieten zum „Erhalt und der Wiederherstellung der biologischen Vielfalt in der Europäischen Union“ (Bundesamt für Naturschutz, 2014).

Es handelt sich um im Laufe von Jahrtausenden entstandene, sehr empfindliche Ökosysteme, die Lebensräume für viele seltene Tier- und Pflanzenarten (Ssymank et al., 2015) bieten. In Deutschland gehören sie zu

den stark bedrohten Lebensräumen, erbringen eine Vielzahl an Ökosystemleistungen und gewinnen im Kontext des Klimawandels durch ihr hohes Kohlenstoffspeichervermögen zunehmend an Bedeutung (Schmitt und Hoffmann, 2015).

Auch in Rheinland-Pfalz sind Moore sehr selten und kommen in der Eifel nur kleinflächig vor (Ostermann und Venz, 2016). Ein prägendes Landschaftselement in der durch Vulkanismus entstandenen Eifel sind die Maare, mit Wasser gefüllte Vulkankegel, die mit der Zeit verlanden. Auf diesen verlandeten Maaren haben sich Moore entwickelt; die einzigartig sind und in Deutschland hauptsächlich in der Eifel vorkommen. Dort gehören sie zum prägenden Landschaftsbild und sind daher von besonderem Wert für Natur und Mensch. Ihr Schutz dient nicht nur den bereits genannten Aspekten, sondern auch der Naherholung und Umweltbildung.

Um als Moor klassifiziert zu werden, muss das Substrat nach (Ad-Hoc-Arbeitsgruppe Boden 2005) zu mindestens 30 Masse% aus organischer Substanz bestehen und die Torfschicht eine Mächtigkeit von mindestens 30 cm haben. Nach Zech et al. (2014) muss die Torfmächtigkeit mindestens 40 cm sein bzw. 60 cm, wenn das Material aus mehr als 75 % Moosfasern besteht.

Gründe für den Moorschutz

Sowohl Tier- und Pflanzenarten haben sich speziell an den Lebensraum Moor angepasst. Durch den Rückgang der Moore sind diese hochspezialisierten Arten meist gefährdet bzw. vom Aussterben bedroht. Auf engem Raum sind hier Großseggenrieder, Rörichte, Nasswiesen, Zwischenmoor-Biotoptypen und dystrophe Moortümpel mit der darauf spezialisierten, seltenen Fauna zu finden.

Renaturierung

Die Renaturierung von Mooren stellt sich aufgrund ihrer langen Entwicklungsphase und des langsamen Wachstums oft als schwierig dar. Beispielsweise ist die Wiedervernässung von Hochmooren nicht ganz einfach, da sie auf nährstoffarmes Wasser angewiesen sind

(Zech et al., 2014). Über das Hangwasser werden meist viele Nährstoffe aus der umliegenden landwirtschaftlich genutzten Fläche eingetragen. Diesem Hangwasser müssten mit viel Aufwand zunächst die Nährstoffe entzogen werden (Bioreaktor), bevor es in das Moor gelangt. Ergriffene Maßnahmen zeigen daher unter Umständen nicht sofort den gewünschten Erfolg, sondern benötigen wie bei der natürlichen Moorbildung viel Zeit.

Der Mosbrucher Weiher mit dem Hochkelberg wurde Anfang 1980 als Naturschutzgebiet (NSG) ausgewiesen; parallel hierzu wurde immer wieder auf freiwilliger Basis Grunderwerb im Rand- und Kernbereich getätigt, um eine effektive Pufferzone um den Mosbrucher Weiher zu schaffen und Zugriff auf die Flächen zu bekommen. Die Fläche des NSG beträgt insgesamt 193 ha, die Kernfläche im Moor umfasst 20 ha.

Die Renaturierung der Moore dient nicht nur dem Lebensraumerhalt, sondern auch dem Artenschutz (Infoportal Moorschutz in Deutschland; Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz, Bau und Reaktorsicherheit, 2007; Schmitt und Hoffmann, 2015; Höfken, 2017).

Durch ihren einzigartigen Wasserhaushalt und die Lage weisen Moore wie der Mosbrucher Weiher auch ein eigenes Mikroklima auf. Aus Ihnen können – wie im Mosbrucher Weiher der Ueßbach - Bäche entspringen, welche ebenfalls einen wichtigen Beitrag zum Wasserhaushalt einer Landschaft leisten und sie können dem Hochwasserschutz dienen (Infoportal Moorschutz in Deutschland; Schmitt und Hoffmann, 2015; Höfken, 2017).

Gefährdungen

Eine besondere Gefährdung für die Moore stellt die Grundwasserabsenkung/ Wasserentnahme dar. Obwohl seit den 80er Jahren wiederholt ökotechnische Maßnahmen zur Wiedervernässung des Moorbereiches durchgeführt wurden, liegt der Wasserspiegel im Moor heute deutlich niedriger als in früheren Jahren und viele Moorbereiche sind oberflächlich ausgetrocknet. Durchgeführte Maßnahmen stützen sich auf gezieltes Nivellement und Auswertung alter Meliorationspläne.

Ob das oberflächlich zuströmende Niederschlagswasser allein die Wasserversorgung des Moores sicherstellen kann, erscheint fraglich.

Als weitere Gefährdungen sind zu nennen:

- Nährstoffeinträge durch Landwirtschaft
- Stoffeinträge aus diffusen Quellen
- Invasive Arten
- Tritt/Vieh
- Brache
- Störung durch Besucher

Eine Vielzahl von Renaturierungs- und Schutzmaßnahmen wurden im Mosbrucher Weiher bisher umgesetzt. Hierzu zählen u.a. der Verschluss von Gräben bzw. Entwässerungsgräben,

Gehölzrodungen im Moorbereich selbst (Fig. 18) sowie biotopspezifische Maßnahmen (Tab. 15).



Fig. 18: Flächen für Gehölzrodungen, Verschluss von Entwässerungsgräben und die Freistellung der Vorkommen schutzwürdiger Arten wie z.B. die Wundersegge, Moosbeere, Rundblättriger Sonnentau, Fieberklee usw.

Tab. 15: Biotopspezifische Schutzmaßnahmen für den Moorbereich des NSG Hochkelberg mit Mosbrucher Weiher

Ziel	Maßnahme
Entwicklung von Bruch- und Sumpfwald Entwicklung naturnaher Laubwaldbestände der mittleren Standorte Erhalt von Moorgebüsch Erhalt und Entwicklung von Feuchtwiesen	Sukzession von Moorgebüsch und Vorwald Pflanzung/Sukzession eines Wald-/Gehölzstreifens am Rand des Moors Alle 10 Jahre auf den Stock setzen Abmagerung durch mehrschürige Mahd mit Entfernung des gemähnten Materials und anschließender Erhalt durch einschürige Mahd.
Erhalt und Entwicklung nährstoffarmer Nasswiesen/-brachen Erhalt und Entwicklung von Moorheide und Zwischenmoor Erhalt und Entwicklung von Zwischenmoor (v.a. Torfmoos und Zwergsträucher) Erhalt und Entwicklung von Moortümpeln mit Verlandungsstadien aus Zwischenmoor- und Großseggenvegetation	Methode zur Abmagerung wie bei Feuchtwiesen Mahd im Winter Förderung der Sukzession durch Wiedervernässung und Entfernung von Gehölzen Anlegen von Moortümpeln, Grabenstau, Verfüllung von Gräben

Zustand, Mächtigkeit und räumliche Ausdehnung des Torfes im Mosbrucher Weiher wurden durch umfangreiche Kartierarbeiten im Jahre 2013 im Rahmen einer Bachelorarbeit im Fach Physische Geographie des FB VI der Universität Trier in Kooperation mit dem Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz und der Stiftung Natur und Umwelt Rheinland-Pfalz erfasst (Geiger 2014). Im Kernbereich des Mosbrucher Weihers wurden Moormächtigkeiten zwischen 3 und knapp 6 m erbohrt, wobei die größten Torfmächtigkeiten

im östlichen Bereich gefunden wurden (Fig. 19 u. 20). In den Bohrungsprofilen wurden verschiedene Substrate identifiziert: Schwarztorfe, Weißtorfe, organische Mudden und organo-mineralisches Material. Die für Hochmoore vorbehaltenen Begriffe von Weißtorf und Schwarztorf sind nach Ansicht der Autoren als Synonyme für den unterschiedlichen Degradierungsstatus im Torfkörper aufzufassen.

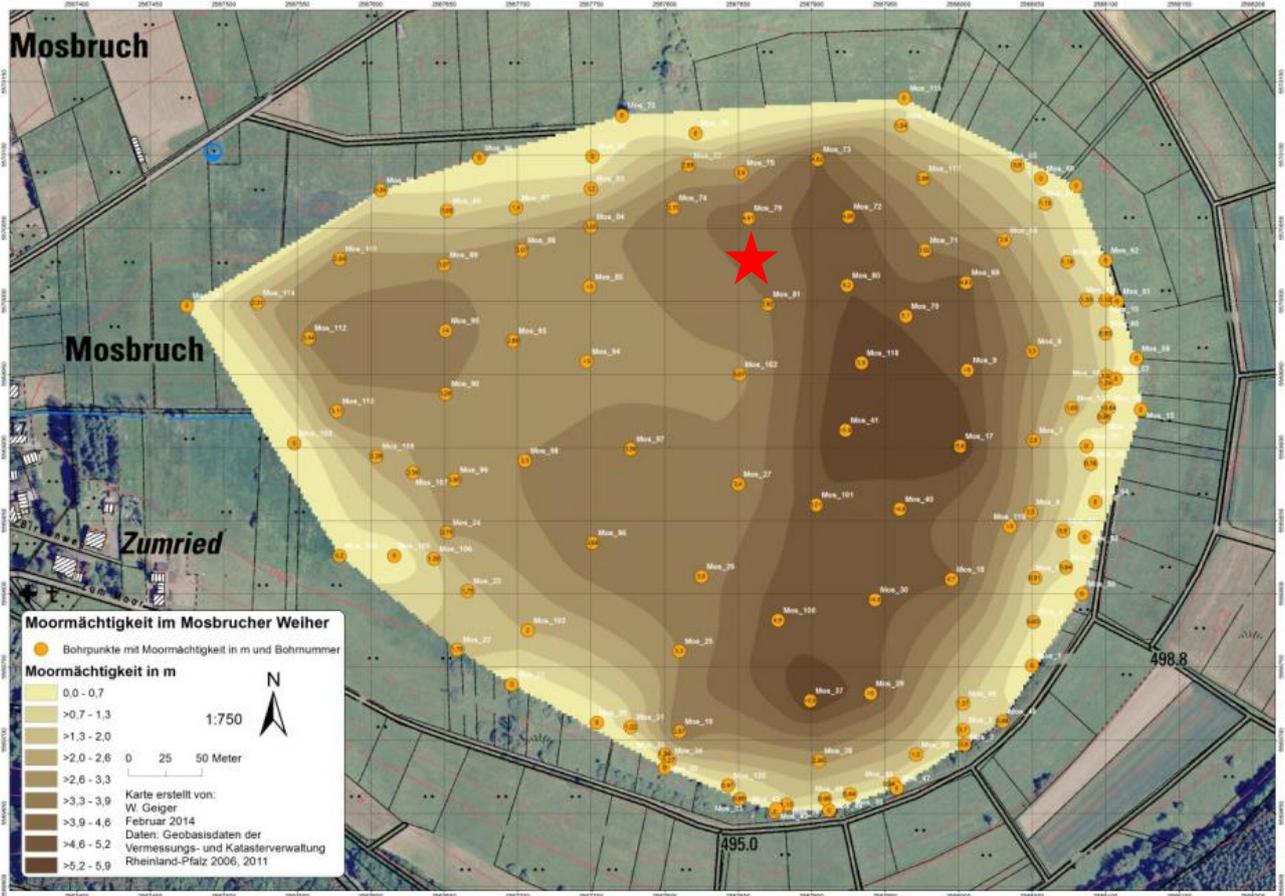


Fig. 19: Moormächtigkeiten im Mosbrucher Weiher (Geiger 2014)

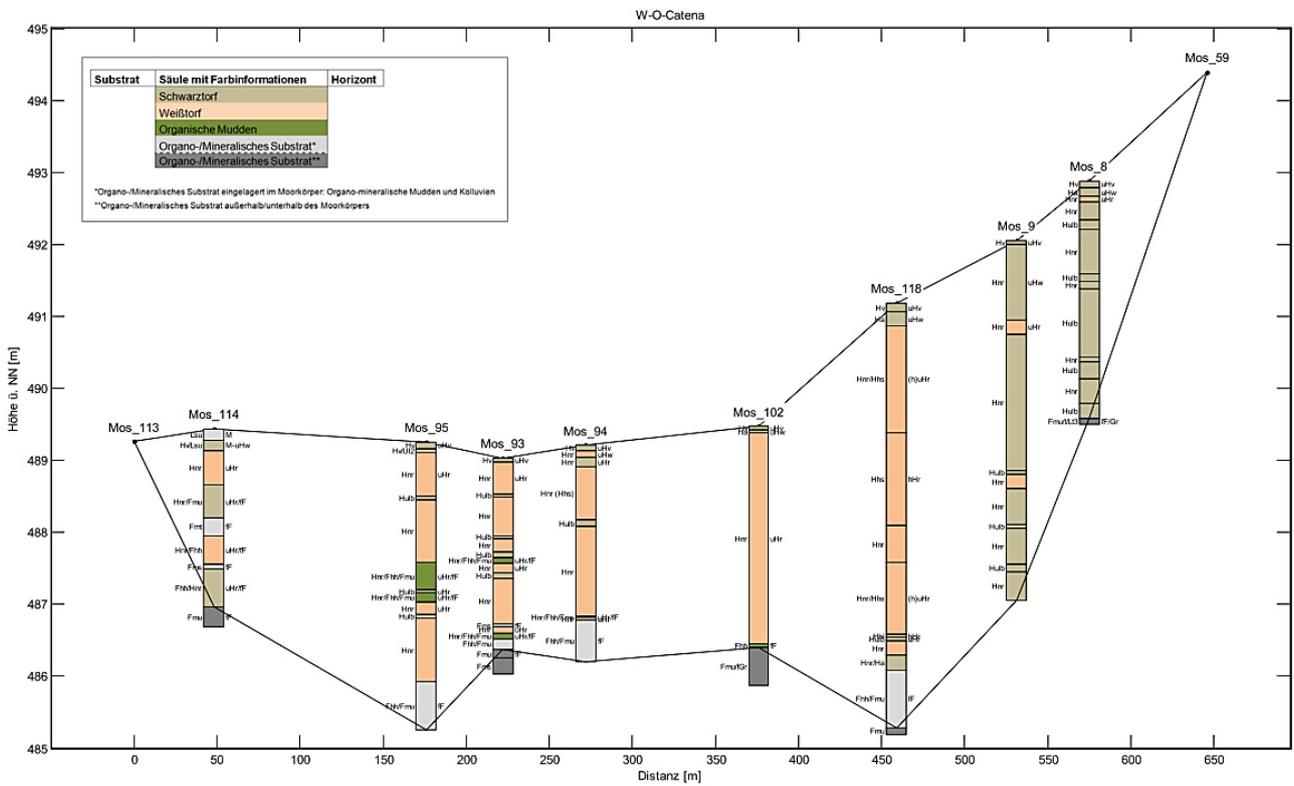


Fig. 20: W-O-Catena durch den zentralen Bereich des Mosbrucher Weihers (Geiger 2014)

Aus Fig. 20 wird der vertikale Aufbau im Moorkörper anhand einer W-O-Catena ersichtlich. Während im zentralen Bereich der Torfzustand besser ist (es dominiert „Weißtorf“), sind die Torfe im östlichen Randbereich stärker degradiert („Schwarztorf“). Vor allem im westlichen Randbereich ist ein landwirtschaftlicher Stoffeintrag bemerkbar. Daraus ergibt sich, dass das Moor in den Randbereichen als nährstoffreich, im Zentrum dagegen als mäßig nährstoffarm eingestuft wurde. Die oberflächennahen pH-Werte lagen auf der gesamten Fläche mit Werten von 5,4 bis 6,8 im schwach bis sehr schwach sauren Bereich (Geiger 2014).

Das im Folgenden vorgestellte Moorprofil wurde im nördlichen Teil des Mosbrucher Weihers (50°15'44,9" N, 6°57'05,6" O) erbohrt (s. Markierung in Fig. 20). Der Talkessel wird durch Hangzugswasser gespeist und über den Ueßbach entwässert. Er ist mit Niederwald und Gebüsch bestanden. Es dominieren feuchteliebende Gehölze wie Weiden, Pappeln, Erlen (Fig. 21). Die Vegetation wurde durch die genannten biotopspezifischen Schutzmaßnahmen in den letzten Jahren verändert.



Fig. 21: Vegetation am Standort des Moorprofils Mosbrucher Weiher.

Das Moorprofil am Standort wurde nach AG Boden (2005) als Norm-Niedermoor mit einer Torfmächtigkeit von 4,35 m kartiert. Nach Succow und Joosten (2001) ist es als mesotroph subneutrales Moor mit basenreichem, durchströmenden Mineralbodenwasser zu klassifizieren.

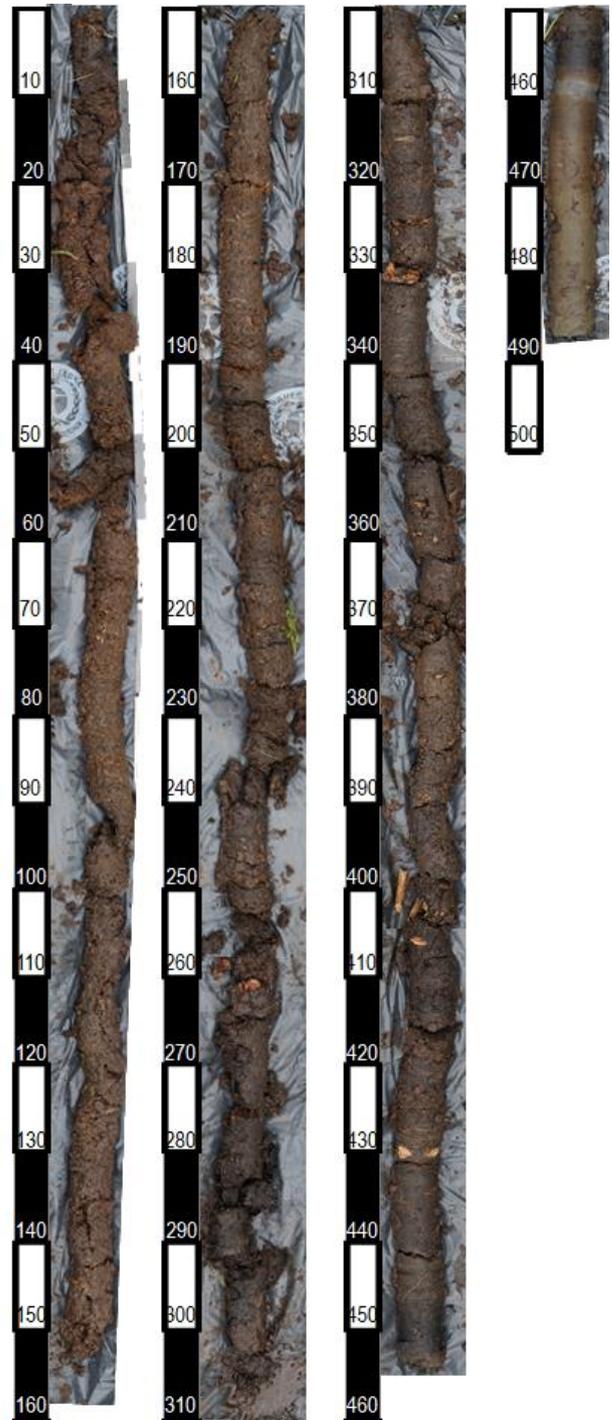


Fig. 22: Moorbodenprofil aus dem nördlichen Bereich des Mosbrucher Weihers.

Der Torfkörper wurde nach Farbe, Zersetzungszustand, Torfart und Strukturbildung in fünf Horizonte unterschieden (Tab. 16). Während in den oberen beiden Horizonten des Profils Vererdungsprozesse sichtbar waren – Aggregatbildung im Hw- und Hv-Horizont sowie starke Torfzersetzung (H8 nach von Post) im Hv-Horizont – waren die übrigen Torfhorizonte als unterschiedlich

braune bis schwarzbraune Substrate mit deutlichen Pflanzenstrukturen charakterisiert. Als wesentliche Torfbildner wurden Schilf, vermutlich auch Radizellen, sowie Bruchwald angesprochen. Holzreste, vermutlich von Erlen waren in 2,60 m, 4,10 m und 4,35 m Tiefe deutlich sichtbar. Weitere in Fig. 22 sichtbare, hellbraune bis gelblich-braune Pflanzenstrukturen wurden auf Schilfrhizome zurückgeführt.

Die darunterliegenden Mudden waren durch unterschiedliche Anteile an organischer Substanz bzw. Torf und eine meist schluffig-sandige bis sandige Textur gekennzeichnet. Deutlich wechselnde Bodenfarben und horizontweise ein leicht schwefeliger Geruch wiesen auf über die Tiefe abrupt wechselnde

Redoxeigenschaften hin. Entsprechend lag im stark gebleichten Fr1 das mit Abstand niedrigste C:S-Verhältnis vor (Tab. 16). Auffallend waren deutliche Beimengungen von kleinen Schieferstücken und vulkanischen Gläsern im Fh-Horizont. Sie sind aller Wahrscheinlichkeit Zeugen eines Materialeintrags einer früheren vulkanischen Eruption an anderer Stelle der Vulkaneifel.

Die Torfe ab 20 cm Tiefe waren trotz der früheren (historischen) Initiativen zur Drainage des Mosbrucher Weihers in einem weitgehend guten Zustand mit Zersetzungsstufen nach Von Post von H4 und einer Spannweite zwischen H2,5 und H5 (sehr schwach – mittel).

Tab. 16: Profilbeschreibung und Bodenklassifikation – Profil Mosbruch

Tiefe [cm]	Horizont	Farbe	Geruch	Zersetzungsstufe Von Post	Substrat: Torfart bzw. Mude	Bemerkung
0-20	nHv	-	unauffällig	H8	-	vererdet
20-38	nHw	-	unauffällig	H4	Schilftorf	aggregiert, Pflanzenstrukturen sehr deutlich
38-230	nHr	-	unauffällig	H3,5	Schilftorf	
230-250	nHr2	-	unauffällig	H4	mehr Holzanteile	
250-435	nHr3	-	unauffällig	H4,5	mehr Holz, Erle	deutlich stärker durchfeuchtet
435-455	Fh	-	unauffällig		Fhh Torfmudde mit Schiefer/Gläsern	
455-459	Fh2	10YR 1/1	unauffällig		Fhh Torfmudde mit Schluff, Sand	deutlich Pflanzensubstanz, aber weitgehend tiefschwarz verfärbt
459-461	Fo1	10YR 2/2	unauffällig		Fmus Mineralmudde	Pflanzenstrukturen stark zersetzt
461-464	Fr1	Gley1 2.5/10Y	leicht schwefelig		Fms Mineralmudde	gröber texturiert, keine Pflanzenstrukturen erkennbar, hart, nicht elastisch, bricht scharfkantig
464-470	Fo2	10YR 2/2	unauffällig		Fmu Mineralmudde	Pflanzenstrukturen deutlich, aber schwächer als in Hr, weich, elastisch
470-485+	Fr2	5Y 2.5/2	leicht schwefelig		Fmu Mineralmudde	Pflanzenstrukturen kaum erkennbar, weich, elastisch, rauher Bruch
Deutsche Klassifikation:			Norm-Niedermoor aus Schilf- und Erlenbruchwaldtorf über Torf- und Mineralmudden			
WRB:			Fibric Histosol			

Tab. 17: Bodenchemische Eigenschaften – Profil Mosbruch

Tiefe [cm]	H ₂ O [%]	pH [CaCl ₂]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{anorg} [mg g ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	S _t [mg g ⁻¹]	C:N	C:S	H:C	O:C
0-20	81.9	4.3	460.4	0	28.2	3.2	16.3	144.3	0.11	0.42
20-38	89.2	4.9	540.0	0	22.9	3.3	23.5	164.4	0.10	0.39
38-75	90.3	5.0	542.9	0	18.8	2.6	28.9	212.5	0.11	0.41
75-100	90.6	5.1	530.2	0	18.8	2.1	28.3	247.8	0.11	0.45
100-150	92.6	5.3	538.0	0	21.8	2.6	24.7	206.9	0.11	0.43
150-230	90.0	5.5	542.6	0	22.7	2.3	23.9	239.5	0.11	0.42
230-250	89.3	5.5	479.3	0	17.7	2.3	27.1	206.1	0.10	0.32
250-300	89.3	5.4	482.5	0	19.9	2.8	24.3	175.1	0.10	0.31
300-350	87.6	6.2	390.7	0	17.5	2.5	22.3	158.5	0.11	0.35
350-400	86.2	6.2	408.6	0	17.2	2.2	23.8	185.7	0.11	0.32
400-435	87.7	6.2	453.4	0	14.1	2.7	32.1	166.7	0.10	0.35
435-455	85.7	6.6	418.7	0	18.2	6.4	23.1	65.4	0.10	0.32
455-459	87.0	6.5	426.5	0	18.5	9.7	23.0	44.1	0.10	0.33
459-461	72.5	6.7	105.1	0	7.0	6.5	15.0	16.3	0.14	0.55
461-464	30.3	6.8	13.8	0	1.6	2.1	8.5	6.7	0.10	1.77
464-470	78.0	6.9	135.6	0	10.1	4.5	13.4	30.4	0.13	0.42
470-485	62.7	6.6	76.9	0	5.7	3.2	13.4	24.2	0.15	0.47

Ein Gradient der Torfzersetzung ist anhand des O:C-Verhältnisses ablesbar, das von unten hin zur Bodenoberfläche tendenziell leicht ansteigt. Ein größeres O:C-Verhältnis kann als Indikator einer stärkeren biologischen Umsetzung organischer Substanz aufgefasst werden. Die C:N-Verhältnisse waren in den Torfhorizonten annähernd gleich; sie lagen im Mittel bei 26, wohingegen in den Mudden C:N-Verhältnisse von 16 zu finden waren.

Im Gegensatz zu den tieferen Torfschichten war der oberste Hv-Horizont deutlich degra-

diert. Er wies ein deutlich engeres C:N-Verhältnis von 16 und einen stark sauren pH-Wert (4,3) auf. Es ist anzunehmen, dass einerseits Düngereinträge mit dem Wasserzustrom über landwirtschaftlich genutzte Grünlandflächen sowie atmosphärische Einträge zur Erhöhung des Stickstoffgehaltes (Tab. 17) und vermutlich auch weiterer Nährstoffe beitragen. Zusammen mit den früheren Entwässerungsmaßnahmen hatte dies zu einem beschleunigten Torfabbau geführt, der zur Versauerung beigetragen hat.

3.5 Standort 5 – Windsborn-Krater

3.5.1 Andosole als neue Bodenklasse in der Deutschen Bodensystematik

Einführung

Böden mit Eigenschaften vergleichbar den Andosolen der WRB (IUSS Working Group WRB, 2015) oder den Andisolen der Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 2014) werden künftig in der Deutschen Bodensystematik mit etwas vereinfachten Definitionskriterien als Andosole neu aufgenommen und ersetzen einen großen Teil der bislang als Lockerbraunerden relativ unspezifisch klassifizierten Böden. In einer gemeinsamen Exkursion von AG Bodensystematik der DBG und der AG Boden der Staatlichen Geologischen Dienste im April 2019 wurden die bisherigen Vorstellungen hierzu bereits demonstriert und diskutiert.

Über lockere Braunerden aus „äolischen Ablagerungen der Jüngerer Tundrenzeit“ berichtete erstmals Schönhals (1957) vom Vogelsberg, Taunus und Rhön und führte den Begriff „Lockerbraunerden“ ein. Bargon (1960) fand daraufhin diese Böden ebenfalls im Odenwald. In den 60er und 70er Jahren des letzten Jahrhunderts berichtete Stöhr (1963, 1967 und 1971) von Lockerbraunerden aus Trachyttuff und ihren Mischsedimenten in Rheinland-Pfalz und Hessen und schlug eine Gliederung nach dem Ausgangsmaterial vor, was heute über die Substratklassifikation realisiert wird. 1982 fand schließlich die Lockerbraunerde mit einer recht allgemein gehaltenen Definition Eingang in die KA3 (AG Bodenkunde, 1982) und die Deutsche Bodenklassifikation (AK Bodensystematik, 1985). Auf internationaler Ebene wurde 1978 ICOMAND (International Committee on Andisols) gegründet, das auf Exkursionen in New Zealand, Rwanda, Chile and Ecuador, Kanaren, USA und Japan sowie mit zehn Circular Letters neue Klassifikationskriterien und Bodengruppierungen erarbeitete und testete (1988 verabschiedet, 1990 Final Report) und deren Empfehlungen in WRB und Soil Taxonomy weitgehend übernommen wurden.

Diese Entwicklungen wurden bislang in Deutschland noch nicht aufgegriffen und die

nach wie vor relativ unspezifische Definition der Lockerbraunerde in Deutschland führt dazu, dass damit Böden mit recht unterschiedlichen Eigenschaften und Pedogenesen erfasst werden. Im Einzelnen sind dies:

- Lockerbraunerden aus jungen Vulkaniten (silandic, siehe Profil Windsborn),
- locker gelagerte, saure und mehr oder weniger humose Waldböden aus Gneis-, Granit- und ältere Vulkanit-Schuttdecken der Mittelgebirge (meist aluandic),
- locker gelagerte Regosole aus Vulkaniten (vitric oder tephric),
- locker gelagerte "Ockererden" (ferrihydritreich).

Für eine hinsichtlich Pedogenese und ökologischer Eigenschaften präzisere Charakterisierung dieses breiten Spektrums locker gelagerter Böden sind daher schärfere Definitionen und Abgrenzungen in der Deutschen Bodensystematik notwendig (Jahn & Fiedler 2001; Fiedler & Jahn 2005; Kleber & Jahn 2005; Kleber & Jahn 2007a).

Allgemeine Charakteristika der Andosole

Andosole sind lockergelagerte, häufig humusreiche und chemisch sehr reaktive terrestrische Böden unterschiedlichen Versauerungsgrades. Charakteristisch sind die große Lockerheit (sehr hohes Porenvolumen) sowie die Akkumulation von Mineralen mit Nahordnung oder stabilen organo-mineralischen Komplexen. Durch eine schmierige Konsistenz beim Quetschen von Feinerde zwischen den Fingern (Greasing-Effekt, Thixotropie) in Verbindung mit der lockeren Lagerung lassen sie sich im Gelände erkennen. Die lockere Lagerung führt bei der Bohrstockerkundung meist dazu, dass das Bodenmaterial aus dem Bohrstock fällt. Die andischen Eigenschaften lassen sich in karbonatfreien Böden auch durch den Natriumfluorid-Feldtest nach Fieldes & Perrott (1966) identifizieren.

Verbreitungsgebiete

Andosole entwickeln sich aus Gesteinen mit hohen Anteilen an vulkanischen Gläsern. Dazu gehören z. B. junge basaltische Vulkanite der Eifel oder junge phonolithische und rhyolithische Vulkanite, wie sie etwa in der Laacher-See-Tephra zu finden sind. Daneben kommen sie auch auf unterschiedlichen silikatreichen Ausgangsgesteinen (Granite, Gneise oder andere Si-reiche Magmatite) in höheren Lagen der Mittelgebirge vor.

Gliederung, Eigenschaften und Genese der Andosole

Bei der Andosolgenese entstehen durch schnelle Verwitterung Si-reicher Verbindungen entweder Minerale mit Nahordnung wie Allophan, Imogolit, Ferrihydrit und Hisingerit oder, unter sauren Bedingungen, stabile organo-mineralische Komplexe. Dieser Andosolprozess wird als dominant angesehen, wenn die Bedingungen für andic properties nach WRB (IUSS Working Group WRB, 2014, Update 2015) erfüllt sind.

Spezifische Eigenschaften von Böden mit einem andischen N-Horizont sind, neben der großen Lockerheit ($L_d \leq 0,9 \text{ kg/dm}^3$), eine hohe Anionen-Austauschkapazität mit dem Vermögen Phosphat stark zu sorbieren, der Greasing-Effekt sowie hydrophobes Verhalten beim Austrocknen. Das Vorhandensein hydroxylgruppenreicher Mineralphasen (indiziert durch $Al_o + \frac{1}{2}Fe_o \geq 2\%$) macht Andosole zu ausgezeichneten Kohlenstoffspeichern. So enthalten Andosole je kg Ton deutlich mehr organischen Kohlenstoff als andere terrestrische Böden (Fig. 25).

Typen und Subtypen der Klasse der Andosole

Nach derzeitigem Diskussionsstand in der AG Bodensystematik der DBG gehört zur Klasse der Andosole nur der Typ Andosol, bei dem die beiden Normsubtypen Silandosol und Aluandosol unterschieden werden. Erstere kommen z.B. auf jungen basaltischen Vulkanoklastika der Eifel vor, während die Aluandosole typischer für die phonolithischen und rhyolithischen Vulkanite der Laacher-See-

Tephra sowie für Mittelgebirgslagen mit Graniten und Gneisen sind. Diagnostischer Horizont ist ein Nv-Horizont, der neben den Geländemerkmale „schmierige Konsistenz“ und „positivem NaF-Test“ ($\text{pH in NaF} \geq 9,5$), den Forderungen nach $Al_{ox} + \frac{1}{2} Fe_{ox} \geq 2 \%$, $Al_{ox} > Fe_{ox}$ und einer Trockenrohddichte $\leq 0,9 \text{ kg dm}^{-3}$ genügt.

Der **Silandosol** umfasst Böden mit A/Niv/ - Profil und der **Aluandosol** Böden mit A/Nav/ - Profil, wobei der Niv- bzw. der Nav-Horizont innerhalb 3 dm auftritt und bis über 4 dm hinausreicht. Zusätzlich zu den Definitionskriterien des Nv- Horizonts hat der **Niv-Horizont** (silandic) einen Si_o -Gehalt $\geq 0,6 \%$, während der **Nav-Horizont** (aluandic) einen Si_o Gehalt $< 0,6 \%$ aufweist. Unbearbeitete humusreiche Oberbodenlagen von Silandosolen haben typischerweise einen pH-Wert (H_2O) um 5, die von Aluandosolen meist unter 4,5. Auf den Nachweis einer hohen P-Sorption wurde verzichtet, da diese bei entsprechenden Al_{ox} -Gehalten praktisch immer gegeben ist.

Der Vitric Andosol der WRB wird nicht zu den Andosolen gestellt, da er, entsprechend der deutschen Systematik, vorwiegend durch Gesteinseigenschaften gekennzeichnet ist. Es wird vorgeschlagen, einen niederandischen Subtyp des Regosols bzw. Lockerrankers zu definieren, für den die WRB-Kriterien der vitric properties gelten. Weitere Übergangssubtypen bestehen voraussichtlich zu Braunerden, möglicherweise auch zu Parabraunerden und Gleyen.

3.5.2 Standort und Profil Windsborn

Der Windsborn-Schlackenkegel im SO des Westeifeler Vulkanfeldes, die vierte Ausbruchsstelle (von sechs Ausbruchsstellen der Mosenberg-Reihenvulkangruppe), ist durch eine deutliche Geländesenke von den beiden anderen Mosenberg-Vulkanen getrennt (Fig. 23). In seinem Krater befindet sich ein See mit Verlandungszone, umgeben von einem Ringwall aus Schweißschlacken. Der 80-120 cm tiefe, nährstoffarme Regenwasser-See ist der „einzige Kratersee“ nördlich der Alpen. Die Vulkangruppe besitzt eine laterale Ausdehnung von 1650 m; die Abstände der Krater

betragen ca. 400 m. Die Vulkantätigkeit dieser Vulkangruppe datieren Büchel & Lorenz (1982) auf 29.000 Jahre und älter. Entgegen ihrer Bezeichnung sind das Windsborn- und das Hinkelsmaar keine Maare, sondern aus olivin-nephelinitisch zusammengesetzten

Schweißschlacken, Lavafetzen und Lapillituffen aufgebaute Schlackenkegel (Meyer, 1988; Masberg, 1985). Die sich südlich anschließenden drei Vulkane (Jüngerer Mosenberg, Älterer Mosenberg, Wiesental-Vulkane) sind aufgrund ihrer Lavaströme als gemischte Schlackenkegel einzustufen (Masberg, 1985).

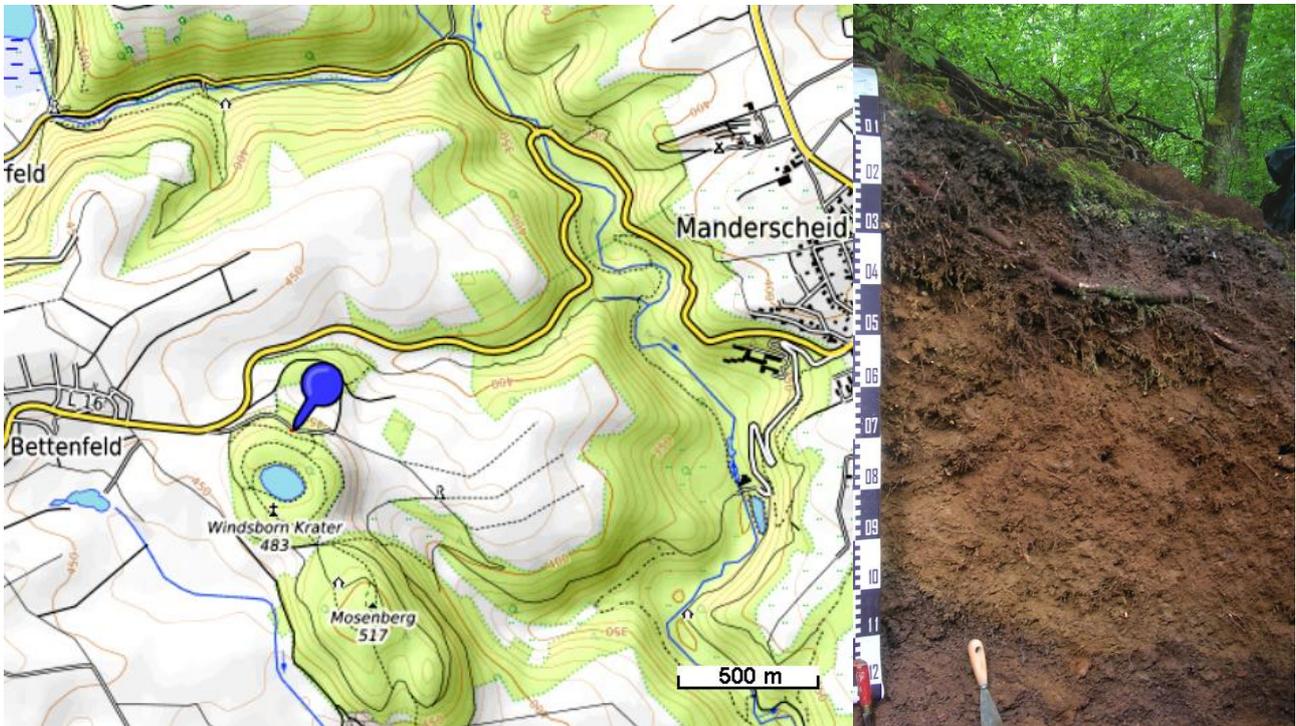


Fig. 23: Lage und Profil 3.5 Windsborn

Tab. 18: Standortbeschreibung – 3.5 Windsborn

Naturraum/Ort:	Südliche Vulkaneifel; Abgrabung (westl. Seite) am Wanderparkplatz Hinkelsmaar / Kratersee der Mosenberg-Reihenvulkangruppe östlich von 54533 Bettenfeld	
Substrat:	Lehmgrus (aus Lapillitephra) flach über Grusschluff (aus Lapillitephra)	
Ausgangsgestein:	Lagen von Olivin-Leucit-Nephelinitischer quartärer Lapillitephra (Vlap), vereinzelt mit Bomben, einige Xenolithe	
Relief:	Mittelhang, 30°, NO-Exposition	
Landnutzung:	NSG	Literatur hierzu:
Vegetation:	Laubmischwald	Kleber et al. 2002,
Position:	50.08695°N, 6.77633°O, 450 m NN	Mikutta et al. 2002,
MAP:	780 mm	Kleber et al. 2004,
MAT:	7,5°C	Kleber & Jahn 2007a und 2007b
Beschreibung:	Jahn R., Kleber M., Mikutta Ch.	
Probenahme:	05.2001	

Tab. 19: Profilbeschreibung und Bodenklassifikation

Tiefe [cm]	Horizont		Bodenart	Skelett [M.-%]	Farbe (feucht)	Gefügestufe	Humus	Durchwurzelungsintensität	NaF-Test	Thixotropie
	alt	neu								
+3-+1	L		Eichen- und Buchenstreu							
+1-0	Of		verklebte Streuförna							
0-13	Ah 1		Ls2	50	5YR2/2	kru-sub	h5	W6	±	-
-37	Ah 2	Niv-Ah	Uls	59	5YR2/3	sub	h4	W5	+	±
-57	IIBfv	IIAh-Niv	Us	52	5YR3/3	sub	h3	W5	+	+
-90	IIBv	IIBv-Nv	Us	62	7.5YR3/4	sub-koh	h2	W3	±	+
-120	IIBv-Cv	IINv-Cv	Us	64		ein	h2	W2	±	
>120	IIIIcV	IIINv-Cv	Ss	88		ein	h1	W1		

Deutsche Substratklassifikation: p-lz(Vlap)\p-zu(Vlap)
 Deutsche Bodenklassifikation: KA5 Lockerbraunerde, neu Silandosol
 WRB: Hyperdystric Anoumbic Anosilandic Andosol (Katosiltic, Thixotropic)
 Humusform: Mull
 Trophie: Reichlich Nährstoffreserven, mesotroph-eutroph, geringe P-Verfügbarkeit

Tab. 20: Bodenphysikalische Eigenschaften – Partikelgrößenverteilung und Trockenrohdichte

[cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									Bodenart (KA5)	pt [g cm ⁻³]
	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	U	S		
0-13	9	13	10	20	15	13	19	49	32	Ls2	0,76
-37	8	11	10	23	17	15	16	55	29	Uls	0,75
-57	8	10	14	38	15	8	7	61	32	Us	0,76
-90	9	11	18	48	8	3	3	60	38	Us	0,95
-120	9	9	19	50	7	3	3	60	37	Us	0,92
>120	65	20	7	4	1	1	2	6	92	Ss	0,89

Tab. 21: Bodenchemische Eigenschaften I – pH, C und N, Nährstoffe P und K

Tiefe [cm]	pH [H ₂ O]	pH [KCl]	pH [NaF]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{org} Vorrat [t ha ⁻¹]	C _{anorg} [mg g ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	C/N	P _t [mg g ⁻¹]	P (CAL) [µg g ⁻¹]	K (CAL) [mg g ⁻¹]
0-13	5.6	4.6	10.3	71	35.1	0	4.5	16	4.23	4.2	0.76
-37	5.6	4.5	10.5	38	28.0	0	2.7	14	3.97	2.8	0.13
-57	6.2	5.5	10.5	14	10.2	0	1.1	13	4.32	2.2	0.05
-90	6.6	5.5	10.4	11	13.1	0	0.7	16	4.32	2.4	0.19
-120	6.7	5.7	10.4	9	8.9	0	0.6	15	4.41	2.7	0.29
>120	6.4	5.8	7.7	5	-	0	0.2	29	3.97	4.8	0.70

Tab. 22: Bodenchemische Eigenschaften II – KAK und Basensättigung

Tiefe [cm]	KAK _{eff} [mmol _c kg ⁻¹]	BS [% KAK _{pot}]	Sättigung % der KAK _{eff}					
			Na	K	Ca	Mg	Na+K+Ca+Mg	Al + H
0-13	96	23	0.6	4.2	73.1	17.1	95.1	4.9
-37	36	10	1.8	2.9	54.7	20.1	79.5	20.5
-57	45	21	1.4	1.6	69.6	25.2	97.8	2.2
-90	76	38	1.6	2.1	73.2	22.2	99.1	0.9
-120	80	37	1.3	2.7	74.4	20.2	98.6	1.4
>120	41	-	1.0	6.5	63.3	12.8	83.5	16.5

Tab. 23: Bodenchemische Eigenschaften III – Oxidische Elementfraktionen, andische Parameter

Tiefe (cm)	Fe _t g kg ⁻¹	Fe _d g kg ⁻¹	Fe _{d/t}	Fe _o ¹⁾ g kg ⁻¹	Fe _{o/d}	Si _o ¹⁾ g kg ⁻¹	Al _o ¹⁾ g kg ⁻¹	Mn _o ¹⁾ g kg ⁻¹	Al _o +0,5Fe _o ¹⁾ %	P _{sorb} ²⁾ %
0-13	96	22.2	0.23	11.4	0.51	7.6	20.2	n.d.	2.6	90
-37	93	24.6	0.26	12.5	0.51	8.4	22.0	n.d.	2.8	92
-57	89	22.2	0.25	12.2	0.55	13.3	25.4	n.d.	3.2	90
-90	72	16.5	0.23	8.0	0.49	13.3	21.7	n.d.	2.6	83
-120	73	16.7	0.23	8.0	0.48	13.2	21.3	n.d.	2.5	80
120+	103	8.9	0.09	5.2	0.59	10.1	13.2	n.d.	1.6	38

¹⁾ 4-Stunden Extraktion nach Blakemore et al. 1987, ²⁾ Bestimmung nach Blakemore et al. 1987

Tab. 24: Gesamtgehalte (Summe der Elemente als Oxide ergibt 1000 d.h. IL ist herausgerechnet)

Tiefe (cm)	Si _t	Al _t	Fe _t	Mn _t	Ca _t	Mg _t	Na _t	K _t	P _t	Ti _t	Zr _t	Ti/Zr
	g kg ⁻¹											
0-13	211	110	106	2.33	54.4	24.1	4.8	15.0	4.67	19.4	0.65	30
-37	216	108	100	2.01	50.7	30.5	5.4	14.8	4.27	18.3	0.61	30
-57	227	108	92	1.78	52.2	23.1	4.7	14.2	4.50	18.1	0.95	19
-90	247	97	74	1.39	52.9	28.9	5.0	12.9	4.45	14.9	0.80	19
-120	244	95	76	1.47	55.7	30.0	5.4	12.5	4.58	15.3	0.77	20
120+	204	76	105	1.86	80.0	46.4	12.6	17.3	4.06	18.0	0.40	45

Zum Vergleich verschiedene Lössse:

Löss Pleiser Hügelland u. Neustadt/Wied – Raum Bonn (Smykatz-Kloss, 2003)	4	0.42	10
Lössprofil Rheinhausen/Göttingen (Glasow, 2000)	4	0.60	7
Löss SW-Deutschland (Stahr, 1979)	5	0.34	15

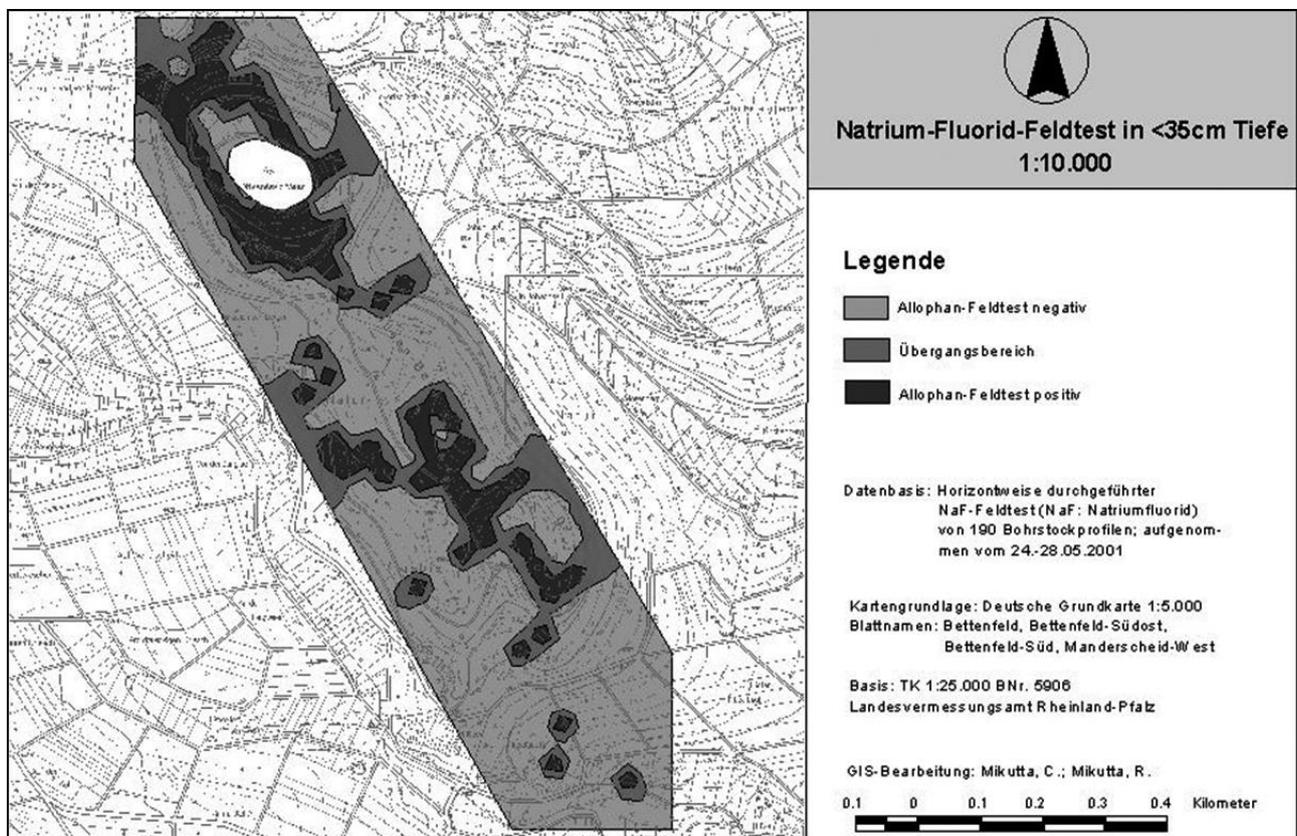


Fig. 24: Verbreitung von Andic properties, hier positiver NaF-Feld-Test (Fieldes & Perrott, 1966), im Mosenberg-Gebiet

Die Bodengesellschaft der Mosenbergkette mit Braunerden, Braunerde-Kolluvisols, Kolluvisols und Lockerbraunerden bzw. Andosolen ist das Ergebnis nacheiszeitlicher Pedogenese aus vulkanischem Ausgangsmaterial (Fig. 23, Tab. 18 u. 19). Die hohe Reliefenergie und der Einfluss des Menschen haben in die Pedogenese eingegriffen und Böden stark unterschiedlicher Gründigkeit und damit ökologischer Kapazität geschaffen. Das gemäßigt humide Klima führt zu Verwitterungsprozessen mäßiger Intensität. Das darauf zurückzuführende Verhältnis von Si-Freisetzung und Si-Wegfuhr begünstigt die Entstehung der in Deutschland sonst sehr selten vorkommenden "short-range-order" Minerale Allophan und Imogolit. Diese Minerale verleihen den Böden ein sehr lockeres Gefüge, einen hohen Anteil an frei dränenden Grobporen sowie die Fähigkeit zur Speicherung großer Humusmengen, immobilisieren aber wegen ihrer variablen Ladung bei saurer Bodenreaktion den Nährstoff Phosphat in besonders hohem Maße. Die Verwitterung des Si-untersättigten, basischen Ausgangsmaterials stellt in hohem Umfang basische Nährstoffkationen bereit.

Die Verbreitung von voll ausgeprägten andic properties nach WRB wurden an verschiedenen Stellen im Mosenberg-Gebiet vorgefunden (s. Fig. 24) Sie scheinen im jüngeren Teil der Vulkangruppe (um den Windsborn-Krater) etwas häufiger als im übrigen Gebiet aufzutreten.

Die Analytik eines Profils, welches an einer Abgrabung beim Wanderparkplatz Hinkelsmaar entnommen wurde, bestätigen die volle Ausprägung eines Silandic Andosols nach WRB (lockere Lagerung, erhöhte Oxalatwerte, enges Al_0/Si_0 -Verhältnis, hohes P-Sorptionsvermögen).

Bemerkenswert sind die hohen Schluffgehalte, insbesondere im Tiefenbereich 37-120 cm. Hierbei sind jedoch zwei Dinge zu beachten:

1. Die Verwitterung von Vulkaniten verläuft ausgehend von der Sandfraktion über die Schlufffraktion zur Tonfraktion.
2. Die oben dargestellten Körnungswerte sind nach dem in Deutschland üblichen Standard-

Verfahren analysiert, welches für viele Andosole irreführende Resultate zeitigt (Tab. 20). Wegen der hohen Aggregierungsfähigkeit von Allophan und Imogolit kommt es zur Bildung von Pseudoschluff, so dass viele Andosole im trockenen Zustand einen sehr staubigen Eindruck vermitteln. Um diese Aggregierung aufzuheben, müsste man bei der Korngrößenanalyse genaugenommen für jeden Horizont individuell die Dispergierung mit Ultraschall am Ladungsnullpunkt durchführen um angenähert wahre Ton- und Schluffgehalte zu ermitteln.

Aufgrund Letzterem ist zur Ermittlung von ökologischen oder auch bodenphysikalischen Eigenschaften bei Andosolen zu beachten, dass solche Auswertungen auf der Basis der Bodenarten wie sie z.B. in der Substratsystematik abgebildet werden, erhebliche Fehleinschätzungen zur Folge haben können.

Daneben kann hier natürlich ein Lössseinfluss nicht gänzlich ausgeschlossen werden, auch wenn die Gesamtgehalte (siehe Titan- und Zirkongehalte) hierzu keinen eindeutigen Beweis liefern.

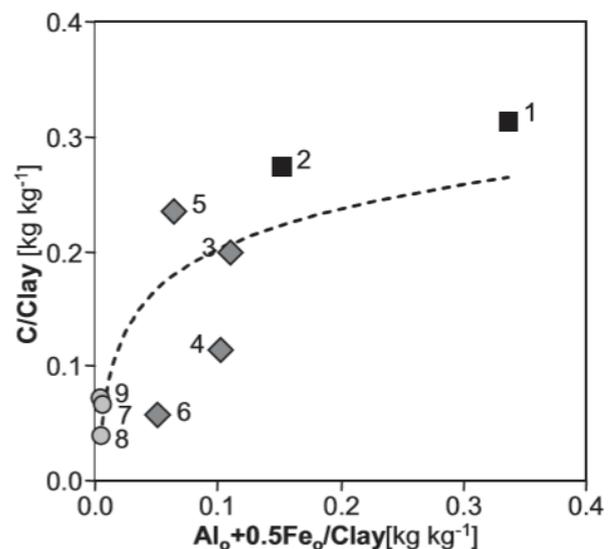


Fig. 25: Gehalt an organischem C je kg Ton als Funktion des tonbezogenen Andosol-Indikators $Al_0 + \frac{1}{2}Fe_0$. Angaben sind je m^2 und 1 m Tiefe.

1 und 2 = "Lockerbraunerde"/Andosol "Windsborn" und "Lausche", 3 und 5 = "Lockerbraunerde"/Cambisol "Abbestein" und "Wildmooswald", 4 = "Lockerbraunerde"/Luvisol "Köhlerwald", 6 = "Normbraunerde"/Cambisol "Buchholz", 7 und 8 = "Normtschernosem"/Chernozem "Bad Lauchstädt" und "Seeben", 9 = "Braunerde-Tschemosem"/Kastanozem "Zöberitz" (Kleber & Jahn, 2007a)

Daneben ist eine erstaunlich hohe C-Bindung in der Tonfraktion zu verzeichnen. Diese ist in Andosolen, aber auch in Andosol-Braunerden weitaus höher als z.B. in Schwarzerden (s. Fig. 25). Weltweit gesehen haben Andosole nach den Histosolen die höchsten C-Vorräte aller Bodengruppen (Batjes, 1996).

Danksagung

Frau Birgit Kausch sei für die Bereitstellung der Befunde aus der Arbeit von W. Geiger (2014) gedankt.

Literatur

- Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. Hannover.
- AG Bodenkunde (1982): Bodenkundliche Kartieranleitung. 3. Aufl., Schweizerbart, Stuttgart.
- AK Bodensystematik (1985): Systematik der Böden der Bundesrepublik Deutschland. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 44, 91 S.
- Bargon, E. (1960): Über die Entwicklung von Lockerbraunerden aus Solifluktionmaterial im vorderen Odenwald. Z. Pflanzenernähr. Bodenkd. 90, 229–243.
- Batjes N.H. (1996): Total carbon and nitrogen in the soils of the world. Eur. J. Soil Sci. 47, 151-163.
- Blakemore, L.C., Searle, P.L., Daly, B.K. (1987): Methods for chemical analysis of soils. NZ Soil Bureau Scientific Report 80, Lower Hutt, New Zealand. 103 p.
- bnl u. VISENDA GmbH (2017): Natura 2000 – Bewirtschaftungsplan (BWP-2011-12-N), Teil A: Grundlagen, FFH 5807-302 „Eifelmaare“- Koblenz.
- Büchel, G. (1994): Vulkanologische Karte der West- und Hocheifel
- Büchel G., Lorenz V. (1982): Zum Alter des Maarvulkanismus der Westeifel. N. Jb. Geol. Paläol. Abh. 163: 1-22.
- Bundesamt für Naturschutz (2014): Richtlinien und naturschutzfachliche Anforderungen, die in der FFH- und Vogelschutzrichtlinie verankert sind. <https://www.bfn.de/themen/natura-2000/richtlinien-grundsaetze.html#c71798> (6. März 2019).
- Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz, Bau und Reaktorsicherheit (2007): Nationale Strategie zur biologischen Vielfalt. Kabinettsbeschluss vom 7. November 2007, 4. Auflage. Berlin.
- Eschghi, I. (1999): Geo-Infoband Vulkaneifel. Geo Zentrum Vulkaneifel und Landkreis Daun (Hrsg.). Daun.
- Fiedler, S., Jahn, R. (2005): Accumulation soils like 'Ockererde' – forgotten soil units in soil classification systems. J. Plant Nutr. Soil Sci. 168, 741-748.
- Fieldes, M., Perrott, K.W. (1966): The nature of allophane soils: 3. Rapid field and laboratory test for allophane. N. Z. J. Sci., 9: 623–629.
- Geiger, W. (2014): Der Mosbrucher Weiher – Bodenkundliche Kartierung und Charakterisierung in einem verlandeten Maar. BSc-Arbeit, Physische Geographie, FB VI, Universität Trier.
- Glasow, A. (2000): Stoffliche Veränderungen im Mikro- und Submikrobereich von Mineralkörnern und Bildung neuer Phasen bei Verwitterung und Bodenbildung in Löß. Dissertation Göttingen.
- Hauenstein, M., Emrich, I. (2016): Bodenzustandsbericht Rheinland-Pfalz – Gillenfeld. Ministerium für Umwelt, Energie, Ernährung und Forsten Rheinland-Pfalz (Hrsg.), Mainz.
- Höfken, U. (2017): Vorwort. In: Stiftung Natur und Umwelt Rheinland-Pfalz (Hrsg.): Moore schützen! Mainz, 4–5.
- Hoffmann, J. (2016): Karte der obersten Substratschicht von Rheinland-Pfalz 1:50000. Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz.
- Infoportal Moorschutz in Deutschland: Ökosystemleistungen. <https://www.moorschutz-deutschland.de/index.php?id=249> (7. März 2019).
- IUSS Working Group WRB (2015): World reference base for soil resources 2014 Update 2015. World Soil Resources Reports 106, FAO Rome.
- Jahn, R., Fiedler, S. (2001): Zur systematischen Einordnung und Abgrenzung von Ockererden. Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch 96/II: 509-510.

- Kleber, M., Jahn R. (2005) Die Lockerbraunerde - ein taxonomisches Fossil. Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 107/1: 361-362.
- Kleber, M., Jahn, R. (2007a): Andosols and Soils with Andic Properties in the German Soil Taxonomy. J. Plant Nutr. Soil Sci. 170: 317-328.
- Kleber, M., Jahn, R. (2007b): Soils of volcanic regions of Germany. In: Soils of Volcanic Regions in Europe. 13-23. In: Arnalds, O., Bartoli, F., Buurman, P., Oskarsson, H., Stoops, G., Garcia-Rodeja, E. (Ed). Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 644 pages, 169 Figures and a CD-ROM.
- Kleber, M., Jahn, R., Mikutta, Ch. (2002): Field Guide 27.4.2002: Mineral and organic matter related features: process-oriented microscale approaches to the study of European volcanic soils. Mainzer naturwiss. Archiv 40: 32-52.
- Kleber, M., Mikutta, Ch., Jahn, R. (2004): Andosols in Germany – pedogenesis and properties. CATENA 56: 67-83.
- Kreemer, C., Blewitt, G., Davis, P. (2020): A Buoyant Eifel Mantle Plume Revealed by GPS-Derived Large-Scale 3D Surface Deformation.- Geophysical Journal International, 222. (2), p. 1316-1332.
- Mälzer, H., Hein, G., Zippelt, K. (1983): Height changes in the Rhenish Massif: Determination and Analysis.- In: Plateau Uplift. The Rhenish Shield – A Case History, Edit. Fuchs, K. et al., Springer, Heidelberg.
- Masberg, H.P. (1985): Petrographische und Geochemie der Förderprodukte der Modenberg-Vulkan-Gruppe bei Manderscheid, Westeifel. „Dokumente“ für prä- und posteruptive gravitative Differentiation in einem Olivin-nephelinitischem Magma. Diss. Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität, Bonn, 364 S.
- Mertz, D., Löhnertz, W., Nomade, S., Pereira, A., Prelevic, D., Renne, P. (2015): Temporal-spatial evolution of low-SiO₂ volcanism in the Pleistocene West Eifel volcanic field (West Germany) and relationship to upwelling asthenosphere. Journal of Geodynamics, 88, pp. 59-79.
- Meyer, W. (1988): Geologie der Eifel. 2. Aufl., Schweizerbart, Stuttgart, 615S.
- Mikutta Ch., Kleber M., Koziol M., Jahn, R. (2002): Andosols auf dem Gebiet der Bundesrepublik Deutschland – Die Bodengesellschaft der Mosenbergkette bei Manderscheid/ Westeifel. Mainzer naturwiss. Archiv 40: 95-112.
- Natur- und Geopark Vulkaneifel GmbH (o.J.) a: Unterwegs im Land der Mare und Vulkane. Vulkaneifel-Magazin, 3-4.
- Natur- und Geopark Vulkaneifel GmbH (o.J.) b: Unterwegs im Land der Mare und Vulkane. Vulkaneifel-Magazin, 15.
- Ostermann, G., Venz, S. (2016): Wiederherstellung und Erhaltung von Hang-, Hoch- und Zwischenmooren sowie angrenzenden Lebensräumen im Hunsrück und der Eifel. Monitoringbericht 2016 EU LIFE-Natur-Projekt.
- Ritter, J., Jordan, M., Christensen, U., Achauer, U. (2001): A mantle plume below the Eifel volcanic Fields. Earth and Planetary Science Letters, 186, pp. 7-14.
- Schönhals, E. (1957): Spätglaziale äolische Ablagerungen in einigen Mittelgebirgen Hessens. Eiszeitalter u. Gegenwart 8, 5–17.
- Schmitt, M., Hoffmann, J. (2015): LIFE Moore in Rheinland-Pfalz. Leitfaden zur Wiedervernässung. Mainz.
- Smykatz-Kloss, B. (2003): Die Lößvorkommen des Pleiser Hügellandes bei Bonn und von Neustadt/Wied sowie der Picardie: Mineralogisch-geochemische und geomorphologische Charakterisierung, Verwitterungs-Beeinflussung und Herkunft der Löss. Dissertation Bonn.
- Soil Survey Staff (2014): Keys to Soil Taxonomy Twelfth Edition, United States Department of Agriculture Natural Resources Conservation Service.
- Ssymank, A., K. Ullrich, Vischer-Leopold, M., Belting, S., Bernotat, D., Bretschneider, A., Rückriem, C., Schiefelbein, U. (2015): Handlungsleitfaden "Moorschutz und Natura 2000" für die Durchführung von Moorrevitalisierungsprojekten. Auszug

- aus: Naturschutz und Biologische Vielfalt 140. Bonn.
- Stahr, K. (1979): Die Bedeutung periglazialer Deckschichten für Bodenbildung und Standortseigenschaften im Südschwarzwald. Freiburger Bodenkundliche Abhandlungen. Heft 9.
- Stöhr, W. (1963): Der Bims (Trachyttuff): seine Verlagerung, Verlehmung und Bodenbildung (Lockerbraunerden) im südwestlichen Rheinischen Schiefergebirge. Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch. 91, 318–337.
- Stöhr, W. (1971): Böden aus Pyroklastika und ihren Mischsedimenten im Verbreitungsgebiet des Laacher Trachyt-Tuffs. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 13, 393–410.
- Stöhr, W., Beckmann, H., Benecke P., Götz H., Emmermann, K.-H., Beckel A., Walle-sch, W., Wacker F. (1967): Exkursionsführer zur Jahrestagung 1967 in Mainz, Exkursion A, Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch. 6, 45–115.
- Struktur- und Genehmigungsdirektion Nord (Hrsg.) (2017): Natura 2000 – Bewirtschaftungsplan (BWP-2011-12-N), Teil A: Grundlagen, FFH 5807-302 „Eifelmaare. Koblenz.
- Succow, M., Joosten, H., 2001. Landschaftsökologische Moorkunde. Schweizerbart.
- Zech, W., Schad, P., Hintermaier-Erhard, G. (2014): Böden der Welt. Berlin, Heidelberg, Springer Berlin Heidelberg.

C-03 Minette und Bohnerze im Süden Luxemburgs – Genese, Bergbau und rezente Böden

Jean-Frank Wagner¹, Björn Klaes¹

¹ Fach Geologie, Fachbereich VI Raum- und Umweltwissenschaften, Universität Trier, Behringstraße 21, 54296 Trier

1. Einleitung

Im Rahmen dieser Exkursion im Süden Luxemburgs werden regionale Eisenerzvorkommen zweier sedimentärer Fazies vorgestellt, deren unterschiedliche Formationsprozesse im erdgeschichtlichen Zusammenhang diskutiert sowie auf die mit dem Abbau der Erze verbundenen Folgen eingegangen. Darüber hinaus werden geomorphologische Erscheinungsformen, pedogenetische Aspekte rezenter Böden beleuchtet und ingenieurgeologische Herausforderungen mit Hinblick auf Folgeerscheinungen thematisiert, die vom intensivem Bergbau in der Region herühren.

Das Luxemburger Minettebecken (3.670 ha), der nördliche Zipfel des Lothringer Eisenerzgebietes (112.257 ha), liegt im Südwesten des Landes. Das Minette genannte Eisenerz wurde seit den 70er Jahren des 19. Jahrhunderts abgebaut. Unterirdisch erfolgte der Figau im zentralen, konzessionspflichtigen Teil und im konzessionsfreien Randgebiet sowohl unterirdisch als auch im Tagebau. Im Untertagebau kam durchweg die Methode des Pfeilerrückbaus zur Anwendung, die allerdings, infolge der ungünstigen lokalen Gegebenheiten, oft nur einen 60 – 70%igen Figau erlaubte. Dieser Umstand spielt eine entscheidende Rolle in der Entstehung der zahlreichen Bergsenkungsformen im Luxemburger Minettebecken. Der letzte Tagebau „Giele Botter“ wurde im Jahr 1978 geschlossen, der letzte Untertagebau im Jahre 1981. Die rund 70.000 t verbleibenden Eisenerzes sind, bedingt durch ihren niedrigen Eisen-gehalt, in der heutigen Zeit nicht mehr Figauwürdig.

Auf der Landterrasse der eisenerzführenden Dogger-Schichtstufe trifft man auf eine Bohnererz-Formation, die „Borne de Fer“. Die

Geschichte der großflächigen Figautätigkeiten in Luxemburg und Frankreich reichen hier von vornapoleonischer Zeit bis zur Mitte des 19. Jahrhunderts. Darüber hinaus spielt die „Borne de Fer“ eine wichtige Rolle hinsichtlich der genetischen Interpretation der hier verbreiteten Oberflächenformen (Petit et al. 2018; Kausch & Maquil 2018). Auf dem mit Ferricretes durchsetzten Saproolith aus sandigem Kalkstein entwickelten sich überwiegend flachgründige Böden (Regosole, Leptosole, Arenosole und Cambisole; Cammeraat et al. 2018).

2. Exkursionsgebiet und -programm

Der Süden Luxemburgs, das sog. „Gutland“, in dem sich das Exkursionsgebiet inmitten einer ehemaligen Montanregion befindet, hebt sich landschaftlich deutlich vom Norden des Landes ab. Im Norden wird das Landschaftsbild von in das metamorphe Devonische Basement tief eingeschnittenen Talzügen geprägt, wohingegen im „Gutland“ diesem Basement Mesozoische Sedimentformationen aufliegen. Hier sorgte insbesondere die unterschiedliche Verwitterungsresistenz dieser nach Südwesten einfallenden Sedimente dafür, dass sich im „Gutland“ seit dem Paläogen in Abhängigkeit des Klimas und lokaler Hydrologie eine charakteristische geomorphologische Vielfalt entwickeln konnte: Eine typische Cuesta-Landschaft (Kausch & Maquil 2018). Diese durch Substrat und Tektonik entscheidend geprägte Landschaftsform besticht besonders durch einerseits steil abfallendes Gelände im Schichtstufenbereich und andererseits sanft hügeliges Terrain auf der gegenüberliegenden Talseite (Petit et al. 2018).

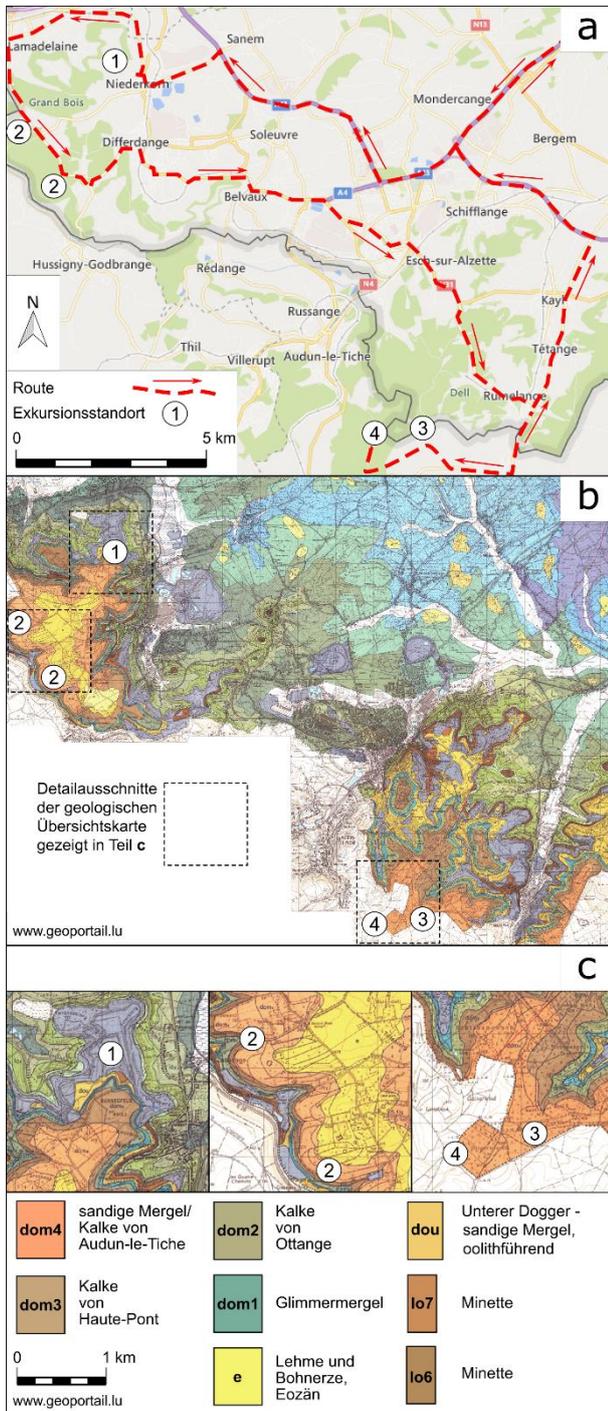


Fig. 1: Karte vom südlichen Teil Luxemburgs mit Exkursionsroute und Standorten (a). Der dazugehörige Ausschnitt der geologischen Karte ist in (b) dargestellt. (c) zeigt detailliertere Darstellungen zur Geologie der einzelnen Standorte mit den für die Bergbauregion wichtigen jurassischen stratigrafischen Einheiten.

Die Route der Exkursion (Fig. 1 a) wie auch die Abfolge der ausgewählten Standorte orientiert sich im Wesentlichen an der stratigrafischen Einordnung der aufgeschlossenen, jurassischen bis kreidezeitlichen Eisenerzvorkommen (Fig. 1b, c; Oberer Lias bis Unterer Dogger). Auf der Strecke bewegt sich die Exkursion demnach erdgeschichtlich gesehen von „alt“ nach „jung“ durch den Bildungszeitraum dieser Formationen bis hin zu holozänen Böden auf einer durch den jahrhundertelangen Figau stark gestörten Bohnerzlagertstätte und begegnet unterwegs weiteren Charakteristika, die diese Bergbaufolgelandschaft im Besonderen ausmachen. Das hier kleinräumig auftretende Spektrum unterschiedlicher Eisenlagerstätten, die Variation bergbaulicher früh- bis neuzeitlicher Methoden und die damit verbundenen Problemstellungen mit Hinblick auf eine nachhaltige Land- und Flächennutzung erlauben ein hohes Maß an Abwechslung.

Ausgehend vom zentralen Ausgangspunkt bei Trier verlässt der Weg das Moseltal in Richtung Westen und quert das tief in die Rumpflfläche eingeschnittene Sauerthal, passiert die Luxemburger Landeshauptstadt und führt anschließend durch das „Gutland“ bis hin zum 1. Standort „Giele Botter“ bei Niedercorn. Das Geo-/Biotop im weitläufigen ehemaligen Tagebau „Giele Botter“ ermöglicht via eines geologischen Lehrpfades, verschiedene Erzlager der Minette zu besuchen, Fossilien zu sammeln und Flora und Fauna des heutigen Naturschutzgebiets kennenzulernen. Von hier aus führt die Exkursionsroute weiter nach Westen zu Standort 2. in Lasauvage. An zwei Ausstiegen können, nur einige Meter von der Landstraße CR 176 entfernt, Bergsenkungen infolge des historischen Minette-Untertagebaus besucht werden. Auf der Weiterfahrt nach Rumelange/Ottange im Osten bietet der Halt im südlichen Stadtteil von Esch mit einem breiten Angebot von Restaurants und Cafés eine ideale Möglichkeit, die Mittagspause zu gestalten. Nach der Mittagspause schließt sich der 3. Standort an, ein Tagebau in Dogger-Kalken (Rumelange/Ottange), der heute noch in Betrieb ist. Die hier aufgeschlossenen Kalke und Mergel sind das Substrat für

den tiefgründigen Saprolith, auf dem die Ferricrete „Borne de Fer“ aufliegt. Nach einer kurzen Fahrt und der anschließenden Wanderung durch den forstlich genutzten Laubwald wird der letzte Standort (4.) mit Aufschlüssen der „Borne de Fer“ und zwei Bodenprofilen in diesem historischen Bergbauareal erreicht. Ausgehend von diesem Standort wird die Rückfahrt nach Trier angetreten.

Geologie

Stratigraphisch befinden sich die Exkursionspunkte, abgesehen von der jüngeren Bohnerzformation „Borne de Fer“, im Oberen Lias (Toarcium) und Unteren Dogger (Aalenium) (Fig. 1 a, b). Die jurassischen Ablagerungen im Südwesten Luxemburgs sedimentierten im Nordost-Randbereich des Pariser Beckens.

Der obere Teil des Toarciums sowie des Aaleniums werden von der oolithischen Eisenerzformation der Minette aufgebaut, welche im zentralen Teil der luxemburgisch-lothringischen Depression bis zu 60 m Mächtigkeit erreichen kann.

Die Minette wird in mehrere Sequenzen oder „Lager“ unterteilt: Die untere grüne und schwarze Sequenz besteht aus chloritischen Schluffen, Sanden sowie Feinsandsteinen mit seltenen Muschelschilllagen. Die im Hangenden folgenden braunen und roten Sequenzen sind sehr reich an Eisenoolithen. Charakteristisch sind in diesen schluffigen Sandsteinen zwei Schichten mit Austern in Lebendstellung und zahlreichen Belemniten (Fig. 2).

Weiter oben beginnt das „Graue Lager“ normalerweise mit einem kompakten Tonstein, welcher allmählich in einen karbonatischen Sandstein mit Schrägschichtung übergeht. Dünnschliffbilder der darin enthaltenen Eisenoolithe sind in Fig. 5 dargestellt. Darüber folgt in der Regel eine Muschelschillbank mit vielen aufgearbeiteten Gesteinsbruchstücken. Die folgenden gelben und roten Sequenzen ähneln sehr stark der braunen Sequenz und gehen zum Hangenden in schrägschichtete Sandsteine mit Muschelschill über. Den Abschluss bildet eine rote kieselige Sequenz.



Fig. 2: Auster in Lebendstellung in schluffigen Sandsteinen des „Roten Lagers“ der Minette. Länge des Handstücks: 8 cm. Fotografie: B. Klaes

Oberhalb des Aaleniums kam es anschließend zu einer starken Transgression des Bajocium-Meeres, welches in vielen Bereichen große Teile der Eisenerzformation erodiert hat. Das Bajocium beginnt mit 8 – 12 m mächtigen, grauen, stark glimmer- und pyrithaltigen Mergeln, welche von den Kalken von Ottange und Haut-Pont sowie den Mergeln/Kalken von Audun-le-Tiche überlagert werden. Ihnen liegen die Bohnerze der „Borne de Fer“ auf (Fig. 1 b, c). Die Bildung der „Borne de Fer“ Ferricrete fand während der Unterkreide statt.

3. Beschreibung der Standorte und Bodenprofile

Standort Nr. 1: Niedercorn; Tagebau „Giele Botter“

Der Tagebau „Giele Botter“ befindet sich auf einem nach Norden ausgerichteten Sporn der Dogger-Schichtstufe, von dessen Rand aus man die gesamte Schichtstufenlandschaft des westlichen Luxemburger Gutlandes überblicken kann. An den Rändern des Sporns wurde seit dem ausgehenden 19. Jahrhundert Eisenerz der Minette abgebaut. Das heutige Landschaftsbild wurde allerdings erst in der 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts entscheidend geprägt – ab dieser Zeit kamen große Figumaschinen zum Einsatz (Fig. 4).

Der zügig voranschreitende Figau mit seinen erheblichen Massenversetzungen führte, durch die spiegelbildliche Anordnung von Abtragungs- und Aufschüttungsformen, zu einer canyonartigen Hohlform mit Tagebau-Weihern. Mancherorts wurde die ursprüngliche Oberfläche durch Aufschüttung annähernd wiederhergestellt, wodurch auf den lehmigen Aufschüttungen Feuchtwiesen entstanden. Die Genese der Eisenoolithe der Minette wurde in der Literatur zum Teil lange kontrovers diskutiert. Sehr verbreitet war die Theorie von Bubenicek (1970), der die Entstehung der Eisenoolithe in einem Brackwasser-Milieu mit periodischen Zuflüssen als Ablagerungsraum verortete. Sedimentäre Strukturen wie Strömungsrippeln gaben jedoch den Hinweis auf einen kontinentnahen, flachmarinen Ablagerungsraum mit sauerstoffreichen und turbulenten Wässern (Siehl & Thein 1989). Hieraus wurde die Vorstellung entwickelt, dass es sich bei der Genese der Eisenoolithe um Bildungen kontinentalen Ursprungs handelt. Demnach wären ältere terrestrische Laterite stark verwittert und Eisen in gelöster (und kolloidaler bzw. partikulärer) Form nach Erosion und Transport über fluviale Systeme ins flachmarine Milieu gelangt und dort angereichert worden (Siehl & Thein 1978, 1989; Fig. 3).

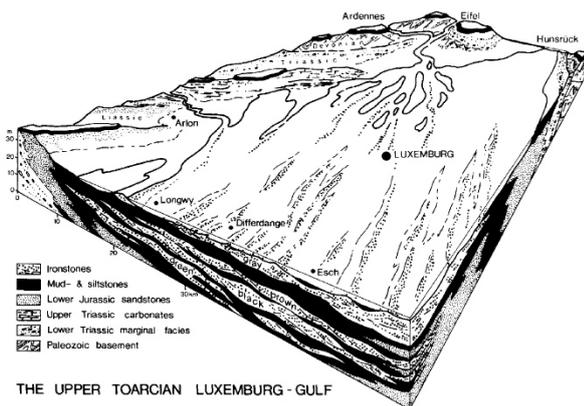


Fig. 3: Rekonstruktion der paläogeographischen Situation im Golf von Luxemburg im des Oberen Toarciums, Bildungszeitraum der Minette (Siehl & Thein 1989).

Die Eisenoolithe der Minette bestehen mineralogisch gesehen im Wesentlichen aus Goethit (vgl. Fig. 5) mit einem nennenswerten Anteil

an Kaolinit und kaolinitreichen Verwitterungsprodukten. Die Oolithe der Minette sind im Besonderen Maß charakterisiert durch eine mittlere Al-Substitution von 7 – 10 mol-% in Goethit und grundsätzlich hohe Si- und Al-Gehalte. Ein Tiefsee-Milieu als Bildungsraum konnte nicht zuletzt durch die geochemische Zusammensetzung ausgeschlossen werden. Minette-Oolithe enthalten hohe Konzentrationen an inkompatiblen Spurenelementen (z.B. Ti, V, Cr, Zr, Th), die eine Genese zusammen mit marinen Karbonaten ausschließen (Siehl & Thein 1978, 1989).

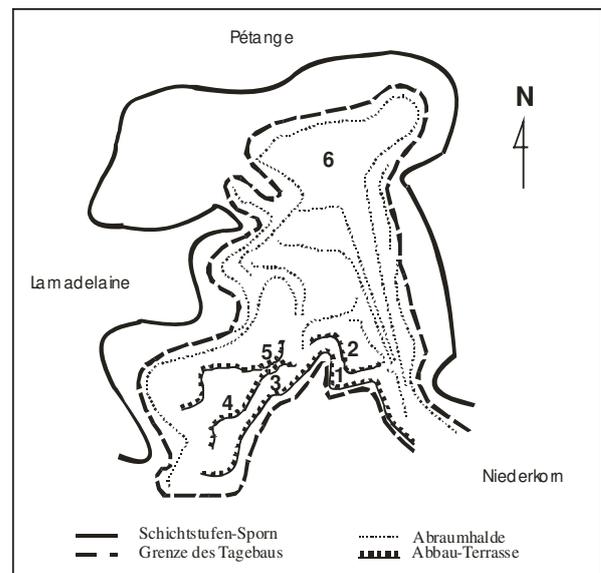


Fig. 4: Der Tagebau „Giele Botter“ und seine charakteristischen Oberflächenformen (1 = Figau-Terrassen, 2 = Tagebau-Weiher, 3 = Böschungsrutschungen, 4 = Steinschlag und Felsstürze, 5 = Untertagebau, 6 = wieder hergestellte Oberfläche mit Feuchtwiesen) (Wagner & Storoni 2005).

Am Rand der Figau-Terrassen deuten Oberflächenformen auf zahlreiche gravitative Massenbewegungen wie Steinschläge, Felsstürze und Böschungsrutschungen hin. An den Hängen der Abraumhalden dagegen sind Rutschungen selten, da die ineinander verkeilten Blöcke und Steine des tauben Gesteins derartige Bewegungen erheblich beeinträchtigen.

Im Jahr 1978 wurde der Tagebau stillgelegt und blieb zunächst sich selbst überlassen – mit Ausnahme einer kurzfristigen Nutzung als Deponiestandort. Vor einigen Jahren setzte ein

radikales Umdenken ein, infolge dessen das gesamte Areal zum Naturreservat erklärt worden ist. In sinnvoller Ergänzung dazu sollte auch das bergbauliche Erbe geschützt werden: Einerseits durch eine regelmäßige, kontrollierte Beweidung der ehemaligen Abtragungs- und Aufschüttungsflächen und andererseits durch das Anlegen von geologischen und bergbaulichen Lehrpfaden.

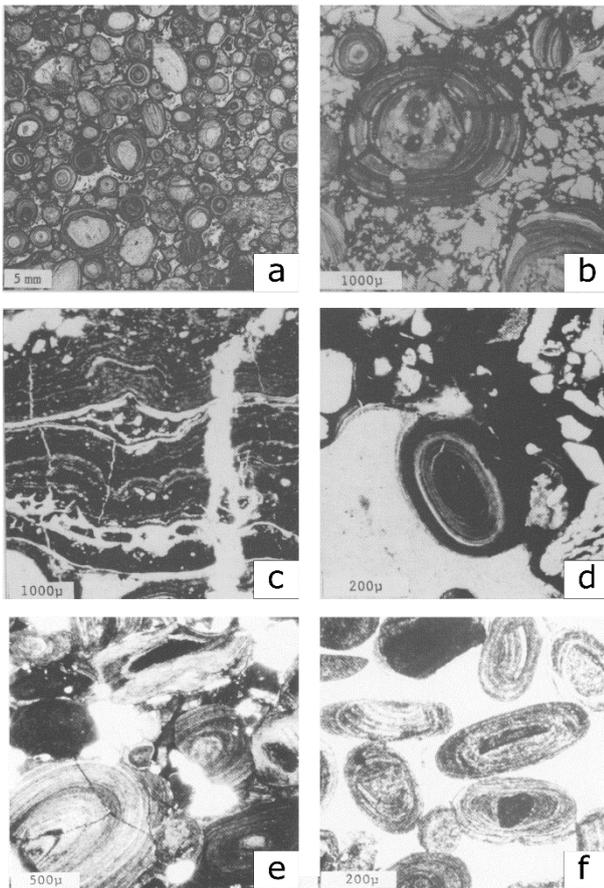


Fig. 5: Variationen von Eisenerzen in Langerstätten entlang der Exkursionsroute in Luxemburg gezeigt anhand von Dünnschliffen (Siehl & Thein 1989). (a, b) Pisolith-Eisenerz aus Lasauvage in Form eines Aufbaus alternierender Goethit- und Kaolinit-Schichten. (c) Bajocium-Ironpan u.a. aus Goethit und stromatolithischer Laminae, Differdange. (d) Ooid aus Goethit in einer auf Kalkstein gebildeten Eisenkruste, Differdange. Goethit-Eisenerze aus dem „Grauen Lager“ der Minette, Fundorte: Esch (e) und Rumelange (f).

Standort Nr. 2: Lasauvage; Bergbaufolgeschäden des Minette-Untertagebaus

Bedingt durch die geringe Mächtigkeit des Deckgebirges oberhalb von ehemaligen Stollensystemen, kam es innerhalb der letzten

150 Jahre zu zahlreichen Bergsenkungen im Luxemburger Minettebecken. Da das Eisenerz durchgehend nach der Methode des Pfeilerrückbaus gefördert wurde und der Figau dadurch manchmal nur 50% der Fläche einnahm, entstanden keine großflächigen Senkungen, sondern kleinräumig verteilte Trichter und Spalten.

Art, Zahl und Größe der Bergsenkungsformen hängen sicher auch von den geologischen und topographischen Begebenheiten ab. In weit größerem Maße werden sie jedoch von der Geometrie der unterirdischen Hohlräume bestimmt.

Auf dem Differdinger Plateau kann man unterschiedliche Bergsenkungsformen auf kurzer Distanz nebeneinander beobachten (Fig. 6 und 7).

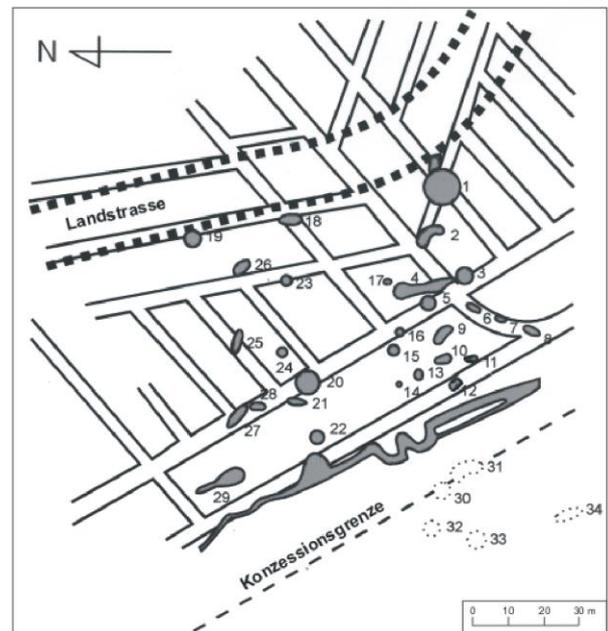


Fig. 6: Bergsenkungsformen über einem ehemaligen Untertagebau im Ort „Baraque Bleue“ (Differdinger Plateau) (Wagner & Storoni 2005).

Im Ort „Baraque Bleue“ begegnet man im Wald östlich der Landstraße einer Gruppe von einzelnen, zum Teil wasserführenden Trichtern. Sie befinden sich über einem historischen Bergwerk, in dem sogar zahlreiche Pfeiler erhalten blieben. Die Konzessionsgrenze wird von einer tiefen Spalte gesäumt, die durch Scherung längs des Grenzpfilers entstand (Fig. 6) Am selben Ort, auf der

gegenüberliegenden Seite der Straße, beobachtet man in einer Wiese eine langgezogene trogförmige Vertiefung. Luftaufnahmen belegen, dass sich hier, in der Mitte des 20. Jahrhunderts, Risse und Spalten gebildet hatten, die der Pächter des benachbarten Bauernhofs durch Bodenbearbeitungsmaßnahmen in flache Tröge umwandeln konnte, sodass die Parzellen weiterhin als Wiesen und Weiden genutzt werden konnten. Im nahegelegenen Ort "Pellestack" sind die geologischen Begebenheiten nahezu identisch. Trotzdem trifft man hier auf ein dichtes Netzwerk von ineinander verwobenen Trichtern und Mulden unterschiedlicher Tiefe, die das Muster des unterirdischen Figaus maßstabsgetreu an die Oberfläche zu projizieren scheinen. Im Gegenteil zum vorhergehenden Untertagebau wurde der Figau bei den Stollen in "Pellestack" auf längere Distanzen in den Untergrund getrieben. Dies erklärt das Entstehen dieses komplexen Gebildes von fast flächendeckenden Bergsenkungen (Fig. 7).

Standort Nr. 3: Rumelange/Ottange; Tagebau im Dogger-Kalk

Das luxemburgische Unternehmen Cimalux produziert Zement in Rumelange und Esch-sur-Alzette im Süden Luxemburgs. Zu diesem Zweck baut es in ihrem Steinbruch in Ottange (Fig. 8) Kalksteine sowie rote und graue Mer-

gel des Bajociums ab. Der Abbau durchschneidet die stratigraphische Abfolge des Unteren Bajociums über eine Mächtigkeit von etwa 50 m (Fig. 9).

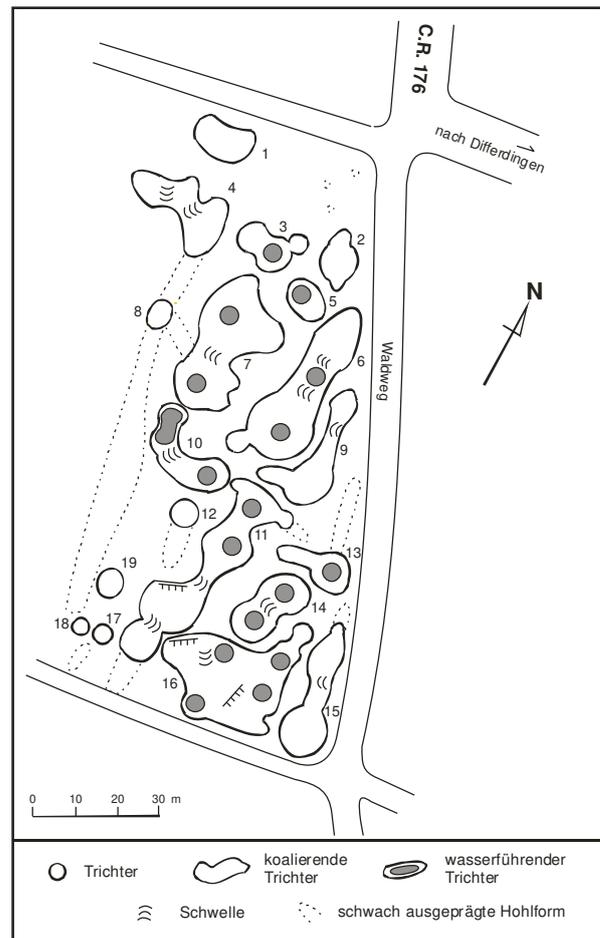


Fig. 7: Bergsenkungsformen über einem ehemaligen Untertagebau im Ort „Pellestack“ (Differdinger Plateau) (Wagner & Storoni 2005).

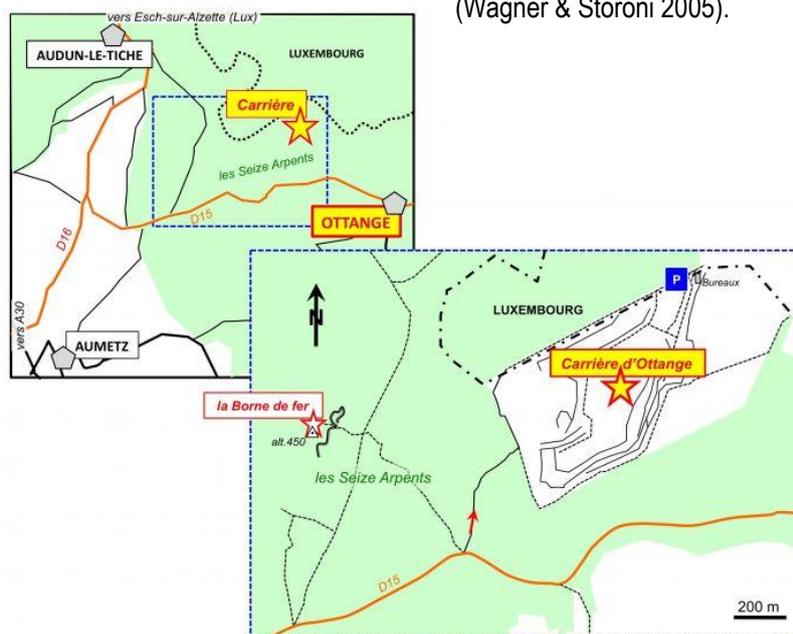


Fig. 8: Kartendarstellung mit dem Tagebau bei Ottange/Rumelange und der „Borne de Fer“ an der luxemburgisch-französischen Grenze. (<http://www4.ac-nancy-metz.fr/base-geol/fiche.php?dossier=192&p=2localis>).

Von oben nach unten lässt sich das Profil folgendermaßen gliedern (Fig. 9):

- Eine Bodendecke mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von ca. 1,50 m.
- Ein Mergelhorizont (Äquivalent des Oolithe cannabine), der sich in zwei Schichtpakete unterteilen lässt:

a) Braune und rote Mergel (4,40 m) bilden die oberste Gesteinsschicht des Steinbruchs. Es handelt sich um fossilführende Mergelkalksteine mit Einlagerungen von sandig-schluffigem Mergel, die in der Literatur manchmal auch als Calcaire de Nondkeil bezeichnet werden. Diesen Mergeln aufliegend befinden sich Spuren einer alten Verwitterungsoberfläche, die durch Eisenknollen in einer rötlichen Tonmatrix gekennzeichnet ist und einem Saprolithhorizont entspricht. Diese Ablagerungen füllen Hohlräume und Spalten im unterlagernden Mergel und werden als Resultat einer alten Karstbildung interpretiert (Quesnel et al., 2006). Die Eisenknollen sind in der Tat Relikte einer alten lateritischen Kruste, die während der Unterkreide in einem kontinentalen subtropischen Klima entstanden ist. Teile dieser Lateritkruste sind in dem Profil „Borne de Fer“ westlich des Steinbruchs zu sehen (Fig. 8).

b) Die Marnes grises d’Audun (8 m) bilden die zweite Stufe. Es sind bioturbate, fossilführende Mergelkalksteine (Ammoniten und Muscheln), die mit den vorherigen vergleichbar sind und sich vor allem durch ihre Farbgebung von ocker (oben) bis graublau (an der Basis) von ihnen unterscheiden.

c) Die Korallenkalke von Audun (Äquivalent des Calcaire à Polypiers inférieur) bilden die dritte und vierte Ebene (ca. 23 m). Es sind gelbliche Kalksteine mit tonigen Zwischenlagen, in denen Bioherme mit Korallen und der damit verbundenen Riffauna beobachtet werden können. Das Dach dieser Formation ist durch eine Oberfläche gekennzeichnet, die auf einen Sedimentationsstillstand hinweist.

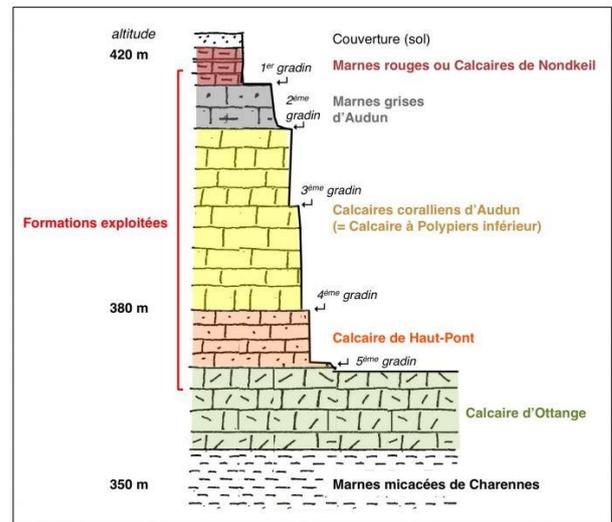


Fig. 9: Schematischer stratigraphischer Schnitt der abgebauten Formationen im Ottange-Steinbruch (www4.ac-nancy-metz.fr/base-geol/fiche.php?dossier=192&p=3descrip).

d) Die Kalke von Haut-Pont sind ockerbraune, schräggeschichtete Kalksteine mit Trochiten, welche die fünfte und letzte Stufe bilden. Sie überlagern die Kalke von Ottange (rote Kalksteinbänke mit gewellten Oberflächen), deren oberer Teil nur stellenweise zu erkennen ist. Diese Ablagerungen des Mittleren Jura sind charakteristisch für eine flachmarine Karbonatplattform mit hoher hydrodynamischer Energie (Kalke von Haut-Pont), und anschließender Ansiedlung von Korallenriffen (Calcaire à Polypiers inférieur) in einem subtropischen Klima (Lathuilière et al., 2003). Die grauen Mergel von Audun und ihre fossile Kopffüßerfauna (Ammoniten und Belemniten) stellen Ablagerungen eines tiefmarinen Milieus dar.

Die Formationen im oberen Teil des Steinbruchs (Mergel und Korallenkalke von Audun) werden am häufigsten abgebaut, da sie die für die Zementherstellung erforderlichen Rohstoffe (Mergel und Kalkstein) liefern (Fig. 9).

Der Abbau findet mittels Sprengungen statt. Die Gesteinsblöcke mit einem Durchmesser von 1 bis 1,50 m werden dann in kleinere Fragmente mit einem Durchmesser von 30 cm gebrochen. Ein Förderband führt die zerkleinerten Materialien zum ca. 1 km entfernten Zementwerk auf luxemburgischer Seite. Anschließend werden die Mergel- und Korallen-

kalkblöcke erneut zerkleinert bis sie Faustgröße erreicht haben. Eine genaue Kalkstein-Mergel-Dosierung durchläuft eine Walzenmühle, wo sie zu Pulver gemahlen wird. Dieses wird bei einer Temperatur von 1450°C in einem mit Kohle befeuerten Drehrohrföfen kalziniert. Das entstandene Produkt bildet den Zementklinker. Letzterer wird in einer weiteren Walzenmühle mit Anhydrit gemischt, um den gewünschten Zement zu erhalten.

Der Steinbruch produziert 7000 bis 8000 Tonnen Material pro Tag bei einer durchschnittlichen Jahresproduktion von 1,3 bis maximal 2 Millionen Tonnen pro Jahr. Die 1976 ausgestellte Konzession für den Betrieb wurde 2006 um weitere 30 Jahre verlängert. Wenn der Abbau in bestimmten Steinbruchbereichen beendet ist, werden diese verfüllt und anschließend renaturiert.

Standort Nr. 4: Rumelange/Ottange; „Borne de Fer“ Ferricrete und „rezente“ Bodenbildung

Der Standort befindet sich auf ~450 m ü. NN nahe Rumelange. Das langjährige Mittel der Jahresdurchschnittstemperatur liegt bei 9,2°C, die Jahresniederschläge ergeben 829 mm (Tab. 1).

„Borne de Fer“ - dies ist die Bezeichnung für die Minières d'Aumetz im Norden Lothringens, unmittelbar an der Grenze zu Luxemburg, mit einer langen Tradition des Abbaus und der Verarbeitung von Eisenerz. Diese Tradition reicht dokumentiert bis in das 15. Jahrhundert vermutlich aber bis in die Antike zurück.

Die in der Region oberflächennah auftretenden Eisenerze liegen nur zum Teil auf Bodenniveau. Daher war es – wie auch am vorgestellten Standort – oft erforderlich Gruben von bis zu 20 m Tiefe in Handarbeit auszuheben. Dies führte zu einer starken Störung und wiederholten Überformung des oberflächennahen Untergrundes und insbesondere der Bodendecken. Die Erhebung der „Borne de Fer“ wurde schlussendlich um 15 m abgetragen. Bis in das 17. und 18. Jahrhundert hatten sich die dazu angewendeten Techniken nicht wesentlich verändert. Nach dem Abbau wurde das Erz in faustgroße Stücke

zerbrochen und anschließend gewaschen, bevor es in Pferdewagen oder Schubkarren zu den Öfen gefahren wurde.

Diese Form der Erzgewinnung blieb lange recht kleindimensioniert. Erst im frühen 19. Jahrhundert gelang es François-Henri De Wendel, einem jungen Schmied, dank eines Dekrets von Kaiser Napoleon Bonaparte, das seinem Besitz den Status einer Mine verlieh, die Erzgewinnung auszudehnen und rentabel zu machen. Hauptabnehmer des an der „Borne de Fer“ gewonnenen Eisens war die Napoleonische 'Große Armee'. Napoleon hatte die Qualität des von dieser Lagerstätte produzierten Eisens erkannt und behielt die Produktion von Kanonen den Schmieden von De Wendel vor. So wurden im Jahr 1812 1.696 t Erz gewonnen. Der Abbau eines nicht bzw. schwach phosphorhaltigen Erzes erfolgte bis in das Jahr der Stilllegung 1882.

Die mehrere Meter mächtige „Borne de Fer“ Bohnerz-Formation ist heute auf einer Kuppe im oberflächennahen Bereich des Saproliths/Paläokarst aus Verwitterungsprodukten aus sandigem Kalkstein (Unteres Bajocium) und sandig-schluffigen, pyritführenden Mergeln (Oberes Bajocium) vorzufinden (Fig. 10, Quesnel 2003; Théveniaut et al. 2007).

Die Eisenerze der „Borne de Fer“ präsentieren sich als oberflächennah anstehende Eisenkrusten siderolithischer Fazies. Jedoch handelt es sich bei der „Borne de Fer“-Ferricrete nicht um eine der typischen, erdgeschichtlich gesehen jüngeren lateritischen Eisenkrusten, die in weiten Teilen Mitteleuropas durch z.B. intensive Verwitterung während des Paläogens gebildet wurden und auf dem paläozisch-mesozoischen Basement aufliegend vorzufinden sind (Ricordel-Prognon et al. 2010; Petit et al. 2018). Vielmehr ist der Bildungszeitraum der sehr viel älteren „Borne de Fer“ auf die Untere Kreide (vor 142 – 120 Ma) zu datieren (Théveniaut et al. 2007). Hiermit markiert die Kuppe mit der „Borne de Fer“ eine der ältesten Landschaftsformen, die im südlichen Teil des „Luxemburger Gutlands“ zu finden sind (Petit et al. 2018; Kausch & Maquil 2018). Ähnliche Eisenfazies mit einem noch höheren Alter (140 – 160 Ma) haben sich z.B. im Französischen

Zentralmassiv bei Naussac und Lembron (Ricordel-Prognon et al. 2010) erhalten.

Tab. 1: Standortbeschreibung

Substrat:	Kalkstein-Saprolith
Relief:	Kuppe, Hang
Landnutzung:	Forstl. Nutzung
Vegetation:	Laubwald (Fagus, Quercus)
Höhenlage:	450 m ü. NN
MAT:	9.2°C (Rumelange)
MAP:	829 mm (Rumelange)

Die Bildungsbedingungen dieser Ferricrete sind auf wenige Phasen mit besonders intensiver terrestrischer Verwitterung einzugrenzen, die nach heutigem Wissensstand mit ausgeprägten Uplift-Prozessen während der Unterkreide in Nordwest-Europa in Zusammenhang stehen (Quesnel 2003; Théveniaut et al. 2007). Derartige Bohnerz-Formation, sind nur dort erhalten geblieben, wo lokale Denudation durch eine relative tektonische Stabilität über lange Zeiträume limitiert worden ist (Petit et al. 2018; Kausch & Maquil 2018).

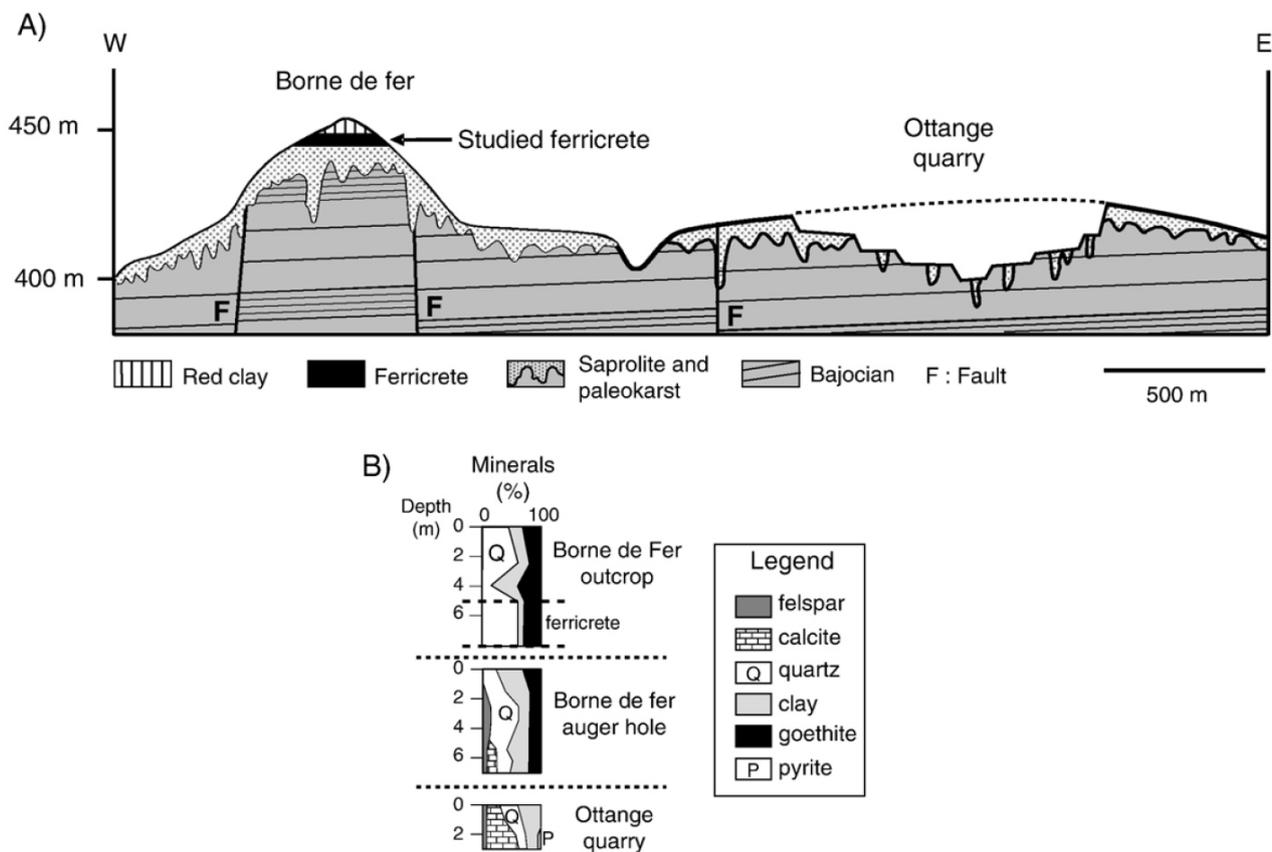


Fig. 10: Der geologische Schnitt (A) durch das Areal der „Borne de Fer“ und des Tagesbaus in Ottange zeigt die Verteilung der unterschiedlichen Komponenten der Verwitterungsdecke (Paläokarst/Saprolith, Ferricrete und pisolithführende rote Tone), die sich auf Kalken und Mergeln des Bajociums bildete. (B) Mineralogische Zusammensetzung eines Aufschlusses sowie einer in der „Borne de Fer“ abgeteufte Bohrung und dem Tagebau von Ottange (Théveniaut et al. 2007).

Die Bohnerz-Schicht ist von dünnen, ockerfarbenen Tonbändern durchzogen und besteht im Wesentlichen aus Quarz, Kaolinit und Goethit. Ein solches Tonband ist in Fig. 11 zu sehen. Das gezeigte Tonband besteht zu 96,5% aus Partikeln $>2 \mu\text{m}$ und enthält $22,92 \text{ g kg}^{-1} \text{ Fe}_d$.

Die Ergebnisse der geochemischen Analysen, die exemplarisch an vier repräsentativen

Proben der „Borne de Fer“ durchgeführt worden sind, sind in Tab. 2 zusammengefasst. Die untersuchten Bohnerze enthalten bis zu 61 Masse-% Fe_2O_3 , vergleichbar mit Ergebnissen von Quesnel (2003) und Théveniaut et al. (2007). Die typisch hohe Variation der Eisengehalte liegt darin begründet, dass die Bohnerze nicht „rein“ sind, sondern einen relativ hohen Anteil des sandigen Kalksteins

enthalten, auf dem sie sich bildeten bzw. den sie imprägniert haben.



Fig. 11: Die „Borne de Fer“ durchziehendes Tonband. Fotografie: B. Klaes

Der unterlagernde Saprolith erreicht mancherorts eine Mächtigkeit von bis zu 50 m unterhalb der „Borne de Fer“. Die Mächtigkeit variiert jedoch stark (Fig. 10), was Unterschieden in der Verkarstungsintensität des Kalksteins zugeschrieben wird. Die mineralogische Zusammensetzung wird von Quarz, Tonmineralen (95 – 100% Kaolinit, mit zunehmender Tiefe ersetzen Illit und Smektit den Kaolinitanteil vollständig) und Goethit dominiert (Théveniaut et al. 2007; Fig. 10). Oberhalb der „Borne de Fer“ stehen rote Tone an, die auch eine Vielzahl an goethitischen Pisolithen enthalten – ihr Ursprung wird einer erodierten Lateritkruste zugeordnet (Quesnel 2003; Théveniaut et al. 2007).

Profilbeschreibungen

Die beiden Bodenprofile, die an diesem Standort vorgestellt werden, unterscheiden sich in vielerlei Punkten deutlich voneinander. Im ersten Teil der Borne de Fer (Bodenprofil 1; Fig. 12) wurde die Morphologie der Landschaft im Zuge des jahrhundertelangen oberflächennahen Erzabbaus durch bis zu 20 m Tiefe Gruben, die unsystematisch angelegt

und wiederholt anthropogen überformt wurden, massiv gestört. Der zweite Bereich des Geländes (Bodenprofil 2; Fig. 13) ist durch breite Grabenstrukturen (bis ca. 15 m Tiefe) überformt, die den anstehenden Kalkstein erschließen und systematischer (parallel zueinander) angelegt erscheinen. Dadurch sind auf den verbliebenen Rippen zwischen den Gräben weniger bis möglicherweise ungestörte Bereiche erhalten geblieben.

Bodenprofil 1 entwickelte sich auf historischem Bergematerial des „Borne de Fer“-Abbaus, das durch anthropogene Aktivität sichtbar gestört abgelagert wurde. Es ist davon auszugehen, dass die heute zu sehende Bodenentwicklung auf den Zeitraum seit Beendigung des Erzabbaus 1882, also ca. 140 Jahre zurückgeht. Das Substrat enthält noch einige wenige Bruchstücke sandigen Kalksteins, ist aber im Feinmaterial während der Pedogenese deutlich entkalkt.

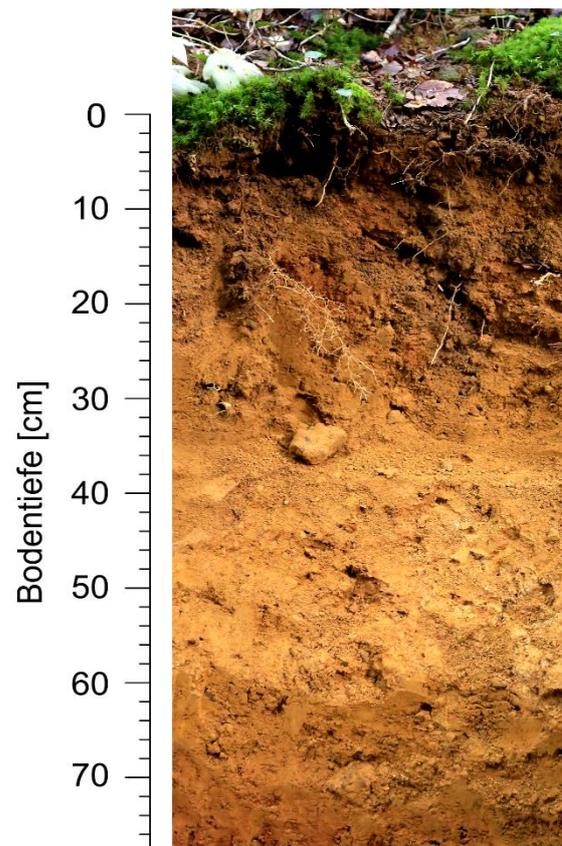


Fig. 12: Foto des Bodenprofils Nr. 1. Fotografie: B. Klaes

Die Mächtigkeit der beiden jAh-Horizonte mit dem jBv-Ah-Horizont zusammen beträgt ca. 41 cm (Tab. 3; Ausschnitt in Fig. 12 hier abweichend). Die tiefer liegenden Horizonte

des Mineralbodens des Bodenprofils (jelCv1, jelCv2) sind kaum durchwurzelt, zeigen mitunter hohe Tongehalte (20 – 44,8 M.-%) und sind dicht gelagert ($\rho_t = 1,39 - 1,69 \text{ g cm}^{-1}$). Eindeutige Gradienten sind nicht zu erkennen. Der saure Waldstandort (pH ~4) ist hier durch niedrige C_{org} -Gehalte (<1,4%), aber eine relativ hohe BS (> 50%) gekennzeichnet.

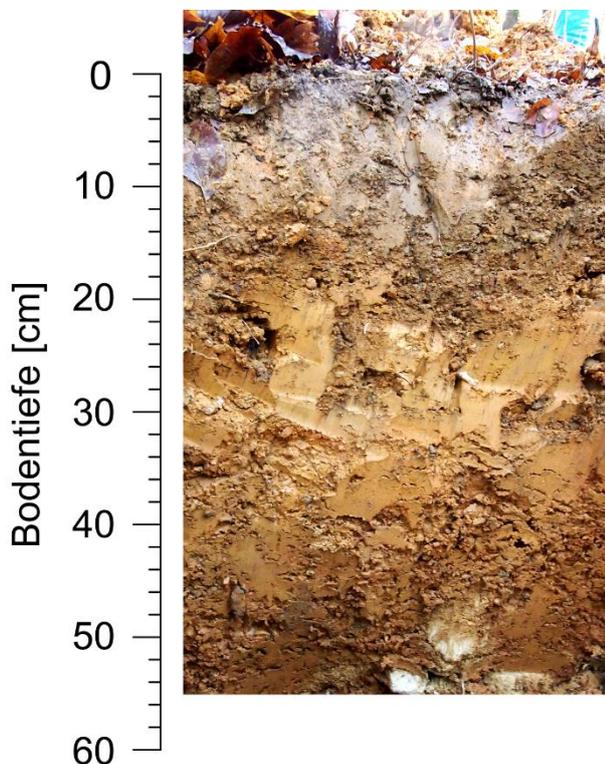


Fig. 13: Foto des Bodenprofils Nr. 2. Fotografie: S. Thiele-Bruhn

Bodenprofil 1 wurde als Pararendzina aus Kalk und Grus führendem Tonschluff (aus gekipptem, sandigen Kalkstein) angesprochen. Das zweite Bodenprofil hat sich auf dem Saprolith aus sandigem Kalkstein und sandigen Mergeln des Bojaciuns entwickelt. Besonders der Bv- und II elCv2-Horizont enthalten eine hohe Anzahl erratischer Sandsteinfragmente mit Bohnerzen. Die Mächtigkeit des Ah-Horizonts beträgt rund 22 cm. Hier reicht die Durchwurzelungstiefe bis in den Bv-Horizont. Im Vergleich zu Bodenprofil 1 sind die Trockenrohdichten deutlich geringer $\rho_t = 1,23$ bzw. $1,29 \text{ g cm}^{-1}$), was auf eine bessere Aggregation infolge feinverteilter Carbonate bzw. eines höheren OBS-Gehaltes zurückzuführen ist. Nach Kubiena dürfte das Mikrogefüge des Bodenprofil 1 sehr wahrscheinlich als lehmig, das des Profils 2 als erdig anzusprechen sein. Mikromorphologische Analysen stehen jedoch aus.

Der Tongehalt im Profil 2 zeigt einen deutlichen Gradienten und steigt mit zunehmender Tiefe von 22,3 Masse-% auf bis zu 69,8 Masse-% an. Auch die pH-Werte folgen diesem Trend: Ausgehend vom schwach sauren Oberboden (pH ~5,1) steigen die pH-Werte auf ~7,3 im II elCv2 an. Die BS ist mit Werten zwischen ~83 und 100 sehr hoch.

Bodenprofil 2 wurde als Normbraunerde aus Grus-führendem Normallehm (aus sandigem Kalkstein) über Gruslehmton (aus sandigem Mergel) angesprochen.

Tab. 2: Hauptelement-Geochemie „Borne de Fer“, alle Angaben in Masse-%

Proben-Nr.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	L.O.I.	Total
1	17.95	0.29	5.86	63.13	0.35	2.41	8.14	0.01	0.20	1.69	0.061	16.56	100.09
2	62.01	0.20	1.59	36.08	0.05	0.11	0.12	0.00	0.08	0.14	0.004	6.04	100.38
3	61.62	0.38	2.22	35.94	0.04	0.11	0.13	0.00	0.08	0.18	0.006	6.25	100.71
4	63.28	0.35	2.21	33.92	0.03	0.10	0.10	0.00	0.07	0.17	0.004	5.88	100.24

Tab. 3: Profilbeschreibungen und Bodenklassifikation

Profil 1								
Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [M.-%]	Gefügestufe	Durchwurzelung	Carbonat	Ausgangsgestein	Stratigrafie
0-10	jAh1	Lt2	28.6	kru	W3	c0	^s,k	qh
10-21	jAh2	Lt2	23.6	kru-sub	W1	c1	^s,k	qh
21-41	jBv-Ah	Lu	22.2	kru-sub	W1	c1	^s,k	qh
41-75	jelCv1	Lu	22.7	sub-pol	W1	c1	^s,k	qh
75-125+	jelCv2	Lt3	29.5	pol	W0	c0	^s,k	qh
Humusform:		L-Mull						
Deutsche Klassifikation:		(Mull)Braunerde-Pararendzina aus flachem stark Reingrus führendem Kippnormallehm über stark Reingrus und Kalk führendem Kipptonschluff über tiefem Reingruskalkschuffton (aus Kalksandstein) [BB-RZ: oj-(zz4)l(^s,k)oj-(zz4)(c)tu(^s,k)//oj-zzcut(^s,k)]						
WRB:		Pantosolic Technosol (Cambic, Endodystric, Eutric, Humic, Endoraptic, Amphisiltic, Bathyclayic)						
Profil 2								
Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [M.-%]	Gefügestufe	Durchwurzelung	Carbonat	Ausgangsgestein	Stratigrafie
0-22	Ah	Ls2	1.9	kru	W3	c0	csa; ^s,k	q
22-40	Bv	Lt3	55.9	sub-pol	W2	c0	csa; ^s,k	q
40-56	II eICv1	TI	36.6	pol	W1	c2	csa; ^mk,s	q
56-87+	II eICv2	Tt	50.8	pol	W0	c3.2	csa; ^mk,s	q
Humusform:		L-Mull						
Deutsche Klassifikation:		(Mull)Normbraunerde, sehr basenreich, mitteltief verbraunt, aus flachem Zersatznormallehm (aus Saprolith) über Zersatzschufftonreingrus (aus Saprolith, Kalksandstein,) über Zersatzkalklehmton (aus Saprolith, sandigem Mergelstein; [BBn: cc-II(csa)cc-utzz(csa,^s,k)/cc-cltzz(csa,^mk,s)])						
WRB:		Endocalcaric Cambisol (Epigeoabruptic, Clayic, Loamic, Humic, Epiraptic)						

Tab. 4: Bodenphysikalische Eigenschaften I – Partikelgrößenverteilung; (Bodenart nach KA5)

Profil 1											
Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									Bodenart	
	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	U	S	KA5	WRB
0-10	3.0	4.4	20.9	18.8	15.6	7.2	30.1	41.5	28.3	Lt2	CL
10-21	2.6	3.6	18.9	20.6	18.0	6.7	29.6	45.3	25.2	Lt2	CL
21-41	2.0	3.2	17.2	22.9	20.9	7.6	25.7	51.4	22.4	Lu	SiL
41-75	1.7	3.1	21.7	31.8	14.2	7.4	20.0	53.4	26.4	Lu	SiL
75-125+	1.7	2.0	12.7	18.2	14.8	5.7	44.8	38.7	16.4	Lt3	C
Profil 2											
Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									Bodenart	
	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	U	S	KA5	WRB
0-22	6.4	7.7	22.4	14.8	15.6	10.7	22.3	41.1	36.4	Ls2	L
22-40	7.5	4.4	18.5	15.0	12.4	6.2	35.9	33.6	30.4	Lt3	CL
40-56	1.3	1.4	12.8	8.4	8.4	6.0	61.7	22.8	15.5	TI	HC
56-87+	2.3	1.8	7.4	5.7	5.9	7.0	69.8	18.6	11.5	Tt	HC

Tab. 5: Bodenphysikalische Eigenschaften II

Profil 1						
Tiefe [cm]	pt [g cm ⁻³]	PV [Vol.-%]	LK [Vol.-%]	FK [Vol.-%]	nFK [Vol.-%]	K _f [cm d ⁻¹]
0-10	1.33	46.9	11.8	35.1	15.0	252
10-21*	1.39	45.7	11.7	34.0	13.7	794
21-41*	1.57	40.9	9.0	31.9	15.9	100
41-75	1.69	36.1	8.5	27.6	4.3	371
75-125+						

Profil 2						
Tiefe [cm]	pt [g cm ⁻³]	PV [Vol.-%]	LK [Vol.-%]	FK [Vol.-%]	nFK [Vol.-%]	K _f [cm d ⁻¹]
0-22	1.23	50.9	3.9	47.0	21.4	162
22-40	-	-	-	-	-	-
40-56	1.29	51.9	1.2	50.6	17.5	2
56-87+	-	-	-	-	-	-

*Stechringe wurden zusammen entnommen

Tab. 6: Bodenchemische Eigenschaften I

Profil 1									
Tiefe [cm]	pH [H ₂ O]	pH [CaCl ₂]	EC [μS cm ⁻¹]	C _{org} [Masse-%]	N _t [Masse-%]	C/N	P _t [μg g ⁻¹]	P (CAL) [μg g ⁻¹]	K (CAL) [μg g ⁻¹]
0-10	4.77	3.93	66	1.40	0.11	13.2	601.7	4.4	35.0
10-21	4.78	3.88	36	1.22	0.08	15.7	515.1	4.6	19.3
21-41	4.68	3.93	31	1.08	0.06	18.7	616.3	25.6	7.2
41-75	4.62	4.00	38	0.33	0.03	13.0	561.0	26.4	7.4
75-125+	4.47	3.75	31	0.36	0.03	10.5	578.4	0.0	5.5

Profil 2									
Tiefe [cm]	pH [H ₂ O]	pH [CaCl ₂]	EC [μS cm ⁻¹]	C _{org} [Masse-%]	N _t [Masse-%]	C/N	P _t [μg g ⁻¹]	P (CAL) [μg g ⁻¹]	K (CAL) [μg g ⁻¹]
0-22	6.15	5.11	62	3.63	0.259	14.0	751.4	0.0	174.4
22-40	6.72	5.97	79	0.56	0.0535	10.4	442.1	0.0	41.3
40-56	7.17	6.50	95	0.42	0.0665	6.3	577.6	0.0	115.6
56-87+	7.78	7.27	265	0.62	0.076	8.2	549.9	0.0	27.6

Tab. 7: Bodenchemische Eigenschaften II

Profil 1										
Tiefe [cm]	KAK _{eff} [mmol _c kg ⁻¹]	BS [%]	Sättigung % der KAK _{eff}							
			Na	K	Ca	Mg	Al	Fe	Mn	H
0-10	57.8	51.9	1.8	2.8	35.8	11.5	46.1	0.1	0.9	0.9
10-21	48.5	50.1	2.4	2.0	34.7	10.9	48.7	0.2	0.7	0.3
21-41	46.3	55.9	3.8	1.4	35.5	15.2	42.6	0.1	0.5	0.9
41-75	33.8	65.1	6.3	1.5	37.4	20.0	34.0	0.1	0.2	0.5
75-125+	81.0	20.4	1.4	1.2	12.2	5.4	78.7	0.1	0.1	0.8

Profil 2										
Tiefe [cm]	KAK _{eff} [mmol _c kg ⁻¹]	BS [%]	Sättigung % der KAK _{eff}							
			Na	K	Ca	Mg	Al	Fe	Mn	H
0-22	106.3	82.6	0.5	4.0	71.7	6.4	17.1	0.0	0.3	0.0
22-40	170.9	88.2	0.9	0.8	84.4	2.1	11.7	0.0	0.1	0.0
40-56	-	100.0	0.1	0.9	97.7	1.2	0.0	0.0	0.0	0.0
56-87+	-	99.9	0.1	0.7	98.3	0.9	0.0	0.1	0.0	0.0

Tab. 8: Bodenchemische Eigenschaften III

Profil 1					
Tiefe [cm]	Fe _o [g kg ⁻¹]	Fe _d [g kg ⁻¹]	Al _o [g kg ⁻¹]	Mn _o [g kg ⁻¹]	Fe _o /Fe _d
0-10	2.25	19.45	1.34	0.23	0.12
10-21	2.78	17.94	1.42	0.25	0.16
21-41	3.62	15.25	1.62	0.29	0.24
41-75	2.76	17.97	1.31	0.08	0.15
75-125+	1.97	19.34	2.21	0.02	0.10

Profil 2					
Tiefe [cm]	Fe _o [g kg ⁻¹]	Fe _d [g kg ⁻¹]	Al _o [g kg ⁻¹]	Mn _o [g kg ⁻¹]	Fe _o /Fe _d
0-22	4.18	27.00	1.29	1.01	0.15
22-40	0.97	26.49	1.17	0.58	0.04
40-56	1.09	27.82	1.88	0.87	0.04
56-87+	1.60	27.13	1.83	0.67	0.06

4. Weitere Methoden

Die gesamtgeochemischen Untersuchungen an ausgewählten Proben der „Borne de Fer“ Ferricrete wurden mittels Röntgen-Fluoreszenz-Analytik (PANalytical AXIOS- MagiX-Pro; Universität Mainz) an Schmelztabletten (vollautomatisches Einschmelzen, bei 1050°C) nach einem Aufschluss mit LiBO₂ and Li₂B₄O₇ durchgeführt. Zur Kalibrierung der Messergebnisse wurden ~50 internationale Standards verwendet.

5. Literatur

- Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. Hannover.
- Bubenicek, L. (1970): Géologie des gisements de fer de Lorraine, I.R.S.I.D., 48-146, Paris.
- Cammeraat, L. H., Sevink, J., Hissler, C., Juilleret, J., Jansen, B., Kooijman, A. M., Pfister, L., Verstraten, J. M. (2018): Soils of the Luxemburg Lias Cuesta Landscape. In: Kooijman, A. M., Cammeraat, L. H., Seimonsbergen, A. C. (Ed.): The Luxemburg Gutland Landscape. Amsterdam.
- FAO (2006): World reference base for soil resources 2006. A framework for international classification, correlation and communication. Rom
- Kausch, B., Maquil, R. (2018): Geological and Gemorphological Evolution of Luxembourg and Its Cuesta Landscape. In: Kooijman, A. M., Cammeraat, L. H., Seimonsbergen, A. C. (Ed.): The Luxemburg Gutland Landscape. Amsterdam.
- Lathuiliere, B., Carpentier, C., Andre, G., Dagallier, G., Durand, M., Hanzo, M., Huault, V., Harmand, D., Hibsich, C., Le Roux, J., Malatre, F., Martin-Garin, B., Nori, L. (2003): Production carbonatée dans le Jurassique de Lorraine. 20-21-22 septembre; livret de terrain excursion - G2R/CG54/Groupe Français d'Etude du Jurassique.
- Petit, F., Maquil, R., Kausch, B., Hallot, E., (2018): Cuestas in Gutland (S Luxemburg) and Belgian Lorraine: Evolution of a Structurally Controlled Landscape. In: Demoulin, A. (Ed.): Landscapes and Landforms of Belgium and Luxembourg. World Geomorphological Landscapes. Cham.
- Quesnel, F. (2003): Paleoweathering and paleosurfaces from northern and eastern France to Belgium and Luxembourg: Geometry, dating and geodynamic implications. *Géologie de la France*, 1:95-104.
- Quesnel F., Yans J., Dupuis C., Wyns R., Théveniaut H., Demoulin, A. (2006): Paléoalterations mésozoïques et cénozoïques en Ardenne et ses bordures : caractérisation, datation et reconstitution géométrique des paléosurfaces associées et analyse de leurs déformations successives. *Géologie de la France*, n°1 et 2.
- Ricordel-Prognon, C., Lagroix, F., Moreau, M.-G., Thiry, M. (2010): Lateritic paleoweathering profiles in French Massiv Central: Paleomagnetic datings. *Journal of Geophysical Research* 115: B10104.
- Siehl, A. & Thein, J. (1987): Geochemische Trends in der Minette (Jura, Luxemburg/Lothringen), *Geologische Rundschau*, 67:1052-1077.
- Siehl, A., Thein, J. (1989): Minette-type ironstones. In: Young, T. P., Taylor, W E. G. (Ed.): *Phanerozoic Ironstones*. Geological Society Special Publication 46:175-193.
- Théveniaut, H., Quesnel, F., Wyns, R., Hugues, G. (2007): Paleomagnetic dating of the "Borne de Fer" ferricrete (NE France): Lower Cretaceous continental weathering. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 253:271-279.
- Verband „Le Savoir... Fer“ (ohne Datum): "Le Savoir... Fer", glossaire du H.F., 5ème édition - <http://savoir.fer.free.fr/>
- Wagner, J.-F., Storoni, A. (2005): Bergbaufolgelandschaften der Minette und geotechnische Probleme in den quellfähigen Schwarzpeliten im Süden Luxemburgs. In: Geographische Gesellschaft Trier/Christoph Becker (Ed.): *Grenz-Touren. Exkursionen zwischen Maas, Mosel, Saar und Rhein*, Heft 28.

C-04 Nordwesteifel

Franz Richter¹, Gerhard Milbert¹, Klaus Striepen², Thomas Pütz³

¹ ehemals Geologischer Dienst NRW, De-Greifstr. 195, 47803 Krefeld

² Landesbetrieb Wald und Holz NRW, Albrecht-Thaer-Straße 34, 48147 Münster

³ Forschungszentrum Jülich, Institut für Bio- und Geowissenschaften, IBG-3: Agrosphäre, Leo-Brandt-Str., 52425 Jülich

1. Einleitung

(Franz Richter, zusammengestellt aus Unterlagen des Geologischen Dienstes NRW)

Die Eifel ist ein Mittelgebirge, welches Teilflächen der Bundesländer Nordrhein-Westfalen und Rheinland-Pfalz umfasst. Sie ist ein Teil des Rheinischen Schiefergebirges, das aus einem Block paläozoischer Gesteine gebildet wurde. Diese Gesteine wurden überwiegend als Sedimentfüllung eines Meeresbeckens abgelagert, dessen Boden langsam

absank. Im Jungpaläozoikum wurden sie gefaltet (Variszische Faltung), anschließend gehoben und zum Teil wieder abgetragen. Das Rheinische Schiefergebirge gliedert sich in die Landschaftsräume Bergisches Land, Sauerland, Westerwald und Taunus rechts des Rheines sowie Eifel, Hunsrück und Ardennen links des Rheines. Die Eifel wurde in Teilbereichen während der Tertiär- und Quartärzeit vulkanisch deutlich überprägt. Sie ist das jüngste Vulkangebiet in Deutschland.

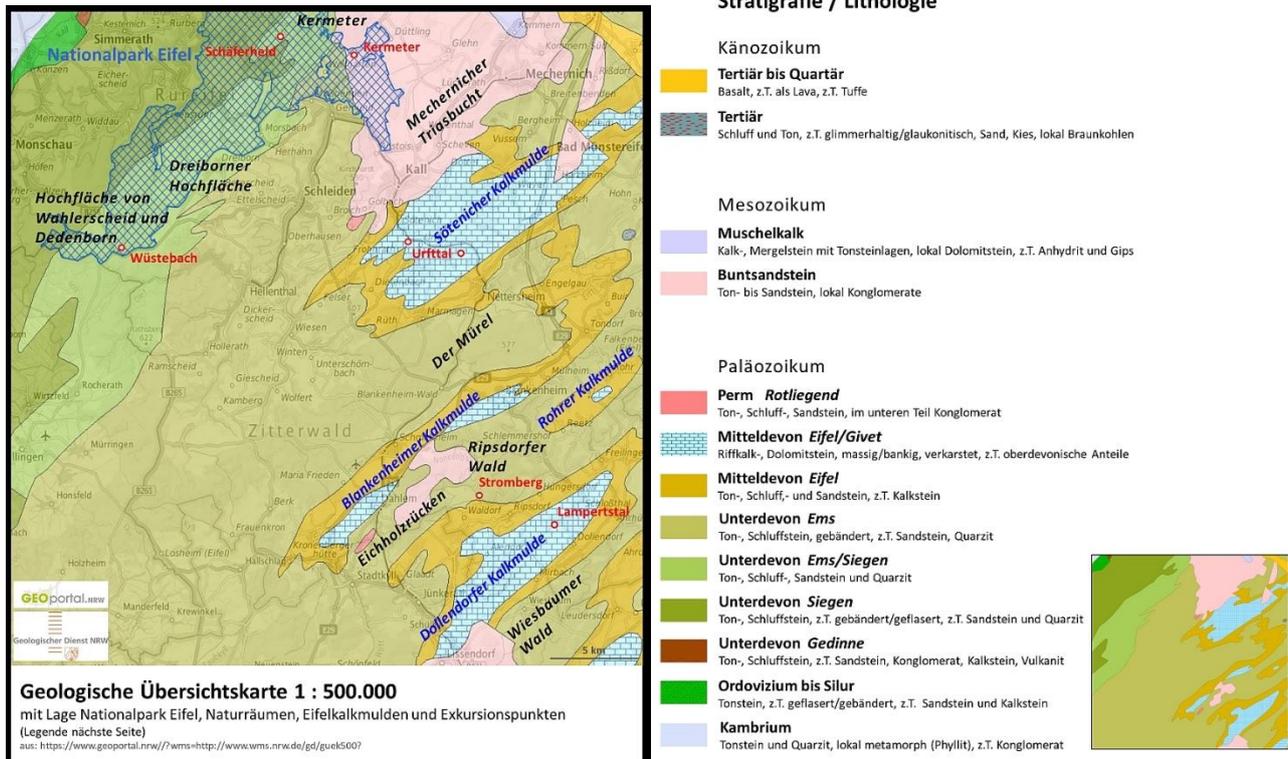


Fig. 1: Geologische Übersicht mit Legende, Lage der Exkursionspunkte

1.1 Geologie und Böden im südlichen Teil des Nationalparks Eifel

Im Süden des Nationalparks liegt eine wellige Hochebene. Diese ist - durch teilweise tief eingeschnittene Seitentäler der Rur gegliedert - im Mittel 550 bis über 600 m ü. NN hoch.

Geologisch liegt das Gebiet zwischen dem Vennsattel und den Eifelkalkmulden. Gegliedert durch Sättel und Mulden, treten Gesteine des **Unterdevons** (Siegen und Ems) zu Tage. Die Gesteinsfolgen bestehen aus meist geschieferten Sand-, Schluff- und Tonsteinen, deren jeweilige Anteile sehr stark schwanken können. Die Gesteinsfolgen wurden in typische stratigraphische Einheiten untergliedert, die jeweils nach Typlokalitäten benannt sind. Von alt nach jung sind dies die Rurberg-, die Wüstebach-, die Heimbach- und die Schleiden-Schichten.

In den Eiszeiten wurde das Gebiet mit einem geringmächtigen Schleier aus Löss bedeckt, der zu Lösslehm verwitterte. Lösslehm und das Verwitterungsmaterial der Festgesteine wurden durch Solifluktion verlagert und durchmischt (Fließerden).

Heute liegt über den Gesteinen des Unterdevons ein im Mittel 5–8 dm mächtiger Solifluktionslehm (periglazial umgelagert und durchmischt) mit einem mittleren bis hohen Lösslehmanteil (etwa 30–70%) und geringem bis mittlerem Skelettgehalt (10–40%). Darunter liegen, meist periglazial umgelagert, meist nur wenige Dezimeter, seltener bis über 1 m mächtige Schuttdecken, untergeordnet Verwitterungslehme der Grundgebirgs-gesteine. Der Skelettanteil in den Schuttdecken beträgt meist über 80%, in den Verwitterungslehmen 40–70%.

Jüngere, **holozäne** Bildungen sind die Moore, die im Verlauf der letzten 7000 Jahre über einem wenig durchlässigen Untergrund im Bereich Wahlerscheid bei hohen Niederschlagsmengen entstanden. Kleinere Niedermoore finden sich in Bachtälern, vor allem denen des Wüstebachs und des Püngelsbaches.

Bodengesellschaften

Auf der **Hochfläche von Wahlerscheid und Dedenborn** beträgt die durchschnittliche Mächtigkeit der Fließerden über den Gesteinen der Rurberg- und der Wüstebach-

Schichten etwa 6-8 dm, stellenweise auch über 10 dm. Es dominieren Lössfließerden; unterlagernde Fließerden aus Gesteinsschutt (über meist Tonstein) mit lehmig-toniger Matrix sind meist nur geringmächtig. Hier entwickelten sich Braunerden, Pseudogley-Braunerden und Braunerde-Pseudogleye und – seltener - Pseudogleye mittlerer Staunässe. Im äußersten Südwestzipfel des Nationalparks entstanden im Wüstebach-Quellgebiet kleinflächig Moorstagnogleye mit Anteilen von Übergangsniedermooren. Kleinere Niedermoore, vergesellschaftet mit Niedermoor-gleyen, Nassgleyen und Gleyen finden sich in den Tälern der Nebenflüsse der Rur, wie dem des Wüstebachs.

1.2 Geologie und Böden in der Kalkeifel

Einleitung

Unterdevon, Mitteldevon der Sötenicher und Dollendorfer Kalkmulde, mesozoisches Deckgebirge (Buntsandstein) mit tertiärzeitlicher Basaltintrusion

Exkursionsgebiet

Das Exkursionsgebiet umfasst den nördlichen und reicht fast bis in den mittleren Teil der Kalkeifel. Die höchsten Punkte des Gebietes sind die Heidenköpfe bei Dahlem mit über 590 m. ü.NN und der Mürel (575 m.ü.NN), die tiefsten Punkte das Urfttal bei Sötenich (340 m ü. NN) und das Ahrtal bei Ahrdorf (315 m. ü.NN). Siehe Fig. 1: Geologische Übersichtskarte 1:500.000

Geologie (nach Ribbert (1992) und (2010))

Die „Kalkeifel“ liegt in der Zone der „Eifelkalkmulden“, einer tektonischen Schwächezone, die sich in Nord-Süd-Richtung („Eifler Nord-Süd-Zone“) vom Mechernicher Triasdreieck bis zur Trierer Bucht erstreckt. In den „Eifelkalkmulden“, sind über dem Unterdevon, das den größten Anteil an der Schichtenfolge des Rheinischen Schiefergebirges stellt, noch Gesteine des Mitteldevons, in der Prümer Mulde sogar Ablagerungen des Oberdevons erhalten. In der variszischen Gebirgsbildung wurden die Gesteine gefaltet, gehoben und abgetragen. Anschließend war die Kalkeifel eine Senke innerhalb der Rumpffläche des abgetragenen variszischen Gebirges. Beginnend mit der Perm-Zeit wurden hier

terrestrische Sedimente des Oberrotliegenden, des Buntsandsteins sowie im Süden und Norden im Muschelkalk und Keuper auch Ablagerungen von Flachmeeren im Wechsel mit terrestrischen Bildungen sedimentiert.

Im Exkursionsgebiet liegen drei der großen Kalkmulden: von Norden nach Süden

- die Sötenicher Kalkmulde,
- die Blankenheimer Kalkmulde und
- die Dollendorfer Kalkmulde.

Die Kalkmulden sind reich an Grundwasser, das dort in zahlreichen, meist stark schüttenden Karstquellen zu Tage tritt. Diese Gunst der Natur war während der römischen Antike die Grundlage für die ingenieurtechnische Meisterleistung der Römischen Eifel-Wasserleitung nach Köln. Wir werden eine der Haupt-Quellfassungen den „Grünen Pütz“ im Urfttal bei Nettersheim besuchen.

In den Sattelbereichen zwischen den Kalkmulden streicht die mächtige unterdevonische Schichtenfolge (> 1000 m) der *Klerfer Schichten* des Unteren Oberems (**Unterdevon**) aus. Die Gesteinsfolge setzt ein mit grauen, dann nach oben zunehmend roten Ton- und Schluffsteinen mit zwischengeschalteten grünlichen tonreichen Sandsteinen. Den Abschluss des Ems bildet der *Ems-Quarzit*, (**Unterdevon**), der neben Tonsteinen aus reinen Quarziten aufgebaut wird. Im Exkursionsgebiet fehlt er häufig oder ist nur geringmächtig.

Das **Mitteldevon** der nördlichen Eifelkalkmulden gliedert sich in die Schichten der *Eifel-Stufe*, in denen Abfolgen aus Kalksteinen, Sandsteinen und Tonsteinen vorherrschen, und die der überwiegend aus Karbonatgesteinen aufgebauten *Givet-Stufe*. Die *Eifel-Schichten* des nordwestlichen Faziesbereichs (Sötenicher und Dollendorfer Mulde) sind mehrfach rhythmisch aufgebaut: Auf eine sandig-tonige Fazies folgt eine solche mit biotritischen Kalksteinen (z.T. mit Rot-eisen) und tonig-sandigen Schichten, den Abschluss eines solchen Rhythmus bilden Biostrome aus karbonatproduzierenden Gerüstbildnern wie Korallen und Stromatoporen, deren Wachstum durch die nachfolgende Sandschüttung unterbunden wird.

Ein erster Rhythmus beginnt schon im unterdevonischen Oberems. In der höchsten *Eifel-Stufe* hatte sich die biogene Bildung von Karbonatgesteinen gegenüber der Ablagerung von Sand und Ton im letzten Rhythmus dann durchgesetzt und eine die gesamte heutige Kalkmuldenzone umfassende „Karbonatplattform“ entstehen lassen. Gegen das offene, tiefere Meer im Südosten und Osten könnte dieser ausgedehnte, flache Meeresbereich durch eine Art „Wallriff“ geschützt gewesen sein. Im Verlauf der tieferen *Givet-Stufe* entstanden im Flachmeer viele kleine Korallen- und Stromatoporen-Riffe. Hier konnten sich auch Brachiopoden ansiedeln. In den strömungsgeschützten Lagunen zwischen den Riffen bildeten sich feinkörnige fossilarme Kalkschlämme, aus denen die sogenannten „Fettkalke“ entstanden. Diese karbonatisch-tonige Schichtenfolge erreicht bei Sötenich eine Mächtigkeit von 230 m. Sie wird dort für die Herstellung von Zement abgebaut. Im Verlauf dieser Sedimentation muss es bereichsweise zu einer völligen Abschnürung von Lagunen und einer Steigerung der Salzkonzentration im Meerwasser gekommen sein. In deren Folge wurden kalkige Ablagerungen sehr frühzeitig in ein magnesiumhaltiges Karbonat (Dolomit) umgewandelt. Auch ursprüngliche Kalksteine der *Eifel-Stufe* wurden nachträglich (sekundär) in Dolomit umgewandelt. Da dieser Dolomitstein die Kerne der meisten Kalkmulden bildet, wird er stratigraphisch als „Muldenkern-Dolomit“ bezeichnet. Er reicht bis in einen nicht genau festzumachenden Teil der höheren *Givet-Stufe*.

Lediglich in der Prümer Mulde (außerhalb des Exkursionsgebietes) erreicht die Sedimentation das **Oberdevon**. Oberdevonische dolomitisierte Gesteine werden dort noch von Tonsteinen überlagert.

Mesozoikum

Bestimmend für die geologische Entwicklung während des Mesozoikums im Bereich der Eifler Nord-Süd-Zone ist die permische Erosionsfläche mit ihren Abtragungsgebieten und Sammelbecken grobklastischer Sedimente.

Die Trias beginnt mit den überwiegend roten und gelben Sandsteinen und Konglomeraten des Mittleren Buntsandsteins, der diskordant auf den gefalteten Schichten des Devons liegt. Neben fluviatilen Ablagerungen sind auch Windablagerungen am Aufbau des Mittleren Buntsandsteins beteiligt. Die Obergrenze wird im südlichen Teil der Mechernicher Trias-Senke von einem besonders groben Konglomerat gebildet. Der Obere Buntsandstein ist zuunterst noch konglomeratisch, wird dann aber ganz überwiegend von roten Tonsteinen und teilweise dolomitischen Sandsteinen aufgebaut.

Die Untergrenze des Unteren Muschelkalks wird dorthin gelegt, wo in den dolomitischen Sandsteinbänken die ersten marinen Fossilien auftreten.

Auf die Sedimente des Muschelkalks und des Keupers soll hier nicht näher eingegangen werden, sie stehen am Nordostrand der Mechernicher Triasbucht beziehungsweise in der Trierer Bucht an; sie werden von unserer Exkursion nicht besucht.

Känozoikum

Der tertiärzeitliche Vulkanismus ist mit einem Nephelin-Basalt und basaltischen Schlacken und Tuffen im Stromberg bei Ripsdorf vertreten. Am Stromberg ist der Basalt in Sandstein und konglomeratischen Sandstein des Mittleren Buntsandsteins eingedrungen und hat ihn kontaktmetamorph verändert (Fig. 2) (Scherp, A. & Wolf, W. (1964). Radiometrische Altersbestimmungen liegen am Stromberg nicht vor, Bestimmungen an benachbarten Basalten der zentralen Eifel deuten auf ein obereozänes bis miozänes Alter (Tertiär) der vulkanischen Tätigkeit. Für den Vulkanismus am Stromberg und benachbarten Vulkanen (Hohfuß sw Waldorf) wird aufgrund von neueren Altersdatierungen und geochemischen Untersuchungen zurzeit ein wesentlich höheres, kreidezeitliches Alter diskutiert.

Im Exkursionsgebiet liegen drei weitere Ausbruchsstellen, eine bei Waldorf (nur durch

Lesesteine belegt) sowie der Burgkopf und die Düngerlei südlich von Ahrdorf.

Ausgehend von der jungtertiären Rumpffläche der Eifel grub sich infolge der anhaltenden Hebung das Entwässerungsnetz immer tiefer in den Felsuntergrund ein. Der mehrmalige Wechsel zwischen Warm- und Kaltzeiten im Pleistozän führte zu einer Abfolge von Phasen der Sedimentation und Phasen der Tiefenerosion. Auf diese Weise kam es im Bergland zur Herausbildung von schmalen Verbnungen (Terrassen) in bestimmten Höhen-niveaus.

Während der Kaltzeiten kam es unter einem periglazialen Klima wiederholt zur Ausbildung von tonig-schluffigen Solifluktionmassen (Fließerden). In sie sind neben grobem Verwitterungsschutt lokaler Herkunft auch tertiärzeitliche und ältere Verwitterungsrelikte – in den Kalkmulden vor allem Kalksteinverwitterungslehm – eingearbeitet. Auch Lösslehm bildet häufig einen großen Anteil an Fließerden.

Das Hauptverbreitungsgebiet des Lösses sind die Terrassenflächen der Niederrheinischen Bucht. Kleine, kaum umgelagerte Lößmengen haben sich in Trockentälern und Leelagen der Kalkmulden erhalten.

In warmen Klimaphasen des Pleistozäns hat sich aus dem kalkreichen Quellwasser der Sötenicher Mulde lokal ein Sinterkalkstein (Travertin) gebildet.

Jüngere, holozäne Bildungen sind die Hangmoore, die unterhalb von Quellhorizonten an der Grenze zwischen Unterdevon und überlagernden Sandsteinen und Konglomeraten über einem wenig durchlässigen Untergrund im Bereich des Eichholzrückens entstanden. Kleinere Niedermoore finden sich in Bach-tälern, vor allem denen des Schafbaches und kleinerer Zuflüsse der Urft.

In den Trockentälern der Kalkmulden finden sich als Ablagerungen am Fuß steiler Hänge und als Talfüllungen Kolluvien, aus abgeschwemmtem humosem Bodenmaterial.

Holozänen Alters sind auch die Bach- und Auenablagerungen von Urft und Ahr und ihrer Zuflüsse.

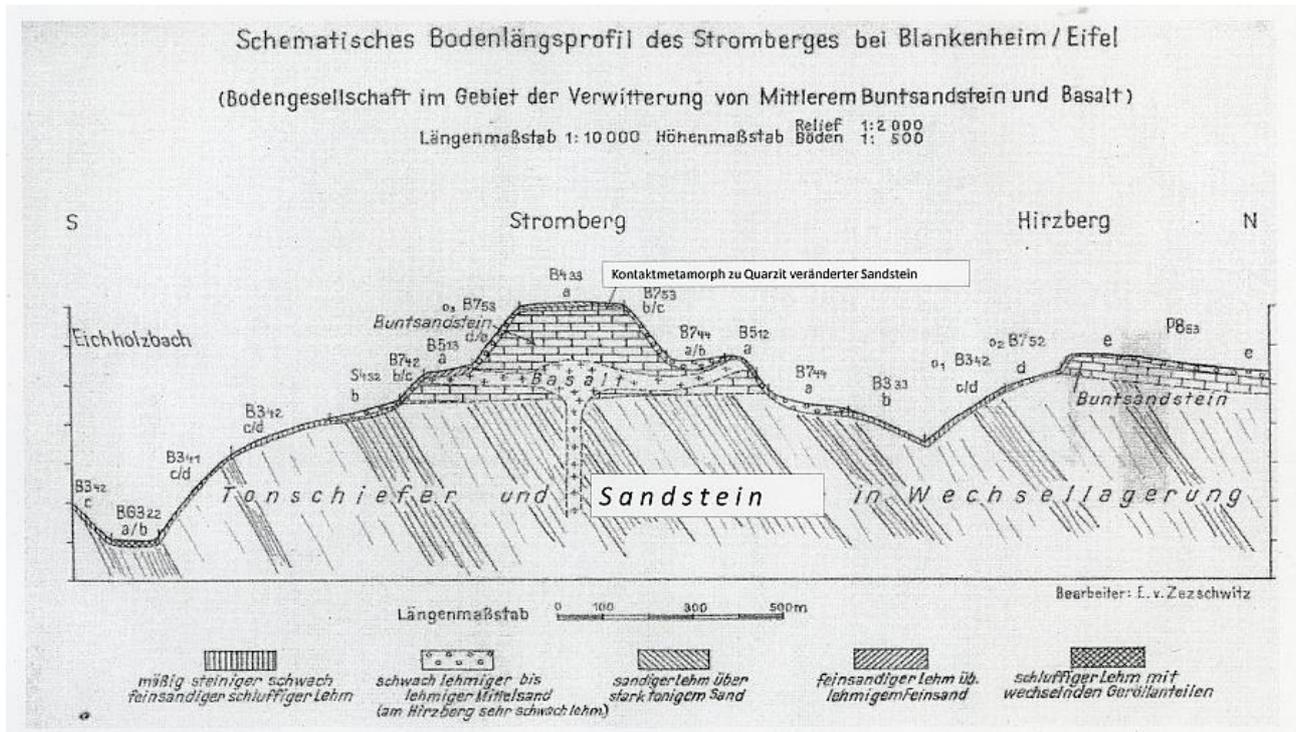


Fig. 2: Schematischer Schnittdurch durch den Stromberg und den Hirzberg

2 Klima und Vegetation

2.1 Klima

(Norbert Asche, Landesbetrieb Wald und Holz NRW & Gerhard Milbert)

Mit den Ardennen ist die Nordwesteifel die erste bis 700 m Höhe erreichende Erhebung der kontinentalen Mittelgebirgsschwelle über die nur bis 150 m ü. NN hohe belgisch-holländische Küstenlandschaft des Atlantiks. Deshalb ist – bei vorherrschenden Westwinden – in der gesamten Nordwesteifel eine merkbare atlantische Klimatönung gegeben, die auf den Höhen stärker, in den Tälern geringer in Erscheinung tritt. Der subatlantische Klimacharakter ist im Westen (Hohes

Venn und Westliche Hocheifel und den angrenzenden Hochardennen) mit über 1000 mm Jahresniederschlag und einer sehr geringen Jahresschwankung der Lufttemperatur von unter 15,5°C besonders stark ausgeprägt. Er schwächt sich nach Osten ab, an der Grenze zur Ahreifel sinkt der Niederschlag auf unter 650 mm p.a., die Jahresschwankung der Lufttemperatur steigt auf 16° C. Wegen der unterschiedlichen Höhenlagen der Eifel zeigt die Temperatur deutliche Gradienten. Die Jahrestemperaturen nehmen von 9° C am Gebirgsfuß auf 6° C in den höheren Lagen ab. Die Werte der Vegetationszeit liegen dementsprechend zwischen 15 und 11,5° C. Die Tage >10° C erreichen in den tiefen Lagen über 150 und gehen in Hochlagen auf 120 Tage zurück.

Tab. 1: Länge der phänologischen Jahreszeiten [Jahre] im Zeitraum 1991 – 2009 in verschiedenen Regionen in NRW, in Klammern jeweils die Differenz zum Zeitraum 1961 – 1990 (Datengrundlage DWD).

Naturräumliche Großlandschaft in NRW	Frühling	Sommer	Herbst	Winter
Niederrheinisches Tiefland und Kölner Bucht	105 (2)	89 (1)	83 (18)	88 (-21)
Münsterländische Tieflandsbucht	107 (3)	91 (1)	77(19)	90 (-24)
Eifel (mit Vennvorland)	106 (5)	92 (3)	65 (17)	102 (-25)
Bergisches Land und Sauerland	101 (3)	91 (1)	66 (15)	106 (-20)
Weser- und Weser-Leine Bergland	104 (3)	90 (-1)	69 (18)	102 (-19)
Tiefland insgesamt	106 (3)	90 (2)	80 (18)	89 (-22)
Bergland insgesamt	103 (3)	91 (1)	67 (16)	104 (-20)
NRW	104 (3)	90 (1)	74 (17)	97 -21)

2.2. Vegetation/Waldgesellschaften

(Klaus Striepen, Landesbetrieb Wald und Holz NRW)

Aufgrund der Vielfalt der Standorte beherbergt die Eifel ein weites Spektrum naturnaher Waldgesellschaften. Die folgenden Ausführungen beziehen sich auf den nordrhein-westfälischen Teil der Eifel, im Folgenden Nordeifel genannt. Dieser umfasst das Wuchsgebiet Nordwesteifel. Beschrieben werden Waldgesellschaften der Exkursionspunkte.

Buchen- und Buchen-Mischwälder

Der Hainsimsen-Buchenwald (*Luzulo-Fagetum*) der kollinen bis montanen Stufe ist die dominierende Buchenwaldgesellschaft der kalkfreien Regionen der Nordeifel. Die Rotbuche ist die uneingeschränkt herrschende Baumart, an sonnigen Hängen tritt vereinzelt die Trauben-Eiche hinzu. In der meist artenarmen Krautschicht findet sich *Luzula luzuloides*, die einzige Kennart der Assoziation. Regelmäßig sind *Deschampsia flexuosa*, *Polytrichum formosum*, *Festuca altissima*, *Carex pilulifera*, *Oxalis acetosella* und *Dryopteris carthusiana* vertreten. Die typische Subassoziation bildet in der Nordeifel die basen- und nährstoffärmste Ausbildung der Gesellschaft. Auf basenreicherem Ausgangsgestein, unter Einfluss von Lößauflagen und im Bereich alter Meilerplätze entwickelt sich der Flattergras-Hainsimsen-Buchenwald, der sich durch das Auftreten von *Milium effusum*, *Poa nemoralis* und *Anemone nemorosa* abgrenzt. Beide Subassoziationen treten unter dem Einfluss unterschiedlicher Bodenwasser-Verhältnisse in verschiedenen Varianten auf.

An absonnigen Hängen, insbesondere steilen und nordexponierten Unterhängen findet sich die Frauenfarn-Variante, die durch große Farngruppen von *Athyrium filix-femina*, *Dryopteris dilatata* und *Dryopteris filix-mas* gekennzeichnet ist. Wo Auflagen tonreicher, tertiärer Verwitterungsreste in ebenen und gering geneigten Hanglagen zu einer deutlichen Pseudovergleyung führen, treten Staufeuchtezeiger, wie *Deschampsia cespitosa*, *Carex remota* und *Juncus effusus* hinzu (Rasenschmielen-Variante). Die Höhenformen sind nur schwach ausgeprägt. *Ilex aquifolium* und *Rubus fruticosus* agg. sind kennzeichnend für die kolline bis submontane Form, während *Polygonatum verticillatum*, *Poa chaixii* und die Moosart *Orthodicranum montanum* in den Hochlagen über 500 m zu finden sind.



Fig. 3: Hainsimsen-Buchenwald (© Klaus Striepen)

Der **Waldmeister-Buchenwald** (*Galio-Fagetum*) kommt in der Nordeifel sowohl auf basenreichen Böden über Silikatgesteinen sowie auch - seltener - über Kalk und Dolomit vor. Auch hier dominiert die Rotbuche im Baumbestand, vereinzelt trifft man auch auf die Trauben-Eiche. Neben *Galium odoratum* grenzen *Melica uniflora*, *Hordelymus europaeus* (selten) sowie *Viola reichenbachiana* die Waldmeister- gegen die Hainsimsen-Buchenwälder ab. Die anspruchsvollen Mullbodenzeiger der Waldgersten-Buchenwälder wie *Arum maculatum*, *Mercurialis perennis* und *Allium ursinum* fehlen ebenfalls. Meso- bis eutraphente Arten wie *Milium effusum*, *Poa nemoralis* und *Anemone nemorosa* sind dagegen regelmäßig vertreten. Besonders häufig ist die Subassoziation des Hainsimsen-Waldmeister-Buchenwaldes anzutreffen, der durch das Vorkommen azidotoleranter Sippen wie *Luzula luzuloides*, *Dicranella heteromalla* und *Polytrichum formosum* gekennzeichnet ist. Die Gesellschaft lässt sich anhand der Wasserversorgung weiter differenzieren. Auf ausgehagerten, zu oberflächlicher Austrocknung neigenden Standorten findet sich der Waldhabichtskraut-Waldmeister-Buchenwald. Analog zum Hainsimsen-Buchenwald lassen sich eine farnreiche Variante (Wurmfarn-Waldmeister-Buchenwald) auf absonnigen Hängen sowie eine staufeuchte Variante (Rasenschmielen-Waldmeister-Buchenwald) abgrenzen. Es lassen sich zwei Höhenformen differenzieren. Es kann eine montane Hochlagenform angesprochen werden, die durch *Polygonatum verticillatum*, *Dentaria bulbifera* und *Poa chaixii* gekennzeichnet ist, während für kolline bis submontane Lagen *Rubus fruticosus* agg. kennzeichnend ist.

Das Vorkommen der **Waldgersten-Buchenwälder** (*Hordelymo-Fagetum*) ist in der Nordeifel weitgehend auf die Kalkgebiete (Devon, Trias) beschränkt. Da ihre Wuchsorte schon in historischen Zeiten bevorzugt landwirtschaftlich genutzt werden, fehlen allerdings großflächige Bestände. Charakteristische Bodentypen sind mittelgründige Rendzina-Braunerden bis hin zu gut entwickelten

basenreichen Braunerden unterschiedlicher Exposition und Neigung. Neben der Rotbuche findet sich in der Baumschicht immer wieder Esche und Bergahorn, die häufig auch in der Verjüngung stark vertreten sind. Kennzeichnend für die Krautschicht sind *Hordelymus europaeus*, *Arum maculatum*, *Mercurialis perennis*, selten auch *Anemone ranunculoides* sowie *Melica uniflora* und *Galium odoratum*. Auf frischen, lokal auch pseudovergleyten Standorten ist der Hexenkraut-Waldgerstenbuchenwald vertreten, gekennzeichnet durch *Stachys sylvatica*, *Geranium robertianum* und *Circaea lutetiana*. Den trockenen Flügel bildet der Blaugras-Waldgersten-Kalkbuchenwald, der insbesondere an Südhängen auf flachgründigen Böden anzutreffen ist. *Sesleria caerulea* bildet hier geschlossene Herden. *Melica nutans* sowie diverse Seggenarten verdeutlichen die Nähe zum Carici-Fagetum. Bei oberflächlicher Versauerung lässt sich ein Hainsimsen-Kalkbuchenwald abgrenzen, der als Differenzialarten *Luzula luzuloides*, *Deschampsia flexuosa* und *Vaccinium myrtillus* ausweist. Auch in den Waldgersten-Buchenwäldern lässt sich eine montane Höhenform abgrenzen, die durch *Dentaria bulbifera*, *Aconitum vulparia* und *Polygonatum verticillatum* gekennzeichnet ist.



Fig. 4: Waldgersten-Buchenwald (© Klaus Striepen)

Die periodisch überfluteten Talauen der breiteren Bachtäler, wie Ahr, Urft und Rur sind die natürlichen Wuchsorte des **Hainmieren-Erlen-Auenwaldes** (*Stellario nemorum* – *Alnetum*). Aufgrund der landwirtschaftlichen Nutzung des Talgrundes sind sie meist nur

noch als Galeriewald ausgebildet. Flächige und naturnahe Bestände sind selten anzutreffen, wie z.B. am Wüstebach im Nationalpark Eifel. Die Baumschicht setzt sich aus Erle, Esche und Bruch-Weide zusammen. Neben der Kennart *Stellaria nemorum* sind *Athyrium filix-femina*, *Deschampsia cespitosa*, *Lamium galeobdolon*, *Impatiens noli-tangere* und *Luzula sylvatica* häufig vertreten.

Beispielbestände: Wüstebachtal im Nationalpark Eifel

3. Beschreibung der Standorte und Bodenprofile

3.1 Wassereinzugsgebiet Wüstebach

Untersuchungen zu den Auswirkungen des globalen Wandels auf terrestrische Ökosysteme im Wassereinzugsgebiet des Wüstebachs – ein wichtiges Modul im interdisziplinären TERENO-Forschungsprogramm der Helmholtz-Gemeinschaft

(Thomas Pütz, Forschungszentrum Jülich)

Im Rahmen von TERENO (Terrestrial Environmental Observatories) wurde in Deutschland ein Netzwerk integrierter Beobachtungsplattformen aufgebaut, um die Auswirkungen des globalen Wandels auf terrestrische Ökosysteme zu untersuchen.

TERENO verfolgt folgende Ziele:

1) Bereitstellung langfristiger Datenreihen (>15 Jahre) von Systemzuständen und Stoffflüssen zur Analyse und Vorhersage der Folgen von Klima- und Landnutzungsänderungen.

2) Entwicklung und Anwendung integrierter Modellsysteme zur Ableitung von Strategien z.B. zur Optimierung von Bewässerungssystemen, Entwicklung von Frühwarnsystemen für extreme Wetterereignisse, etc.

Wichtige Systemzustände und -flüsse sind unter anderem:

- Bodenfeuchte,
- Temperatur,

- sowie die Wasser-, Stoff- und Energieflüsse im Kontinuum des Systems Wasser-Boden-Vegetation-Atmosphäre.

Die Auswirkungen der Entwaldung des 20. Jahrhunderts zeigten, dass die Abholzung langfristige hydrologische Auswirkungen hat. Jedoch wurden die kurzfristigen Auswirkungen auf der Ereignisskala oder auf der saisonalen Skala sowie Evapotranspiration, Infiltration, Stofftransport, Erosion und Nährstoffdynamik weniger intensiv erforscht. Neuere Studien beobachteten einen hohen Einfluss der Abholzung auf Wasserqualität, Wassermenge, Bodenfeuchtigkeit und auf Nährstoffflüsse. Um die Komplexität der Abholzungseffekte auf Ökosysteme zu verstehen, müssen hydrologische und biogeochemische Prozesse langfristig integriert beobachtet werden.

Das TERENO-Entwaldungsexperiment ist ein Beispiel für einen solchen integrierten Beobachtungs- und Analyseansatz. Für dieses Experiment wurde das Wassereinzugsgebiet des Wüstebachs umfassend instrumentiert, um eine detaillierte Überwachung

- der meteorologischen Zustände,
- der Wasserflüsse,
- der Dynamik des Bodenwassergehalts,
- der Bodenatmung,
- der chemischen Bodeneigenschaften,
- Konzentrationsverläufe wichtiger Elemente (Makro-, Mikronährstoffe, Schwermetalle) und
- stabiler Isotopen im Boden sowie im Gewässer

zu ermöglichen.

Das TERENO-Testgelände Wüstebach liegt N 50° 30', E 06° 20'; 595-628 m ü.d.M. und ist Teil des Rur-Wassereinzugsgebiets mit einer Fläche von 38,5 ha im südwestlichen Teil des Nationalparks Eifel im südlichen Nordrhein-Westfalen. Die mittlere (1970-2000) Jahrestemperatur beträgt 6,6 °C (Wetterstation

Schneifelforsthaus des Deutschen Wetterdienstes, DWD; 649 m ü. NN, ~24 km südlich des Untersuchungsgebietes und der mittlere Jahresniederschlag beträgt 1240 mm (Wetterstation Monschau; ~520 m ü. NN, ~9 km nordwestlich des Untersuchungsgebiets). Mit der vorherrschenden Fichte (*Picea abies* L. und *Picea sitchensis*) und einer durchschnittlichen Dichte von 370 Bäumen pro Hektar repräsentiert das Untersuchungsgebiet das typische, jedoch nicht natürliche, Fichtenwaldsystem der Region. Unterhalb einer 1-2 m mächtigen periglazialen Solifluktionsschicht befinden sich devonischer Schiefer in gelegentlichem Wechsel mit Sandsteinen. In den Tälern wurden unter Grundwassereinfluss Gleyböden gebildet, während an den Hängen Braunerden und Pseudogleye überwiegen. Im Sommer 2013 wurde ein etwa 9 ha großes Areal im Untersuchungsgebiet freigestellt.

Um den Wasser- und Stoffkreislauf des Waldsystems vor und nach der Entwaldung detailliert untersuchen zu können, wurde der Standort seit 2008 mit einer Vielzahl von Sensoren zur Erfassung von meteorologischen, bodenkundlichen und hydrologischen Messdaten ausgestattet. Hierzu zählen unter anderem

- mehrere Wetterstationen,
- Abfluss- und Wassergütestationen,
- Grundwasserpegel,
- wägbare Lysimeter,
- Cosmic-Ray-Stationen,
- Bodenfeuchtesensoren und ein
- drahtloses Sensornetzwerk zur Erfassung der räumlichen Bodentemperatur und Bodenfeuchte.

Beispielsweise konnten durch das hydro-meteorologische Monitoring die verschiedenen Komponenten der lokalen Wasserbilanz während der Beobachtungszeit nahezu vollständig erfasst werden (Bilanzlücke ca. 3 % vor der Abholzung und ca. 4% nach der Abholzung). Weiterhin bietet ein benachbartes unbeeinflusstes Referenzeinzugsgebiet die Möglichkeit einer vergleichenden Analyse.

Der Abfluss wird in 10-minütiger Auflösung an drei Standorten gemessen. Zwei Stationen befinden sich im Einzugsgebiet des Wüstebachs und eine dritte Station befindet sich im angrenzenden Einzugsgebiet ohne Eingriffe, welches als Referenz dient. Die Abflussstationen sind mit einem Thomson-Wehr und einer Venturi-Rinne ausgestattet, um sowohl Niedrigabflüsse, als auch Hochwässer möglichst genau zu erfassen. An der unteren Abflussstation des Wüstebachs sind ebenfalls Multiparametersonden zur kontinuierlichen Messung von Wassertemperatur, elektrischer Leitfähigkeit, pH-Wert, Nitrat, Chlorid und DOC installiert. Parallel zu diesen kontinuierlichen Messungen werden wöchentlich an 7 verschiedenen Beprobungspunkten des Wüstebaches manuelle Schöpfproben genommen und die elektrische Leitfähigkeit, pH-Wert, Makro-, Mikronährstoffe, Schwermetalle und C_{org} des Wassers bestimmt.

Im Untersuchungsgebiet befindet sich ein 36 m hoher Messturm zur Erfassung von turbulenten Flüssen, Einstrahlungskomponenten im Bereich des Bodens bis 1,2-facher Baumhöhe sowie zur Erfassung der Windgeschwindigkeit, der Oberflächen-, Boden-, Lufttemperatur, CO_2 -Konzentrationen, Oberflächen- und Bodenfeuchte.

Neben den kontinuierlichen Dauermessungen wurden 2013 (vor der Entwaldung), 2014 und 2018 an 100 - 150 Probenahmepunkte von bis zu 6 Bodentiefen (L , O_f , O_h , A_h , B_1 , B_2) mittels HUMAX- und COBRA-Bohrern je Kampagne bis zu 900 Proben genommen und auf eine Vielzahl von Parametern (Makro-, Mikronährstoffe, Schwermetalle, Corg) analysiert.

Beim Besuch des Wüstebach-Standes geben wir einen detaillierten Überblick über das integrierte Monitoring- und Probenahmekonzept zur Untersuchung der Auswirkungen der Abholzung auf den hydrologischen und biogeochemischen Kreislauf und legen einen besonderen Akzent auf die bodenkundliche Situation am Standort.

Weitere Informationen zu den TERENO-Projekten: www.tereno.net

Tab. 3.1.1: Standortbeschreibung

Substrat:	Mittel bis sehr stark steinig-grusige schluffig lehmige bis lehmig-sandige Fließerde
Relief:	Ostexponierter Unterhang, schwach geneigt
Landnutzung:	Fichtenforst, Forschungsfläche
Vegetation:	Fichte, mittleres bis starkes Baumholz
Höhenlage:	600 m NN
MAP:	1080 mm
MAT:	6.7 °C
Position:	Ost 32310828 / Nord 5598162

Tab. 3.1.2: Profilbeschreibung und Bodenklassifikation

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [Vol.-%]	Gefügestufe	Humus	Farbe	Ausgangsgestein	Stratigraphie
+ 3.3 - +2.3	L				h 7		Humus-	QH
+2.3 - +0.8	Of				h 7		auf-	QH
+0.8 - 0	Oh				h 7		lage	QH
0 - 4	Aeh	Ut3xGr3	20	sub gre 2	h 5	5YR 3/1	Hauptlage	QPJW
4 - 15	Bv	LuxGr4	35	sub gre 3	h 3	5YR 4/6	Hauptlage	QPJW
15 - 60	Sw-Bv	(Lu, Ls2)xGr4	35	sub gre 3	h 2	2,5YR 5/6	Hauptlage	QPJW
60 - 90	IIswd-Cv	LuxGr6	85	sub gre 3	h 0	5YR 5/6	Basislage	QPW
90 - 100+	IIIimCv	Z					U-Stein	Devon

Humusform: typischer Moder, feinhumusarm, stellenweise rohhumusartiger Moder, feinhumusarm
 Deutsche Klassifikation: (Moder)Normbraunerde, basenarm, pseudovergleyt, schwach podsolig, tief entwickelt
 Fließeingrustonschluff und -normallehm (aus devonischem Schluffstein, Lösslehm) über Fließeingrus über tiefem devonischem Schluffstein;
 [dy.p2.s2BBn: pfl-zztu+zzll(^u-d,Lol)/pfl-zz(^u-d)//nd-^u-d]
 WRB: Dystric Endoskeletal Amphistagnic Endoleptic Cambisol (Humic, Loamic, Nechic, Endoraptic)

Tab. 3.1.3: Bodenphysikalische Eigenschaften I – Partikelgrößenverteilung

Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									Bodenart KA5
	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	U	S	
7 - 12	13.9	4.3	3.7	14.6	17.9	18.8	26.8	51.3	21.9	Lu
25 - 30	23.5	6.5	4.3	14.4	12.7	15.5	23.1	42.6	34.3	Ls2
45 - 50	10.9	2.4	2.9	16.5	16.6	22.0	28.7	55.1	16.2	Lu
80 - 90	10.7	4.0	4.1	17.5	17.4	16.4	29.9	51.3	18.8	Lu

Tab. 3.1.4: Bodenchemische Eigenschaften I

Tiefe [cm]	pH [H ₂ O]	pH [KCl]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{org} Vorrat [t ha ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	C/N	KW P [mg kg ⁻¹]
+ 0.8 - 0	3.9	3.1	334	8	15	22	990
0 - 2	3.8	2.9	154	25	7.8	20	855
2 - 4	4.0	3.2	95	18	4.7	18	
4 - 15	4.5	3.9	26	24	1.5	17	
15 - 35	4.6	4.2	9	16	1.1	8	
35 - 60	4.6	4.1	12	27	1.2	10	
60 - 90	4.8	3.9					

KW = Königwasserextrakt

Tab. 3.1.5: Bodenchemische Eigenschaften II

Tiefe [cm]	KAK _{eff} [mmol _c kg ⁻¹]	BS [%]	Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Mn	H
Sättigung % der KAK _{eff}										
+ 0.8 - 0										
0 - 2	209	23.2	0.6	1.6	12.6	8.4	7.4	58.0	0.4	11.0
2 - 4	210	9.3	0.6	1.0	3.2	4.5	5.1	80.1	0.3	5.2
7 - 12	82	7.0	0.9	1.1	1.6	3.4	0.4	90.0	1.6	1.0
25 - 30	44	5.8	1.4	2.1	<0.1	2.3	<0.1	92.4	1.8	<0.1
45 - 50	50	6.4	1.6	2.0	0.6	2.2	<0.1	90.6	2.2	0.8
80 - 90	68	20.2	1.2	2.1	9.1	7.8	<0.1	77.3	1.2	1.3

Tab. 3.1.6: Bodenchemische Eigenschaften III (Königswasserextrakt)

Tiefe [cm]	K _t [g kg ⁻¹]	Ca _t [g kg ⁻¹]	Ti _t [mg kg ⁻¹]	Cr _t [mg kg ⁻¹]	Fe _t [g kg ⁻¹]	Mn _t [mg kg ⁻¹]	Ni _t [mg kg ⁻¹]	Cu _t [mg kg ⁻¹]	Zn _t [mg kg ⁻¹]	As _t [mg kg ⁻¹]	Sr _t [mg kg ⁻¹]	Cd _t [mg kg ⁻¹]	Pb _t [mg kg ⁻¹]
+ 0.8 - 0	0.9	2.8	123	16	12.6	197	12	18	68	13	9.6	< 2	127
0 - 2	1.4	0.9	4800	100	28.6	290	28	36	93	32	32	< 2	260
2 - 4	16	0.7	5100	110	44	290	31	32	73	32	30	< 2	180
7 - 12	19	0.7	5000	110	45	930	43	21	97	17	30	< 2	34
25 - 30	20	0.6	4900	120	46	1500	62	26	140	18	30	< 2	20
45 - 50	19	0.5	5100	110	45	1100	55	18	130	18	33	< 2	21
80 - 90	20	<1	5200	120	52	1100	59	30	100	25	28	< 2	23

3.2 Standort Nr. 2 Kalkbuchenwald im Urftal bei Nettersheim

Profilbeschreibung

Humusform: F-Mull und mullartiger Moder aus Buchen- und Eschenblattstreu sowie einer artenreichen Krautschicht des Kalkbuchenwaldes.

Bodenform: Sehr basenreicher kalkhaltiger (Mull)Kolluvisol aus steinig-grusigem Kolluvium über tiefer Braunerde und Dolomitstein. Bis 95 cm Bodentiefe schwach humose bis humose M-Horizonte aus tonigem Schluff bis schluffigem Ton, mittel bis stark steinig-grusig, kalkhaltig, mittleres Subpolyedergefüge und Polyedergefüge, rötlichbraun (5YR 4/6).

Kolluvium besteht aus Dolomit-Rückstandslehm und Lösslehm. Ab 95 cm Reste eine Bv-Horizontes aus schluffigem sehr stark steinig-grusigem Ton, kalkhaltig, vorwiegend zwischen Dolomitsteinblöcken

Eine Auswertung von Dünnschliffen aus dem eAx und den 4 eM-Horizonten zeigt folgenden Befund:

- Der eAxh- und der eM1-Horizont sind deutlich jünger als die tiefer folgenden M-Horizonte.

- Der eAxh-Horizont besitzt ein ausgeprägtes Schwamm bis Krümelgefüge.
- Alle Horizonte besitzen Holzkohlestückchen und Humuskolloide.
- Die Cacitkristalle der M-Horizonte, überwiegend in der Feinsandfraktion, sie sind häufig leicht angewittert.
- Die eM-Horizonte sind nach unten zunehmend kompakter gelagert.
- Ab eM2-Horizont nach unten treten amorphe Eisen-Mangan-Konkretionen als erste Hinweise einer sehr schwachen Pseudovergleyung auf.
- In den Horizonten eM2 und eM3 sind umgelagerte Reste von Tonbelägen erkennbar.
- Der eM4-Horizont zeigt deutliche Merkmale einer Tondurchschlammung und einer sehr schwachen Pseudovergleyung.
- Diese Hinweise zur Tonverlagerung und Pseudovergleyung an den Dünnschliffen sind feldbodenkundlich noch nicht als Merkmale erkennbar.

Tab. 3.2.1: Standortbeschreibung

Substrat:	Kolluvialer, steinig grusiger schluffiger Ton über tiefen periglaziären schluffig-tonigen Steinen und Grus
Relief:	Stark geneigter Mittelhang, N-exp.
Landnutzung:	Laubwald
Vegetation:	Kalkbuchenwald
Höhenlage:	437 m NN
MAP:	889 mm
MAT:	8.1 °C
Position:	Ost 32330670 / Nord 5598210



Fig. 7: sehr basenreicher, kalkhaltiger Kolluvisol über tiefer Braunerde und Dolomitstein, frisch, sehr nährstoffreich

Tab. 3.2.2: Profilbeschreibung und Bodenklassifikation

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [Vol.-%]	Gefügestufe	Humus	Durchwurzelung	CaCO ₃ [%]	Ausgangsgestein	Stratigraphie
2.5 - 0	Oi/Of				h7	W0	0	O	qh
0 - 15	eAh	Ut4xGr2	8	sub2	h4	W5	0.7	Uuk	qh
15 - 30	eM1	Ut4xGr3	20	sub2	h3	W4	4.9	Uuk	qh
30 - 50	eM2	Tu4xGr3	20	sub3	h2	W4	1.4	Tuk	qh
50 - 75	eM3	Tu4xGr3	25	pol3	h2	W3	0.2	TuK	qh
75 - 95	eM4	Tu3xGr4	40	pol3	h2	W2	2.0	Tuk	qh
95 - 115	IlBv+elCv	Tu3xGr6	90	pol3	h2	W1	n.b.	Xhg	qpw
115 - 135+	IlIcxCv	Kalkstein	Stein			W1	Dolomitstein		qp

Humusform: Humusform F-Mull
 Eutropher Kolluvisol aus stark Reingrus führendem Kolluvialkalktonschluff (aus Dolomitstein, Lösslehm) über Kolluvialreingruskalkschluffton (aus Lösslehm, Dolomitstein) über tiefem Fließreingrus (aus Dolomitstein); [euYK: uk-(zz4)ctu(^d,Lol)/uk-zzcut(Lol,^d)//pfl-zz(^d)]

Deutsche Klassifikation: Lösslehm über Kolluvialreingruskalkschluffton (aus Lösslehm, Dolomitstein) über tiefem Fließreingrus (aus Dolomitstein); [euYK: uk-(zz4)ctu(^d,Lol)/uk-zzcut(Lol,^d)//pfl-zz(^d)]

WRB: Calcaric Anocolluvic Regosol (Humic, Amphiloamic, Siltic)

Tab. 3.2.3: Bodenphysikalische Eigenschaften I – Partikelgrößenverteilung

Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									Bodenart KA5
	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	U	S	
0 - 15	0.8	1.1	0.8	12.4	32.5	12.4	20.1	75.3	4.5	Ut4
15 - 30	0.5	1.5	1.4	11.7	28.8	11.7	24.6	69.6	5.9	Ut4
30 - 50	0.6	0.9	0.6	11.3	28.6	11.3	27.1	69.3	3.7	Tu4
50 - 75	0.6	0.5	0.5	11.1	26.7	11.1	31.6	65.3	3.0	Tu4
75 - 95	0.5	1.3	0.7	9.7	21.6	9.7	43.2	52.8	3.9	Tu3
95 - 115	0.8	1.1	0.8	12.4	32.5	12.4	20.1	75.3	4.5	Ut4
115 - 135+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 3.2.4: Bodenphysikalische Eigenschaften II

Tiefe [cm]	pt [g cm ⁻³]	PV [Vol.-%]	LK [Vol.-%]	FK [Vol.-%]	nFK [Vol.-%]	PWP [Vol.-%]
0 - 15	1.03	60.2	16.5	43.6	29.3	22.4
15 - 30	1.17	57.1	19.4	37.4	20.2	20.5
30 - 50	1.24	54.3	19.7	34.3	24.8	18.8
50 - 75	1.41	48.8	13.3	35.3	27.9	20.3
75 - 95	1.43	48.5	9.2	39.3	15.2	26.5
95 - 115	-	-	-	-	-	-
115 - 135+	-	-	-	-	-	-

Tab. 3.2.5: Bodenchemische Eigenschaften I

Tiefe [cm]	pH [H ₂ O]	pH [KCl ₂]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{org} Vorrat [t ha ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	C/N	CaCO ₃ [%]	P _t [μg g ⁻¹]
2.5 - 0	6.2	5.8	362	8.6	11.7	31	-	-
0 - 15	6.8	6.3	37	44.5	3.3	11	0.7	0.60
15 - 30	7.6	7.2	15	16.7	1.5	10	4.9	0.38
30 - 50	7.7	7.1	10	18.5	1.0	10	1.4	0.34
50 - 75	7.9	7.0	07	17.4	0.8	8	0.2	-
75 - 95	7.9	7.1	08	13.1	0.9	8	2.0	-
95 - 115	-	-	-	-	-	-	-	-
115 - 135+	-	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 3.2.6: Bodenchemische Eigenschaften II

Tiefe [cm]	KAK _{pot} [mmol _c kg ⁻¹]	V-Wert [%]	Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Mn	H
Sättigung % der KAK _{pot}										
2.5 - 0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0 - 15	238	100	< 0.2	0.8	63	36	-	-	-	-
15 - 30	206	100	< 0.7	1.3	66	32	-	-	-	-
30 - 50	186	100	< 0.7	1.3	66	32	-	-	-	-
50 - 75	195	100	< 0.5	1.5	60	38	-	-	-	-
75 - 95	245	100	< 0.3	1.7	60	38	-	-	-	-
95 - 115	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
115 - 135+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

3.3 Standort Nr. 3 – Basaltverwitterung Stromberg

Pseudogley-Braunerde, sehr basenreich, aus Fließerde über tiefem vulkanischem Verwitterungsmaterial

Profilbeschreibung

Humusform: F-Mull

Bodensubtyp: Pseudogley-Braunerde, bis 20 cm Axh und Ah-Bv: schwach sandig bis schwach toniger Lehm, steinig-grusig (Basalt), subpolyedrisch.

20-55 cm, sehr schwach stauwasserbeeinflusster Bv aus steinig-grusigem, schwach blockigem sandigem Lehm, subpolyedrisch.

55-75 cm, II Sw-Bv aus stark sandigem, steinig-grusigem Lehm, polyedrisch, schwach stauwasserbeeinflusst, Stein-, Grus- und Sandgehalt stammen aus verwittertem/ entfestigtem Basaltgestein.

75-100 cm; III Sw-Cv aus stark lehmigem Sand, schwach steinig-grusig, sandig-grusiges entfestigtes Basaltgestein, schwach stauwasserbeeinflusst.

100-170 cm, IIISd-Cv, aus steinig grusigem stark sandigem Lehm bis stark lehmigem Sand, entfestigtes/verwittertes Basaltgestein

Tab. 3.3.1: Standortbeschreibung

Substrat:	Steinig-grusige schwach blockige Fließerde über vulkanischem Verwitterungsmaterial
Relief:	Mittelhang, südostexponiert, mittlere geneigt
Landnutzung:	Laubwald
Vegetation:	Buche und Eiche, Mittleres Baumholz, einzelne Bergulmen (Waldmeister-Buchenwald)
Höhenlage:	531 m NN
MAP:	898 mm
MAT:	8.1 °C
Position:	Ost 32332136 / Nord 5584920



Fig. 8: Sehr basenreiche (Mull)Pseudogley-Braunerde aus teilweise periglazial überprägtem Basalt-verwitterungsmaterial

Tab. 3.3.2: Profilbeschreibung und Bodenklassifikation

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [Vol.-%]	Gefügestufe	Humus	Durchwurzelung	Ausgangsgestein	Stratigrafie	
+1.5 - 0	L/Of	Streu			h7	W2	Laubstreu	ph	
0 - 5	Axh	Ls2x2Gr3ki1	30	sub2	h4	W5	Hauptlage	qp	
5 - 20	Ah-Bv	Lt2xGr3mx2	40	sub3	h3	W4			
20 - 55	Sw-Bv	Ls3xGr3mx2	40	pol3	h2	W3			
55 - 75	IISw-Bv	Ls4xGr3	20	pol3	h1	W3	Basislage?	Qp?	
75 - 100	IIISw-Cv	SI4xGr2	5	pol4	h1	W2	Basalt+ Tephra?	Tpg?	
100 - 170	IIISd-Cv	SI3, Ls4 xGr3	20	koh	-				
170 - 200	IIIIcV	SI4 xGr3	20	koh	-				
Humusform:		Typischer F-Mull							
Deutsche Klassifikation:		Sehr basenreiche (Mull)Pseudogley-Braunerde, mitteltief verbraunt, aus kryoturbatem Schuttgrusnormallehm (aus Tephra, Lösslehm) über stark Reingrus führendem Fließnormallehm (aus Tephra) über tiefem stark Reingrus führendem Lehmsand und Normallehm (aus Tephra); [euSS-BB: pky-nzll(V,Lol)/pfl-(zz4)ll(V)/vu-(zz4)ls+ll(V)]							
WRB:		Cambic Phaeozem (Pantoloamic, Endoraptic, Katoprotostagnic)							

Tab. 3.3.3: Bodenphysikalische Eigenschaften I – Partikelgrößenverteilung

Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									Bodenart KA5
	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	U	S	
0 - 5	2.1	9.7	21.3	26.0	11.3	9.3	22.3	46.6	33.1	Ls2
5 - 20	5.2	11.6	21.2	21.9	6.5	7.6	26.1	36.0	38.0	Lt2
20 - 55	1.1	10.8	31.6	21.9	6.8	5.4	22.4	34.1	43.5	Ls3
55 - 75	4.7	16.7	31.4	18.5	3.1	3.7	21.9	26.3	52.8	Ls4
75 - 100	2.4	13.6	46.4	20.0	3.0	8.8	15.8	31.8	52.4	SI4
100 - 170	8	20	32	18	8	4	10	30	60	SI3

Tab. 3.3.4: Bodenphysikalische Eigenschaften II

Tiefe [cm]	pt [g cm ⁻³]	PV [Vol.-%]	LK [Vol.-%]	FK [Vol.-%]	nFK [Vol.-%]	PWP [Vol.-%]
0 - 5	-	-	-	-	-	-
5 - 20	1.48	49.1	12.7	36.3	13.1	21.7
20 - 55	1.58	45.7	6.9	38.7	21.4	28.0
55 - 75	1.57	47.1	8.7	38.3	13.9	20.8
75 - 100	1.66	44.7	6.4	36.7	42.3	18.7
100 - 170	1.58	46.3	6.1	39.5	115.9	18.8

Tab. 3.3.5: Bodenchemische Eigenschaften I

Tiefe [cm]	pH [H ₂ O]	pH [KCl ₂]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{org} Vorrat [t ha ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	C/N	P _t [µg g ⁻¹]
+2 - 0	5.9	5.7	382	2.8	13	29	-
0 - 1	6.1	5.1	104	7.0	6.1	17	1.8
1 - 5	5.2	5.2	46	14.0	3.4	13	1.9
10 - 15	6.3	4.8	15	15.5	1.2	12	1.9
30 - 40	6.7	4.9	6	18.7	0.5	-	2.5
60 - 70	7.0	5.0	3	7.2	0.3	-	-
90 - 100	7.1	4.9	2	6.2	0.2	-	-

Tab. 3.3.6: Bodenchemische Eigenschaften II

Tiefe [cm]	KAK _{eff} [mmol _c kg ⁻¹]	BS [%]	Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Mn	H
0 - 1	360	99	0.3	2.9	66.9	28.3	0.1	0.3	1.2	-
1 - 5	290	99	0.4	2.3	66.9	29.5	-	-	0.9	-
10 - 15	255	99	0.4	0.8	62.8	35.5	-	-	0.5	-
30 - 40	297	100	0.4	0.5	63.3	35.7	-	-	0.1	-
60 - 70	282	100	0.4	0.5	62.8	36.3	-	-	-	-
90 - 100	287	100	0.4	0.5	62.4	36.7	-	-	-	-

Tab. 3.3.7: Bodenchemische Eigenschaften III

Tiefe [cm]	Fe _o [%]	Fe _d [%]	Al _o [%]	Al _d [%]	Mn _o [%]	Mn _d [%]	Si _o [%]	Fe _o /Fe _d	Al _o + ½ Fe _o [%]
0 - 1
1 - 5
10 - 15	0.48	1.01	0.17	0.12	0.06	0.08	0.07	0.5	0.41
30 - 40	0.30	0.64	0.16	0.10	< 0.03	0.04	0.06	0.5	0.31
60 - 70	0.27	0.52	0.14	0.08	< 0.03	< 0.03	0.06	0.5	0.28
90 - 100	0.17	0.43	0.11	0.06	< 0.03	< 0.03	0.04	0.4	0.20

Tab. 3.3.8: Bodenchemische Eigenschaften IV

Tiefe [cm]	Schwermetalle, Röntgenfluoreszenzanalytik [mg kg ⁻¹]							
	Cu	Zn	Cr	Ni	Pb	AS	Cd	V
0 - 1	31	119	446	187	38	4	<1	227
1 - 5	39	131	524	237	44	4	<1	270
10 - 15	44	93	551	288	12	3	<1	280
30 - 40	73	82	460	407	6	<1,5	<1	240
60 - 70	81	78	424	415	4	<1,5	<1	247
90 - 100	81	74	485	348	4	<1,5	<1	233

Tab. 3.3.9: Bodenchemische Eigenschaften V

Tiefe [cm]	pH NaF	P-Retention [%]	TRD [g kg ⁻¹]
0 - 1
1 - 5	9,16	45,2	
10 - 15	9,21	38,3	1,48
30 - 40	9,18	32,8	1,58
60 - 70	9,13	37,0	1,58
90 - 100	9,10	43,6	1,66

Trotz hoher pH NaF-Werte und mittlerer P-Retention erreicht dieser Boden aufgrund der hohen Trockenraumgewichte nicht die erforderlichen Kennwerte für eine Andosol-Braunerde. Der Einfluss der Basaltverwitterung zeigt sich zusätzlich in der hohen Ca- und Mg-Sättigung und der hohen Basensättigung im Unterboden.

3.4 Standort Nr. 4 -vulkanisch beeinflusste Sandsteinkuppe

Profilbeschreibung:

Aus einem durch vulkanische Gase und Lösungen überprägten Sandstein hat sich eine basenreiche, sehr tief entwickelte Normbraunerde gebildet. Das Solum ist auffallend rot gefärbt. Der ursprünglich rote Buntsandstein ist überwiegend gebleicht. Das Solum ist bis > 1 m Bodentiefe humushaltig. Der Kuppenbereich ist ein vermutlich eisenzeitlicher Siedlungsplatz.

Tab. 3.4.1: Standortbeschreibung

Substrat:	Stark steiniger, mittel grusiger kryoturbater Lehm über stark steinigem mittel grusigem präquartärem Sand über tiefem Sandstein
Relief:	Gipfelverebnung
Landnutzung:	Laubwald
Vegetation:	Waldmeister-Buchenwald
Höhenlage:	558 m NN
MAP:	898 mm
MAT:	8.1 °C
Position:	Ost 32332032 / Nord 5585158



Braunerde (Profil Stromberg - 8590)
mäßig frischer, nährstoffreicher Standort; VZ 145 - 160 T.

Fig. 9: Basenreiche Braunerde aus vulkanisch beeinflusstem Sandstein

Tab. 3.4.2: Profilbeschreibung und Bodenklassifikation

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [Vol.-%]	Gefügestufe	Humus	Durchwurzelung	Farbe	Ausgangsgestein	Stratigrafie
+3 - 0	L + Of				h7	W0		O	qh
0 - 20	Ah	Sl4x2Gr2	12	sub3	h4	W4	5YR 2/2	Kryo	qpw
20 - 30	Ah-Bv	Ls3x3Gr2	20	sub3	h3	W3	5YR 2/3	Kryo	qpw
30 - 70	Bv	Ltsx4Gr3	40	sub3	h2	W3	5YR 2/4	Kryo	qpw
70 - 160	IlBv	St3x3Gr4	40	pol3	h1	W2	2.5YR 3/4	lpq	t?
160 - 200+	IllimCv	Sandstein					-	^ms,^ck	s

Humusform: F-Mull
 Deutsche Klassifikation: (Mull)Normbraunerde, basenreich, sehr tief entwickelt aus stark Schuttgrus führendem Fließsandlehm (aus Tephra, Lösslehm) über Fließgrusschutttonlehm (aus Tephra, Sandstein) über tiefem Zerfallsschuttgrussandlehm über sehr tiefem Sandstein;
 [euBBn: pfl-(nz4)sl(V,LoI)/pfl-zntl(V,^s)//cww-nzsl(^s)//nd-^s]
 WRB: Eutric Endoskeletal Umbric Vitric Andosol (Humic, Pantoloamic, Endoraptic)

Tab. 3.4.3: Bodenphysikalische Eigenschaften I – Partikelgrößenverteilung

Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									Bodenart KA5
	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	U	S	
+3 - 0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
0 - 20	20.0	20.2	9.1	11.4	13.0	9.6	16.7	34.0	49.3	Sl4
20 - 30	16.4	21.7	9.8	11.8	11.6	8.2	20.5	31.6	47.9	Ls3
30 - 70	18.2	20.2	8.3	9.1	9.8	6.7	27.7	25.6	46.7	Lts
70 - 160	25.9	29.6	10.6	3.8	4.6	3.3	22.2	11.7	66.1	St3

Tab. 3.4.4: Bodenphysikalische Eigenschaften II

Tiefe [cm]	pt [g cm ⁻³]	PV [Vol.-%]	LK [Vol.-%]	FK [Vol.-%]	nFK [Vol.-%]	PWP [Vol.-%]
0 - 20	-	-	-	-	-	-
20 - 30	-	-	-	-	-	-
30 - 70	1.36	52.2	23.5	28.0	20.4	19.2
70 - 160	1.56	48.0	15.7	32.0	117.4	22.4

Tab. 3.4.5: Bodenchemische Eigenschaften I

Tiefe [cm]	pH [H ₂ O]	pH [KCl ₂]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{org} Vorrat [t ha ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	C/N	P _t [µg g ⁻¹]	C/P
+3 - 0	5,8	5,3	461	7,1	17,7	26	1200	384
0 - 20	4,7	3,7	28,1	50,2	1,8	16	900	31
20 - 30	4,7	3,8	17,5	13,9	1,2	15	830	21
30 - 70	5,1	3,8	6,6	18,9	0,6	10	-	-
70 - 160	5,3	4,2	2,3	19,0	0,2	11	-	-
160 - 200+	-	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 3.4.6: Bodenchemische Eigenschaften II

Tiefe [cm]	KAK _{eff} [mmol _c kg ⁻¹]	BS [%]	Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Mn	H
Sättigung % der KAK _{eff}										
0 - 20	94	22	1.3	2.3	13.5	4.9	0.5	69.4	6.0	2.9
20 - 30	98	16	0.7	1.2	10.2	3.9	0.5	76.1	5.0	2.1
30 - 70	149	60	0.3	1.3	40.9	17.5	0.5	37.0	1.1	1.4
70 - 160	120	89	0.5	1.3	54.1	33.1	0.5	9.2	0.5	1.0

Tab. 3.4.7: Bodenchemische Eigenschaften III

Tiefe [cm]	K _t [%]	Ca _t [%]	Fe _t [%]	Cr _t [mg kg ⁻¹]	Mn _t [mg kg ⁻¹]	Ti _t [mg kg ⁻¹]	Ni _t [mg kg ⁻¹]	Cu _t [mg kg ⁻¹]	Zn _t [mg kg ⁻¹]	As _t [mg kg ⁻¹]	Sr _t [mg kg ⁻¹]	Cd _t [mg kg ⁻¹]	Pb _t [mg kg ⁻¹]
+3 - 0	25.6	107.7	1.7	4.3	3000	109	7.6	22	74	0	32	0.3	7.9
5 - 15	1.6	0.2	5.1	41	4377	4241	27	12	51	10	102	<1	63
20 - 30	1.7	0.1	5.5	44	4232	4386	28	11	48	8	104	<1	16
35 - 60	1.4	0.2	7.0	39	3194	4035	42	13	60	9	93	<1	8
75 - 95	0.2	0.2	16.3	36	7539	1121	34	7	26	11	16	<1	<1.5

Tab. 3.4.8: Bodenchemische Eigenschaften III

Tiefe [cm]	Fe _o [%]	Fe _d [%]	Al _o [%]	Al _d [%]	Mn _o [%]	Mn _d [%]	Si _o [%]	Fe _o /Fe _d	Al _o + ½ Fe _o [%]
5 - 15	-	-	-	-	-	-	-	-	-
20 - 30	0.52	3.30	0.25	0.34	0.32	0.36	0.02	0.2	0.51
35 - 60	0.52	3.89	0.26	0.34	0.23	0.28	0.03	0.1	0.52
75 - 95	0.88	9.76	0.18	0.31	0.62	0.63	0.04	0.1	0.62

Tab. 3.4.9: Bodenchemische Eigenschaften V

Tiefe [cm]	pH NaF	P-Retention [%]	TRD [g kg ⁻¹]
+3 - 0	-	-	-
5 - 15	9.35	98.4	-
20 - 30	-	-	-
35 - 60	9.50	85.5	1.36
75 - 95	9.71	91.1	1.56

4. Methoden

Die Bodenansprache wurde gemäß FAO (2006) und Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden (2005) durchgeführt.

Die bodenchemischen Methoden wurden nach dem Methodenbuch des Gutachterausschuss Forstliche Analytik durchgeführt.

Literatur

Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. Hannover
Arbeitskreis Standortkartierung (2016): Forstliche Standortaufnahme. München.
Jahn, G. (1072): Forstliche Wuchsraumgliederung und waldbauliche Rahmen-

Trotz hoher pH NaF-Werte und hoher P-Retention erreicht dieser Boden aufgrund der hohen Trockenraumgewichte nicht die erforderlichen Kennwerte für eine Andosol-Braunerde. Der vulkanische Einfluss zeigt sich zusätzlich in der hohen Ca-Sättigung und der erhöhten Basensättigung im Unterboden.

planung in der Nordeifel auf vegetationskundlich-standörtlicher Grundlage. - Dissertationes Botanicae 16. 288 S.

Krause, S. & Mösel, B.-M. (1995): Pflanzensoziologische Gliederung der Hainsimsen- Buchenwälder (Luzulo-Fagetum Meusel 1937) in der nordrhein-westfälischen Eifel. – Tuexenia 15: 53 - 72.

Krause, S. & Schumacher, W. (1998): Pflanzensoziologische Gliederung der Waldmeister-Buchenwälder (Galio odorati-Fagetum Sougnez & Thill 1959) in der nordrhein-westfälischen Eifel – Tuexenia 18: 3 - 19.

Schumacher, W. (1977): Flora und Vegetation der Sötenicher Kalkmulde (Eifel). Decheniana-Beihefte 19. 215 Seiten.

D-01 Unterwegs im Gebiet des Luxemburger Sandsteins und des Steinmergelkeupers (LU)

Simone Marx¹, Ben Leiner¹, Frank Flammang¹, Lionel Leydet¹, Jérôme Juilleret², Birgit Kausch³, Raimund Schneider⁴, Sören Thiele-Bruhn⁴, Marcel Lorenz⁴

¹ Administration des services techniques de l'agriculture – Service de pédologie, L-9080 Ettelbruck

² LIST – Luxembourg Institute of Science and Technology, L-4422 Belvaux

³ Natur- & Geopark Möllerdall, 8, rue de l'Auberge, L-6315 Beaufort

⁴ Fach Bodenkunde, Fachbereich VI Raum- und Umweltwissenschaften, Universität Trier, Behringstraße 21, 54296 Trier

1. Einleitung

Die Dienststelle für Bodenkunde der Verwaltung für technische Dienste der Landwirtschaft (ASTA) in Ettelbrück untersteht dem Landwirtschaftsministerium und besteht aus einem Bodenlabor und einer Abteilung für Kartierung und Geoanalyse. Seit den 60er Jahren wird an der detaillierten Bodenkarte (1:25.000, 2 Bohrungen/ha) gearbeitet, die inzwischen 78% der Landesfläche abdeckt. Die Bodenkarte zeigt eine morphologisch geprägte Einstufung der Böden (Marx, 2019), die an die belgische Bodenlegende (PCNSW) anlehnt ist und vor allem als Grundlage für Land- und Forstwirtschaft dient. Im Rahmen des BDSOL-Projektes hat das Forschungsinstitut LIST (ehemalig Centre de recherche public Gabriel Lippmann) zwischen 2008 und 2015 eine Legende zur Beschreibung von Bodenprofilen nach DONESOL (FR) sowie eine Datenbank erstellt. Im Zuge des Projektes wurden – vorwiegend auf Ackerflächen – über 60 Bodenprofile ausgehoben, beschrieben und untersucht. Die gewonnenen Erkenntnisse ergänzen nicht nur historische Profildaten, sondern verbessern das Verständnis der Bodenbildungsprozesse parallel zum klassischen Kartierungsverfahren mit dem Edelman-Bohrer (0-80 cm).

2. Exkursionsgebiet

Das Exkursionsgebiet liegt im Raum Mersch, im Zentrum von Luxemburg, auf den Hängen und den Hochflächen beidseitig des Alzettetals. Man erreicht es am besten über die A7 -

Route du Nord - aus Richtung Trier-Luxemburg oder dem Norden kommend, über die Ausfahrt Mersch – Merscherberg. 3 Profile liegen in einem Radius von 5 km um Mersch herum. Ein 4. Profil liegt etwas außerhalb in Schrondweiler (10 km).

Über den Tag werden diese 4 Profile besichtigt. Die vier ausgewählten Bodenprofile befinden sich auf zwei unterschiedlichen geologischen Substraten (Luxemburger Sandstein li2 (Jura) und Steinmergelkeuper km3 (Trias) des Mesozoikums und unterliegen zwei verschiedenen Nutzungsformen (Landwirtschaft und Forstwirtschaft). Die landwirtschaftlichen Profile (BDS19-86, BDS19-85) sind Wiederauflagen bereits beschriebener Profile aus den Jahren 2010-2011 (BDS10-27, BDS11-36). Sie wurden in unmittelbarer Nähe zu den alten Standorten ausgehoben und neu untersucht. Im Jahre 2019 wurden zusätzlich 2 Standorte (BDS19-87, BDS19-84) auf dem gleichen geologischen Untergrund aber unter langjähriger Waldnutzung aufgegraben, um die unterschiedlichen Bodenbildungsprozesse zu dokumentieren.

Die Begehung startet in Mersch mit einer Bänderparabraunerde (BDS19-86) auf einem landwirtschaftlichen Plateau von rund 35 ha genannt *Haard*, auf dem die leichten Sandböden des Luxemburger Sandsteins (li2) vorwiegend ackerbaulich genutzt werden. Silomais, Triticale und Winterroggen sind die Hauptkulturen. Anschließend wechseln wir auf die gegenüberliegende Seite des Alzettetals, an einen Westhang auf Sandstein nahe Moesdorf, auf dem sich unter Laubwald, ein Podsol

(BDS19-87) entwickelt hat. Die Mittagspause wird auf dem *Monenshaff* im benachbarten Essingen eingelegt. Am Nachmittag steht ein Pelosol (BDS19-85) auf einer landwirtschaftlich genutzten Hochfläche des Steinmergelkeupers in Moesdorf auf dem Programm. Die schweren Tonböden, auch Minutenböden genannt, werden überwiegend für den Anbau von Winterbrotweizen, Triticale und Silomais genutzt. Abwechselnd steht ebenfalls mehrjähriges Luzernegrass in der Fruchtfolge. Erwähnt sei ebenfalls, dass beide landwirtschaftliche Standorte seit vielen Jahren nicht mehr gepflügt werden, sondern mit Zwischenfrucht-Mulchsaat und nicht-wendender Bodenbearbeitung bestellt werden. Abschließend wird ein Profil in Schrondweiler (BDS19-85) in einem Studiengebiet von Professor L.H.Cammeraat (Univ. Amsterdam) besichtigt, der über einen Zeitraum von 30 Jahren die Bodenbildungsprozesse von Planosolen mit abruptem Bodenartenunterschied unter Wald auf Steinmergelkeuper untersucht und umfassend beschrieben hat (Cammeraat et al., 2018).

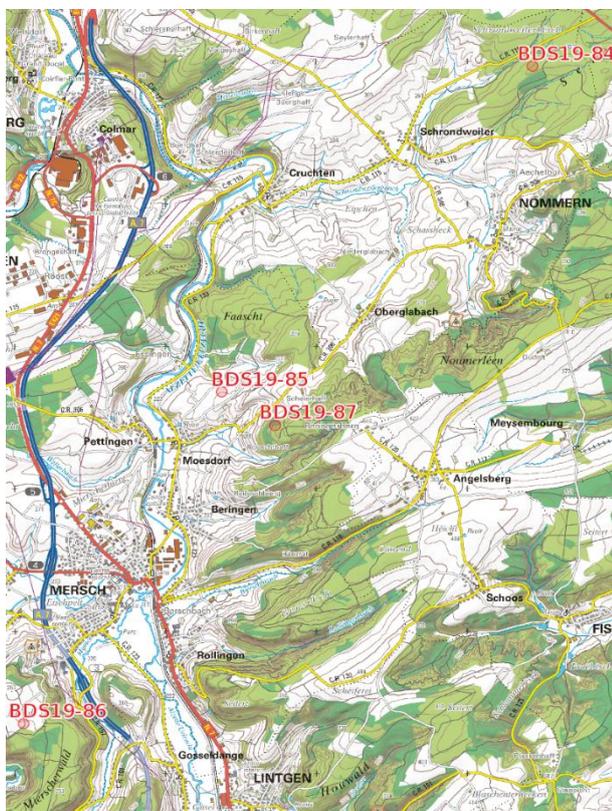


Fig. 1: Exkursionsgebiet mit Darstellung der Exkursionsroute

3.1 Geologie

Luxemburg wird in zwei geologische Regionen, das Ösling (*Eislek*) und das Gutland, aufgeteilt. Eine ausführliche Beschreibung der Geologie Luxemburgs und der geomorphologischen Entwicklung beider Räume findet man bei Kausch et al. (2018).

Das Ösling, welches sich über den gesamten Norden des Landes erstreckt, ist Teil des Ardennenmassivs und besteht, wie die belgischen Ardennen, die Eifel und der Hunsrück hauptsächlich aus Schiefergestein des Paläozoikums. Die marinen Sedimente wurden ursprünglich in den devonischen Meeren als verwittertes Material des Old-Red-Kontinent (Laurussia) abgelagert. Die Sedimente wurden mit einer Auflage von mehreren zehntausend Metern nacheinander deponiert, durch Lithifizierung zum Festgestein umgewandelt und während der variszischen Orogenese (Gebirgsbildung) gefaltet. Das Substrat besteht aus Schiefen, Sandsteinen und lokalen Quarziten und Dachschiefen. Die verschiedenen Anteile der Gesteine variieren lokal, insgesamt dominieren aber die Schiefer. Der zentrale Teil des Öslings bildet das Synklinorium von Wiltz, welches im Wesentlichen aus Schiefer besteht und erodierbarer ist als die umliegenden Sandstein-Schieferfolgen. Im Norden und Süden werden die Antiklinalen von Bastogne (N) und Givonne (S) von den gleichen Sandstein-Schiefer Wechselfolgen gebildet.

Im südwestlichen Teil des Öslings, in der Region von Martelange, sind feinkörnigere, Schiefer in einer Dachschiefer-Fazies vorhanden. Bis zum Ende des Perm war das herzynische Massiv in dieser Region weitgehend erodiert und bildete die sogenannte vortriassische Tiefebene. Während der Untertrias überschritt das Buntsandsteinmeer das erodierte herzynische Massiv, wobei grobkörniges Flussmaterial in einer trockenen Umgebung abgelagert wurde und eine lithologische Diskordanz bildete.

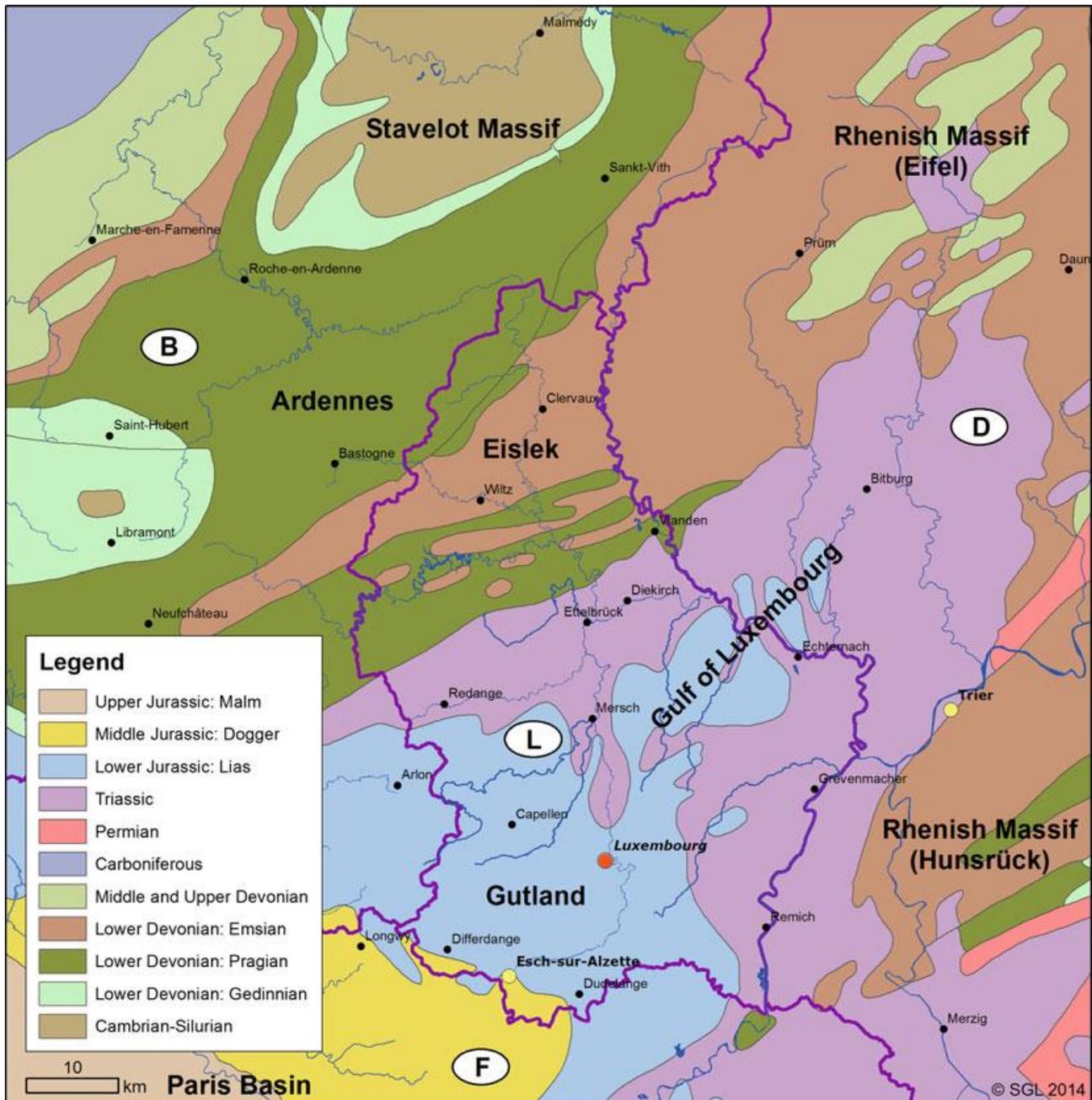


Fig. 2: Geologischer Überblick von Luxemburg (Kausch et al., 2018, Service géologique, 2014)

Die mesozoischen Schichten im sogenannten Golf von Luxemburg, auch Trier-Luxemburger Bucht genannt, entstanden während der Trias und des unteren und mittleren Juras in einem Meeresarm zwischen der Rheinischen Masse und dem London-Brabanter-Massiv. Sie werden in die lithostratigraphischen Einheiten Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper (Trias) sowie Lias und Dogger (Jura) unterteilt und bilden in ihrer heutigen Verbreitung eine nordöstliche Erweiterung des Pariser Beckens. Im Ösling sind die Sedimente des Mesozoikums inzwischen erodiert. Aufgrund der Disposition der Küstenlinien können große

Unterschiede in Fazies und Mächtigkeit auftreten. In der Nähe ehemaliger Küstenlinien sind die Sedimentgesteine oft sehr grobkörnig (sandig und konglomeratisch) und werden zum offenen Meer hin immer mergeliger und lehmiger.

Die Trier-Luxemburger Bucht umfasst das Gutland in Luxemburg, sowie die Südeifel in Rheinland-Pfalz und den Mosel-Saargau in Rheinland-Pfalz und im Saarland. Diese Sedimente, deren Ablagerung mit der Buntsandsteingruppe begann, fallen zum zentralen Teil des Beckens ein.

Die mesozoischen Sedimente zeichnen sich durch einen Wechsel von morphologisch harten Gesteinen mit sandiger, dolomit- oder kalkhaltiger Natur mit morphologisch weichen Gesteinen von toniger Natur wie Mergel oder Tonsteine aus. Im südlichsten Teil des heutigen Gutlandes wird eine Mächtigkeit von etwa 1000 m festgestellt. Die mineralogischen Hauptbestandteile der Gesteine sind Quarz, Tonminerale und Karbonate. Wichtige Begleitminerale sind Gips und Pyrit. Alle Gesteine sind vom konsolidierten Typ. Die harten Gesteine sind witterungsbeständiger, bruchstarrer und bilden steile Felshänge. Die weichen Gesteine sind viel weniger witterungsbeständig, brüchig und ziemlich wasserundurchlässig. Mergel und Tonsteine bestehen zu unterschiedlichen Anteilen aus Tonmineralien und Karbonaten. Letztere sind auch in Wasser löslich, wobei durch Verwitterung residuale Tone zurückbleiben. Gipsadern ($\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) von unterschiedlicher Mächtigkeit kommen in den mergeligen Triasformationen der Muschelkalk- und Keupergruppe vor. Sie wurden größtenteils in unterirdischen Steinbrüchen abgebaut. Der Abbau und die Lösung von Gips führen zu einer höheren Durchlässigkeit des Substrats, und die Empfindlichkeit gegenüber Erdbeben wird weitgehend erhöht. Bei Verwitterungsprozessen bilden sich Lockergesteine, die grobkörnig (Sand und Kies) oder feinkörnig sein können, wobei letztere tonhaltiger, kohäsiv und ziemlich wasserundurchlässig sind. Weiche Gesteine sind empfindlicher gegenüber Schwankungen des Wassergehaltes, bilden flache Hänge und sind bei extremen Wetterbedingungen sehr anfällig für Erdbeben.

Jura- und Triasgesteine unterscheiden sich in der Art der Karbonate. Das Karbonat der Jura-gesteine ist Kalzit (CaCO_3), während das Karbonat der Triasgesteine aus Dolomit ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) gebildet wird. Die Löslichkeit der beiden Karbonate ist sehr unterschiedlich: die des Kalzits ist viel höher als die des Dolomits, was zu unterschiedlichen Verwitterungsraten führt. Insbesondere auf den dolomitischen Mergeln des km3 (mittlerer Keuper, „Steinmergelkeuper“) beträgt die Mächtigkeit

des Regoliths oft nur wenige Zentimeter, während er auf anderen Substraten mehrere Meter mächtig sein kann. Die Auflösung von Karbonaten und Gips verleiht dem Grundwasser eine sehr typische hydrochemische Signatur. Das Ca/Mg-Verhältnis erlaubt es, Grundwasser von triassischen (dolomitischen) und jurassischen (kalkhaltigen) Gesteinen zu unterscheiden, während hohe Konzentrationen von Sulfaten (SO_4^{2-}) das Grundwasser von gipsreichen Substraten charakterisieren.

3.2 Klima

Das Klima in Luxemburg gehört zum feucht-gemäßigten, ozeanischen Klima mit leichtem kontinentalem Einfluss und ist durch gemäßigte Jahrestemperaturen, sowie überwiegend aus südwestlicher Richtung kommende Winde, geprägt. Die mittlere Jahrestemperatur in Luxemburg Stadt beträgt für die Referenzperiode (1981-2010) 9,3°C, welche im Vergleich zur vorigen Referenzperiode (1961-1990) bereits um 1°C wärmer ist. Bezüglich der Niederschlagsmengen wurden im Zeitraum 1961-1990 durchschnittlich 875 mm, sowie 897 mm Niederschlag im Zeitraum 1981-2010 gemessen.

3.3 Geomorphologie

Luxemburg wird durch zwei geologisch unterschiedliche Regionen gekennzeichnet. Die lithologischen und strukturellen Unterschiede im Untergrund implizieren in den beiden Regionen geomorphologische Unterschiede der Landschaft. Geomorphologisch ist das Ösling ein Hochplateau mit einer durchschnittlichen Höhe von 500 m. Sowohl der Süden als auch der Osten dieser Region sind von tiefen und eng eingeschnittenen Flusstälern geprägt. Im nordwestlichen Teil der Region sind die Plateaus in höheren Lagen mit einem viel dickeren Verwitterungsmantel bedeckt als im Süden. Hier geht man von älteren Erosionsflächen aus. Die Wiltz-Synklinale mit Höhen zwischen 350-450 m entsprechen jüngeren Erosionsflächen. In der Region von Vianden, vor und unterhalb des heutigen Vorkommens des Buntsandsteins an der Grenze von Gutland und Ösling, können Reste des ältesten

vortriassischen Verwitterungsmantels beobachtet werden. Das Ösling wird durch ein dichtes Netz von tiefen Fluss- und Bachtälern zerschnitten, welche der herzynisch strukturellen Richtung (NE-SW) folgen. Die Talschlüsse sind meist Muldentäler, während die Hänge an den unteren Abschnitten V-förmig sind und Neigungen von mehr als 70% aufweisen. Die Täler besitzen oft einen asymmetrischen Querschnitt mit steilen Felswänden.

Das Gutland stellt eine durch Verwerfungen und tektonische Brüche, heterogen geformte Schichtstufenlandschaft dar, die etwa 68% der Landesfläche einnimmt. Als Ausläufer des Pariser Beckens unterscheidet es sich sowohl

äußerlich durch das Relief der Landschaft als auch anhand der natürlichen Rahmenbedingungen, insbesondere den geologisch-petrographischen Verhältnissen, grundlegend vom Ösling. Das Gutland zeichnet sich durch einen Wechsel von harten, widerständigen (im wesentlichen Sandsteine, Dolomit und Kalksteine) und weicheren, erosionsanfälligen Schichten (im wesentlichen Mergel) aus. Das Resultat dieses geologischen Aufbaus ist eine Schichtstufenlandschaft, in der die maximalen Höhen der verschiedenen Schichtstufen im gesamten Gutland auf etwa 400 m liegen, während die vor den Stufen liegenden Flächen mittlere Höhe von etwa 300 m aufweisen.

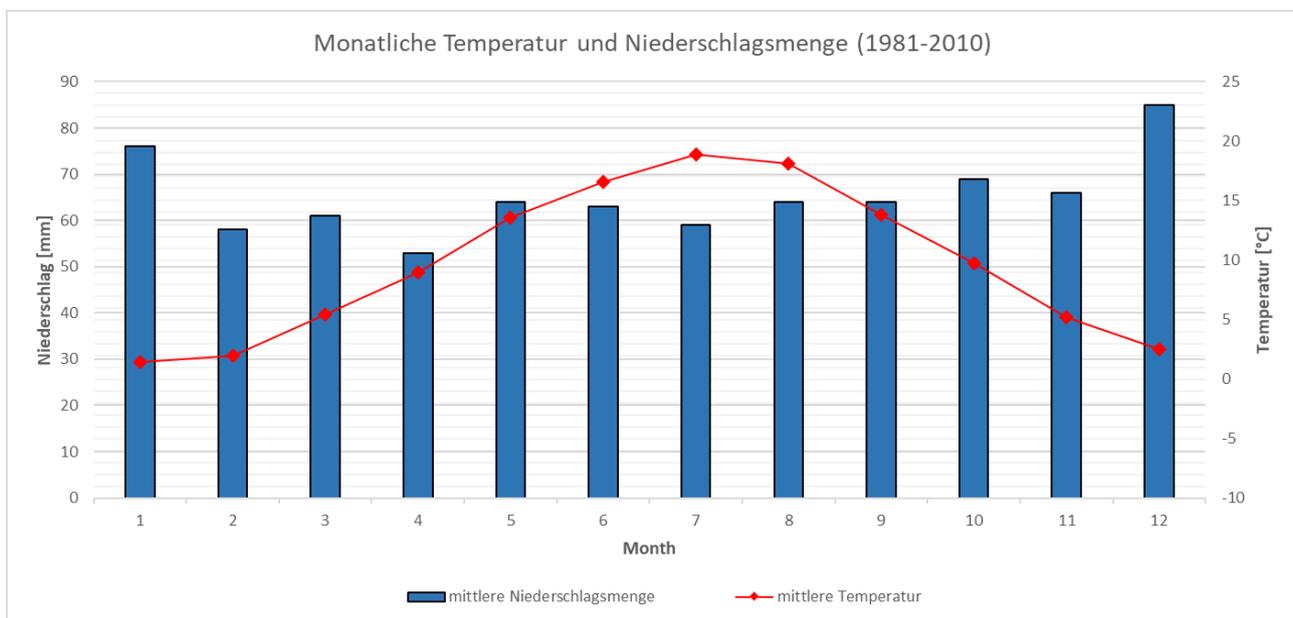


Fig. 3: Klimadiagramm von Stadt Luxemburg (Temperatur) und Beringen-Mersch (Niederschlag)

4. Beschreibung der Standorte und Bodenprofile

4.1 Standort Nr. 1: Mersch – Bänderparabraunerde auf Luxemburger Sandstein (li2), BDS19-86

Auf den flachen Plateaus des Luxemburger Sandsteins (li2- Unterer Lias) haben sich tiefgründig verwitterte Sandböden (Zba1, Sba1, > 80 cm) entwickelt, die zur Abbruchkante hin durch Erosion eher flachgründiger (jZba2, jSab2, 40-80 cm) werden. Das ursprüngliche kalkhaltige Bindemittel des Sandsteins ist im oberen Bereich weitestgehend durch Verwitterung verschwunden, was zur Bildung von

lockeren Reinsanden führte. Auf den flachgründigeren Standorten steht der kalkhaltige Sandstein nahe der Oberfläche an. Stellenweise kann es sich ebenfalls um verhärtete Sandsteinbänke auf Quarzitbasis handeln, die sich im Pliozän gebildet haben. Im Grenzbereich zu den darüberliegenden Mergel und Kalken von Strassen (li3) ist der Sandstein verstärkt mit Pyrit (FeS_2) durchsetzt, der durch Verwitterung zur Gelbtönung (Limonite) des Sandsteins und sulfathaltigem Grundwasser führt.

Der Luxemburger Sandstein ist der größte Grundwasserspeicher des Landes. Die Mergel von Elvange (li1) bilden einen ausgezeichneten Stauhohizont zu dem darüberliegenden, durchlässigen Sandstein. In Tallage, entlang der Kontaktlinie zwischen beiden Gesteinsschichten treten unzählige Quellen und Feuchtzonen auf. Quellen mit starker Schüttung werden seit jeher für Trinkwasserzwecke genutzt. Angesichts der hohen Durchlässigkeit der Sandböden auf den landwirtschaftlich genutzten Plateaus und deren Vulnerabilität gegenüber Auswaschung von Nitrat und Pestiziden ist die Qualitätssicherung des Trinkwassers zu einer echten Herausforderung für die Landwirtschaft geworden.

Tab. 1: Standortbeschreibung Mersch (Haard) – Profil BDS19-86

Substrat:	Grus führender Lehmsand aus kalkhaltigem Sandstein (Luxemburger Sandstein - li2)
Relief:	Ebener Kulminationsbereich
Landnutzung:	Ackerbau, Hackfrüchte - Getreide
Höhenlage:	339 m üNN

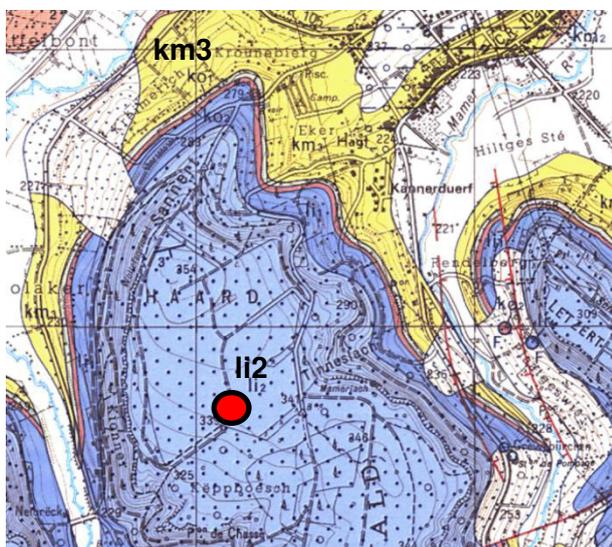


Fig. 4: Geologie des Standortes Mersch (Haard)

Die Bodenarten im Oberboden können auf kleinstem Raum variieren und bewegen sich von den Reinsanden, über die Schluffsande bis zu den Lehmsanden, abhängig vom Überbleibsel ehemaliger Lössauflagen im Zusammenhang mit Erosions- und Sedimentationsprozessen.

Die Cv-Horizonte bestehen aber, unabhängig von den Variationen im Oberboden, ausschließlich aus Reinsanden. Der Sandstein führt kaum tonige oder schluffige Zwischenlagen. Zu der Abbruchkante hin, vor allem in Richtung Hangneigung, werden die Böden immer flachgründiger.

Tonanreicherungsbander in Form von 1-5 cm starken Lamellen treten vereinzelt lokal auf und können sich auch nach unten hin in Form eines richtigen Bt-Horizontes zusammenfügen. Dieser ist kaum noch durchgehend vorhanden, wahrscheinlich durch natürliche Umwälzungen (Windfall) zerstückelt. Auf erosionsgefährdeten Lagen kann der Bt-Horizont gelegentlich an der Oberfläche anstehen. Generell werden Böden auf dem Luxemburger Sandstein entweder in Leptosols, Arenosols oder Podzols eingestuft (Cameraat et al., 2018). Auf den landwirtschaftlich genutzten Plateaus spricht Cameraat von Haplic Arenosols; im Forst von Brunic Arenosols, weil der Anteil von Feinstsand (63-125 µm) bei rund 30% am Gesamtsand läge und nicht ausreichend für einen cambic Horizont wäre. Allerdings hat die Datenlage der hier beschriebenen Sandprofile dies nur für das Profil BDS19-87 bestätigt. Nach Westen hin, in Richtung belgische Grenze werden die Böden schluffiger und bilden Luvisole und Regosole (Hissler et al., 2015), welche überwiegend landwirtschaftlich genutzt werden.

Die Reinsande und Schluffsande gehören zu den Grenzstandorten in der Landwirtschaft. Die Standorte wurden in der Vergangenheit hauptsächlich für den Kartoffelanbau zur Eigenversorgung genutzt, da sie für den industriellen Anbau zu schwach sind. Heute steht hier überwiegend Silomais, Triticale und Roggen, die das Rückgrat des Futterbedarfs der Milch- und Mutterkuhherden bilden. In feuchten Jahren sind die Erträge vor allem beim Silomais gut. Allerdings bereitet die zunehmende Frühjahrs- und Sommertrockenheit Probleme bei den Erträgen.

Die landwirtschaftlichen Böden werden regelmäßig gekalkt und organisch gedüngt mit den Zielwerten von $\text{pH}_{\text{CaCl}_2} > 5,5$, Phosphor- und Kaligehalte in der C-Klasse und einem orga-

nischen Kohlenstoffgehalt > 1%. Standardprodukte bei der Kalkung waren bis in die 90er Jahre das Thomasmehl aus der Eisenindustrie. Seither vor allem gemahlener Dolomit (Muschelkalk) aus dem nahen deutschen Grenzgebiet im Einsatz. Erosionsverminderte Bodenbearbeitung wie Pflugverzicht und Grubber – Kreiseleggen Kombination in Verbindung mit Zwischenfrüchten über Winter unterstützten die Aggregatstabilität und mindern das Erosionsrisiko. Allerdings kommt es bei langjähriger Mulchsaat (> 10 Jahre), wie hier im Profil BDS19-86, zu einer Differenzierung der Humusgehalte innerhalb der Ackerkrume (0-28 cm). Einer Anreicherung im oberen Ap-Horizont (0-15 cm) steht eine Verarmung in der unteren Bodenkrume (15-28 cm) gegenüber, die zu einer höheren Anfälligkeit dieser Schicht für Verdichtungen führt. Gelegentliches Pflügen könnte demnach von Nutzen sein, um die Humusgehalte wieder neu zu durchmischen.

Profilbeschreibung BDS19-86

Das Profil BDS19-86 wurde 2019 in unmittelbarer Nähe eines bereits im Jahre 2010 beschriebenen Profils (BDS10-27) aufgedigert.



Fig. 5: Ansicht des Bodenprofils BDS19-86

In den Bereichen 65-70 cm und 80-85 cm befinden sich 2 Tonanreicherungsbänder (Bbt) im Wechsel mit Bv- und Cv-Material, die auf eine Bänderparabraunerde hinweisen. Streng genommen reicht die zusammengefasste Mächtigkeit dieser Bänder von 10 cm nicht aus um im Rahmen der WRB2015 ein *argic horizon* auszuweisen (≥ 15 cm). Wäre das der Fall, handelte es sich um einen Lamellic Endoleptic Luvisol (Arenic, Aric, Differentic, Hypereutric, Ochric).

Von den Bodenbildungsprozessen her handelt es sich aber klar um eine Parabraunerde. Im Gegenzug dazu könnte der diagnostische Horizont ebenfalls als *cambic horizon* eingestuft werden, da der Anteil an Feinstsand (63-125 μm) zwischen 50 – 54% in den oberen drei Horizonten liegt und bis auf 62-66% im Untergrund ansteigt. Die Klassifikation wäre dann: Hypereutric Endoleptic Cambisol [Arenic, Aric, Ochric].



Fig. 6: Lamellen aus tonigem Sand (BDS19-86: Bbt1, 65-70 cm)

Tab. 2: Profilbeschreibung und Bodenklassifikation – BDS19-86

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [Stufe]	Gefügeform	Humus	Durchwurzelung	Farbe (feucht)	Ausgangsgestein	Stratigrafie
0-15	Ap1	Su2	1	ein	h3	W3	10YR 3/3	^s,k	ju (li2)
15-28	Ap2	Su2	1	ein	h2	W3	10YR 3/3	^s,k	ju (li2)
28-45	Al-Bv1	Su2	2	koh	h1	W3	10YR 5/6	^s,k	ju (li2)
45-65	Al-Bv2	Su2	2	koh	h1	W2	10YR 5/6	^s,k	ju (li2)
65-70	Bbt1	St2	2	pol	h1	W0	7.5YR 5/6	^s,k	ju (li2)
70-80	ilCv	Ss	2	ein	h1	W0	10YR 5/6	^s,k	ju (li2)
80-85	Bbt2	St2	2	pol	h1	W0	7.5YR 5/6	^s,k	ju (li2)
85+	imCv	-	-	-	-	-	-	^s,k	ju (li2)

Deutsche Klassifikation: Basenreiche (Acker)Bänderparabraunerde aus flachem kryoturbatem Lehmsand über schwach Rejngrus führendem kryoturbatem Lehmsand über tiefem kalkhaltigen Sandstein;
[eu.vLLd: pky-ls(^s,k)\pky-(zz2)ls(^s,k)//nd-^s,k]

Luxemburgische Kl.: j1wZba2 – sols sableux, sec, à horizon B textural, sable argileux entre 40-80cm, substrat grès calcaire au-delà de 80 cm

WRB: Hypereutric Endoleptic Cambisol (Arenic, Aric, Ochric, Protoargic, Lamellic)

Tab. 3: Bodenphysikalische Eigenschaften I – Partikelgrößenverteilung – BDS19-86

Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]							Bodenart		
	gS	mS	fS	ffS	T	U	S	KA5	WRB	LU
0-15	1.4	7.6	33.1	42.3	4.0	11.7	84.4	Su2	LS	Z
15-28	0.2	6.8	32.4	45.4	4.8	10.4	84.7	Su2	LS	Z
28-45	0.1	2.5	39.5	42.6	3.9	11.3	84.8	Su2	LS	Z
45-65	0.1	1.7	30.3	53.6	2.9	11.3	85.8	Su2	LS	Z
65-70	0.4	4.0	27.1	50.8	11.0	6.7	82.4	St2	LS	S
70-80	0.1	1.3	28.9	59.3	2.4	8.0	89.6	Ss	S	Z
80-85	0.3	3.4	25.6	53.9	10.1	6.7	83.2	St2	LS	S
85+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 4: Bodenphysikalische Eigenschaften II – BDS19-86

Tiefe [cm]	pt [g cm ⁻³]	PV [Vol.-%]	LK [Vol.-%]	FK [Vol.-%]	nFK [Vol.-%]	TW [Vol.-%]	Kf [cm/d]	EW [kPa]
0-15	1.22	52.9	22.9	30.0	22.4	7.6	380	605
15-28	1.38	47.0	17.5	29.5	20.9	8.6	342	664
28-45	1.60	38.3	13.4	24.9	20.0	4.8	64	2214
45-65	1.51	41.8	17.9	23.8	20.6	3.3	182	1854
65-70	-	-	-	-	-	-	-	-
70-80	1.61	39.3	12.4	26.9	22.1	4.8	193	2679
80-85	-	-	-	-	-	-	-	-
85+	-	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 5: Bodenchemische Eigenschaften I – BDS19-86

Tiefe [cm]	pH [H ₂ O]	pH [CaCl ₂]	EL [mS cm ⁻¹]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{org} Vorrat [t ha ⁻¹]	C _{anorg} [mg g ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	C/N	C _{mic} [μg g ⁻¹]	N _{mic} [μg g ⁻¹]	P _t [μg g ⁻¹]	P (CAL) [μg g ⁻¹]	K (CAL) [μg g ⁻¹]
0-15	7.5	6.5	890	12.6	22.8	<LQ	1.3	9.7	319.8	23.9	578.9	148.2	888.1
15-28	7.0	6.3	650	8.7	15.3	<LQ	1.0	8.7	80.1	1.4	536.5	126.4	996.0
28-45	6.4	6.2	193	2.4	6.4	<LQ	0.5	4.8	25.4	1.1	172.0	52.3	448.2
45-65	7.1	6.7	630	1.5	4.5	<LQ	0.4	3.8	-	-	141.6	30.5	348.6
65-70	6.4	6.3	718	2.5	1.0	<LQ	0.7	3.6	-	-	241.5	39.2	1394.4
70-80	6.8	6.5	125	1.2	1.7	<LQ	0.3	4.0	-	-	77.4	17.4	265.6
80-85	6.0	5.9	511	2.0	1.5	<LQ	0.5	4.0	-	-	181.2	30.5	307.1
85+	-	-	440	-	-	-	-	-	-	-	86.9	-	-

Tab. 6: Bodenchemische Eigenschaften II – BDS19-86

Tiefe [cm]	KAK _{eff} [mmol _c kg ⁻¹]	BS [%]	Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Mn	H	
			[mmol _c kg ⁻¹]								
0-15	78.1	99.2	3.4	25.0	31.8	17.3	0.1	0.0	0.5	0.0	
15-28	60.1	99.0	2.6	22.1	25.9	8.9	0.1	0.0	0.5	0.0	
28-45	28.8	99.5	0.9	4.7	17.3	5.8	0.1	0.0	0.1	0.0	
45-65	39.4	99.7	2.2	8.5	19.5	9.0	0.1	0.0	0.1	0.0	
65-70	67.7	99.8	4.5	15.3	33.7	14.1	0.0	0.0	0.1	0.0	
70-80	37.8	99.6	4.0	8.9	17.7	7.0	0.1	0.0	0.1	0.0	
80-85	65.4	99.6	3.1	8.3	35.8	17.9	0.1	0.0	0.2	0.0	
85+	37.3	99.4	1.8	2.9	21.5	10.9	0.1	0.0	0.1	0.0	

Tab. 7: Bodenchemische Eigenschaften III – BDS19-86

Tiefe [cm]	Fe _o [g kg ⁻¹]	Fe _d [g kg ⁻¹]	Al _o [g kg ⁻¹]	Mn _o [g kg ⁻¹]	Fe _o /Fe _d
0-15	1.15	3.31	0.54	0.29	0.35
15-28	1.16	3.54	0.51	0.32	0.33
28-45	0.49	2.71	0.34	0.19	0.18
45-65	0.51	2.76	0.38	0.14	0.18
65-70	0.84	3.17	0.56	0.19	0.26
70-80	0.33	3.36	0.19	0.15	0.10
80-85	0.79	6.98	0.51	0.19	0.11
85+	0.25	4.16	0.10	0.14	0.06

Tab. 8: Bodenchemische Eigenschaften IV – BDS19-86

Tiefe [cm]	As [mg kg ⁻¹]	Cd [mg kg ⁻¹]	Cr [mg kg ⁻¹]	Cu [mg kg ⁻¹]	Ni [mg kg ⁻¹]	Pb [mg kg ⁻¹]	Zn [mg kg ⁻¹]
0-15	5.1	0.18	13.0	5.5	4.5	11.8	26.9
15-28	5.7	0.14	13.3	5.6	4.2	12.2	24.6
28-45	4.0	<LQ	7.6	2.8	4.0	4.2	5.3
45-65	3.6	<LQ	6.6	2.4	3.6	3.3	2.2
65-70	9.4	<LQ	17.8	5.5	10.5	7.4	21.5
70-80	3.7	<LQ	6.3	2.3	3.6	2.9	2.9
80-85	8.1	0.10	17.5	4.8	9.2	6.5	19.0
85+	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 9: Quantitative Mineralanalysen – BDS19-86

Tiefe [cm]	Quarz [M.-%]	K-Fsp. [M.-%]	Goethit [M.-%]	TM*-Anteil [M.-%]	Kaolinit [M.-%]	Chlorit [M.-%]	Illit [M.-%]	Vermiculit [M.-%]	Al.-Ver. [M.-%]
0-15	93.0	2.5	0.0	4.5	2.0	Sp.	1.5	0.5	0.5
15-28	94.0	3.0	0.0	3.0	1.0	Sp.	1.0	0.5	0.5
28-45	95.0	2.0	0.0	3.0	1.0	Sp.	0.5	0.5	1.0
45-65	95.0	2.5	0.0	2.5	1.0	Sp.	0.5	0.5	0.5
65-70	87.0	4.0	1.0	8.0	2.5	Sp.	2.5	1.5	1.5
70-80	95.0	2.0	0.0	3.0	1.0	Sp.	1.0	0.5	0.5
80-85	89.0	2.5	1.0	7.5	2.0	Sp.	2.5	1.0	2.0
85+	-	-	-	-	-	-	-	-	-

*TM = Tonmineral

4.2 Standort Nr. 2: Moesdorf – Podsol auf Luxemburger Sandstein (li2), BDS19-87

Auf einem nach Westen ausgerichteten Hang im Luxemburger Sandstein, nahe Moesdorf, haben sich am Mittelhang leichte, durchlässige, völlig entkalkte Sandböden gebildet. Auf diesen nährstoffarmen, kalkfreien und damit relativ sauren Böden ist das *Luzulo-Fagetum* (Hainsimsen-Buchenwald) die typische Waldgesellschaft und ist die verbreitetste in der kollinen bis montanen Stufe Mitteleuropas. Bodensaure Buchenwälder sind relativ artenarm und nicht selten sind diese wenigen Arten in geringer Häufigkeit vorhanden, sodass der Waldboden, gerade unter Hochwald, fast vegetationsfrei erscheint. Dominierende Baumart ist die Rotbuche (*Fagus sylvatica*). Sie gedeiht unter den durch niedrigen pH-Wert gekennzeichneten Standortbedingungen durchaus gut bis ausgezeichnet. Die Krautschicht besteht überwiegend aus der Weißen Hainsimse (*Luzula luzuloides*), die kennzeichnend für solche Standorte ist sowie einigen säuretoleranten Begleitern. Aus der Ferraris-Karte (1778) geht hervor, dass Ende des 18. Jhd. auf diesem Standort bereits Wald vorherrschte. Die Standortbedingungen haben zur Bildung eines Podsoles geführt.

Tab. 10: Standortbeschreibung Moesdorf (Auf der Heedt) – Profil BDS19-87

Substrat:	Grus führender Reinsand aus kalkhaltigem Sandstein, (Luxemburger Sandstein - li2)
Relief:	Mittelhang, W-Exposition
Landnutzung:	Forst, Laubwald
Höhenlage:	356 m üNN



Fig. 7: Geologische Schichtabfolge mit Profilen

Profilbeschreibung BDS19-87

Auf dem Luxemburger Sandstein findet man nur lokal Podsole. In diesem Fall befinden sie sich zwar unter Laubwald, liegen aber überwiegend auf westlich ausgerichteten Hängen und auf Reinsanden (>85% S). In der Bodenkarte BK25 wird der Bodentyp als Zaf1 bezeichnet. Die entkalkten, nährstoffarmen Sandböden sind unter langjähriger Waldnutzung durch sehr niedrige pH-Werte charakterisiert. Allerdings geht aus der Datenlage hervor, dass der Oberbodenbereich eine Basensättigung von deutlich > 50% und deutlich höhere Ca-Gehalte aufweist als der Untergrund. Verantwortlich hierfür ist höchstwahrscheinlich der Eintrag über das Laub, dessen Zusammensetzung über die tiefwurzelnden Bäume im kalkhaltigen Sandstein geprägt ist. Dies dürfte auch die Erklärung sein, weshalb Podsole nicht generell vorhanden sind. Abschliessend sei noch erwähnt, dass der hier vorhandene Cv-Horizont (70-90+ cm) aus einer Lage kieseliger Quarzsandsteine ohne kalkhaltiges Bindematerial besteht, so wie das stellenweise im Luxemburger Sandstein der Fall ist.

Die Bodenfarben des Ae-Horizontes erlauben die Einstufung als *albic material* nach WRB 2015. Die Bsh-Bs Horizonte entsprechen laut Bodenfarbe einem *spodic horizon* nach WRB 2015.

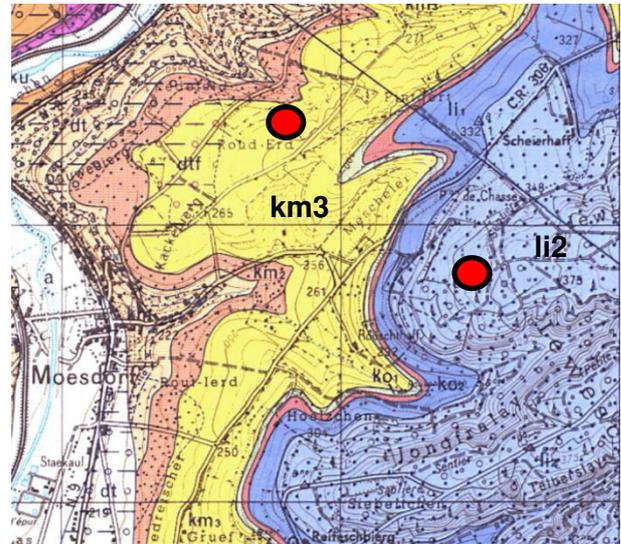


Fig. 8: Lage und Geologie der Standorte in Moesdorf im li2 (BDS19-87) und km3 (BDS19-85)



Fig. 9: Ansicht des Bodenprofils BDS19-87

Tab. 11: Profilbeschreibung und Bodenklassifikation – BDS19-87

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [M.-%]	Gefügestufe	Humus	Durchwurzelung	Farbe (feucht)	Ausgangsgestein	Stratigrafie
0-10	Ahe	St2	1,9	ein	h5	W3	5YR 2.5/2	^s,k	ju (li2)
10-20(30)	Ae	Ss	1,5	ein	h1	W3	7.5YR 5/3 (7)	^s,k	ju (li2)
20(30)-35	Bsh	Ss	13,7	ein	h2	W3	5YR 3/4	^s,k	ju (li2)
35-50(55)	Bs	Ss	13,5	ein	h1	W2		^s,k	ju (li2)
50(55)-70	Bsv	Ss	16,5	ein	h1	W0	7.5YR 4/6	^s,k	ju (li2)
70-90+	imCv	Ss	54,2	ein	h1	W0	10YR 5/8	^s,k	ju (li2)

Deutsche Klassifikation: (Moder)Normpodsol, basenreich, aus flachem Reinsand über stark Reingrus führendem Reinsand über Zersatzreinsandgrus (aus kalkhaltigem Sandstein);
[eu.moPPn: cc-ss(^s,k)cc-(zz4)ss(^s,k)cc-sszz(^s,k)

Luxemburgische Kl.: Zag1 – sol sableux, très sec, à horizon humique et /ou ferrique distinct, profound (>80cm)

WRB: Endoleptic Albic Podzol (Arenic)

Tab. 12: Bodenphysikalische Eigenschaften I – Partikelgrößenverteilung – BDS19-87

Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]							Bodenart		
	gS	mS	fS	ffS	T	U	S	KA5	WRB	LU
0-10	2.5	25.2	45.5	16.1	5.3	5.4	89.3	St2	S	Z
10-20(30)	0.2	17.5	56.4	19.4	1.5	5.0	93.5	Ss	S	Z
20(30)-35	0.1	22.1	54.4	15.2	3.8	4.3	91.8	Ss	S	Z
35-50(55)	0.4	24.4	55	13.9	3.3	3.1	93.7	Ss	S	Z
50(55)-70	0.4	29.9	53.3	12.9	2.6	0.8	96.6	Ss	S	Z

Tab. 13: Bodenphysikalische Eigenschaften II – BDS19-87

Tiefe [cm]	pt [g cm ⁻³]	PV [Vol.-%]	LK [Vol.-%]	FK [Vol.-%]	nFK [Vol.-%]	TW [Vol.-%]	Kf [cm/d]	EW [kPa]
0-10	0.80	68.1	38.6	29.5	22.6	6.8	887	605
10-20(30)	1.29	50.5	35.0	15.5	10.9	4.7	562	742
20(30)-35*	1.29	51.3	34.4	16.9	12.2	4.7	795	845
35-50(55)*	1.31	50.5	34.7	15.8	11.7	4.0	910	570
50(55)-70	-	-	-	-	-	-	-	-
70-90+	-	-	-	-	-	-	-	-

*Stechringe wurden zusammen entnommen

Tab. 14: Bodenchemische Eigenschaften I – BDS19-87

Tiefe [cm]	pH [H ₂ O]	pH [CaCl ₂]	EL [mS cm ⁻¹]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{org} Vorrat [t ha ⁻¹]	C _{anorg} [mg g ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	C/N	P _t [μg g ⁻¹]	P (CAL) [μg g ⁻¹]	K (CAL) [μg g ⁻¹]
0-10	4.2	3.3	88	51.5	40.3	<LQ	2.4	21.5	49.7	13.1	58.1
10-20(30)	4.4	3.5	51	5.3	13.4	<LQ	0.4	13.3	16.3	4.4	16.6
20(30)-35	4.1	3.4	63	8.1	22.5	<LQ	0.5	16.2	25.4	4.4	16.6
35-50(55)	4.6	4.1	31	5.7	9.4	<LQ	0.4	14.3	35.4	13.1	16.6
50(55)-70	4.7	4.2	23	1.3	1.5	<LQ	<LQ	-	45.7	4.4	16.6
70-90+									19.3		

Tab. 15: Bodenchemische Eigenschaften II – BDS19-87

Tiefe [cm]	KAK _{eff} [mmol _c kg ⁻¹]	BS [%]	Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Mn	H
						[mmol _c kg ⁻¹]				
0-10	29.9	75.3	3.5	0.8	13.6	4.7	0.4	3.2	0.2	3.5
10-20(30)	12.6	75.3	0.8	0.4	5.6	2.7	0.1	2.3	0.0	0.7
20(30)-35	18.0	46.8	0.5	0.3	5.1	2.5	0.8	7.2	0.0	1.6
35-50(55)	21.4	41.5	0.7	0.4	5.2	2.5	1.0	10.7	0.0	0.8
50(55)-70	13.5	57.7	0.7	0.3	4.5	2.3	0.1	5.6	0.0	0.0
70-90+	15.0	59.1	1.1	0.3	4.8	2.6	0.1	6.0	0.0	0.0

Tab. 16: Bodenchemische Eigenschaften III – BDS19-87

Tiefe [cm]	Fe _o [g kg ⁻¹]	Fe _d [g kg ⁻¹]	Al _o [g kg ⁻¹]	Mn _o [g kg ⁻¹]	Fe _o /Fe _d	C _p :Fe _p
0-10	0.24	1.12	0.02	0.01	0.22	-
10-20(30)	0.09	0.78	0.00	0.00	0.11	-
20(30)-35	0.79	2.04	0.10	0.00	0.39	3.6
35-50(55)	1.48	2.21	0.22	0.00	0.67	2.3
50(55)-70	0.40	2.11	0.72	0.01	0.19	3.3
70-90+	0.12	1.73	0.16	0.00	0.07	-

Tab. 17: Bodenchemische Eigenschaften IV – BDS19-87

Tiefe [cm]	As [mg kg ⁻¹]	Cd [mg kg ⁻¹]	Cr [mg kg ⁻¹]	Cu [mg kg ⁻¹]	Ni [mg kg ⁻¹]	Pb [mg kg ⁻¹]	Zn [mg kg ⁻¹]
0-10	3.2	<LQ	4.2	2.7	2.7	26.6	12.0
10-20(30)	1.0	<LQ	3.7	0.7	2.0	0.3	<LQ
20(30)-35	1.2	<LQ	6.9	1.2	3.0	9.1	<LQ
35-50(55)	1.1	<LQ	14.8	1.5	8.4	4.9	<LQ
50(55)-70	0.8	<LQ	6.3	0.9	3.4	1.7	<LQ
70-90+							

Tab. 18: Quantitative Mineralanalysen – BDS19-87

Tiefe [cm]	Quarz [M.-%]	K-Fsp. [M.-%]	TM*-Anteil [M.-%]	Kaolinit [M.-%]	Chlorit [M.-%]	Illit [M.-%]	Al.-Ver. [M.-%]	de Al.-Ver. [M.-%]	qTM [M.-%]
0-10	95.0	1.5	3.5	0.5	0.5	2.0	0.5	0.0	0.0
10-20(30)	96.0	2.0	2.0	1.0	Sp.	0.5	0.0	0.5	0.0
20(30)-35	96.0	2.0	2.0	1.0	0.0	0.5	0.0	0.5	0.0
35-50(55)	96.0	2.0	2.0	1.0	0.0	Sp.	0.5	0.5	0.0
50(55)-70	96.0	2.5	1.5	1.0	0.0	Sp.	0.5	Sp.	0.0
70-90+	94.0	3.0	3.0	1.5	0.0	1.0	0.5	Sp.	Sp.

*TM = Tonmineral

4.3 Standort Nr. 3: Moesdorf – Pelosol auf Steinmergelkeuper (km3), BDS11-36

Das Profil BDS19-85 wurde 2019 in unmittelbarer Nähe eines bereits im Jahre 2011 beschriebenen Profils (BDS11-36) aufgedigert.

Tab. 19: Standortbeschreibung Moesdorf (Auf der Rot-herd) – Profil BDS19-85

Substrat:	Grus führender Lehmtone aus Dolomitmergelstein (Steinmergelkeuper – km3)
Relief:	Ebener Kulminationsbereich
Landnutzung:	Acker, Futterpflanzen, Getreide, Hackfrüchte
Höhenlage:	329 m üNN

Profilbeschreibung BDS19-85

Das Profil besteht aus einer Wechselfolge von bunten Dolomitmergeln aus der Stratigraphie des Steinmergelkeupers (km3). Die Verwitterung der Dolomitmergel ergeben schwere Tonböden, die bei wechselnder Austrocknung und Wiederbefeuchtung aufgrund ihrer mineralogischen Zusammensetzung von aufweitbaren Dreischichttonmineralien starken Quellungen und Schrumpfungen unterliegen.



Fig. 10: Ansicht des Bodenprofils BDS19-85

Bei sehr trockenen Sommerbedingungen weiten sich die Risse mehrere cm an der Oberfläche und reichen bis an die Unterkante des Verwitterungshorizontes. Der als P ausgewiesene typische Verwitterungshorizont der Pelosol

sole ist durch ein starkes Prismengefüge gekennzeichnet, die an der Unterseite schräg abfallen (*wedge-shaped aggregates*). Bei P-Mächtigkeiten > 50 cm entstehen ebenfalls typische Stresscutane (*slickensides*) an der Unterseite der Prismen.

Der ständige Wechsel von Quellen und Schrumpfen führt zu dem „self-mulching-effect“ an der Oberfläche, auch *Grumic* (WRB2015) genannt.

Obwohl die Böden sich durch hohe Tongehalte auszeichnen, neigen sie nicht zu Staunässe. Der Wechsel mit den durchlässigeren Mergelsteinbänken (II eICv) erlaubt eine laterale Entwässerung des Unterbodens im Winterhalbjahr.

In der Regel liegt der pH_{CaCl_2} -Wert dieser Böden deutlich über 6,5. Aus landwirtschaftlicher Sicht gehörten sie deshalb lange Zeit zu den fruchtbaren Böden, weil sie weizenfähig waren. Allerdings verdrängt die begrenzte nFK sie heute eher aus der Ackernutzung. Nur die ebenen, tiefgründigeren Standorte werden noch geackert. Das Dauergrünland wird überwiegend beweidet oder zur Heunutzung verwendet. Die steilen Hänge eignen sich ausgezeichnet für Hochstammbst und Streuobstwiesen. Auf den sehr flachgründigen, nach Süden ausgerichteten Standorten ist der Halbtrockenrasen standorttypisch. Die Farbe des Oberbodenhorizontes erlaubt die Einstufung eines *mollic horizon*.

Tab. 20: Profilbeschreibung und Bodenklassifikation – BDS19-85

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [Stufe]	Gefügestufe	Humus	Durchwurzelung	Farbe (feucht)	Ausgangsgestein	Stratigrafie
0-25	Ap	Tl	2	sub	h3	W4	7.5YR 3/3	^mk,d	k (km3)
25-65	P	Tl	2	pri	h2	W3	7.5YR 6/2	^mk,d	k (km3)
65-100	II eICv1	Lt3	3	ris	h0	W3	2.5YR 7/2	^mk,d	k (km3)
100-150+	II eICv2	Lts	4	shi	h0	W0	2.5YR 7/1	^mk,d	k (km3)
Deutsche Klassifikation:		(Acker)Normpodosol aus schwach Reingrus führendem Lehmtou über Reingruskalkschluffton über tiefem Zersatzkalktonlehmingrus (aus dolomitischem Mergelstein); [vDDn: : cc-(zz2)lt(^mk,d)/cc-zzcut(^mk,d)/cc-ctlzz(^mk,d)]							
Luxemburgische Kl.:		iUbb2 – sol argileux lourd, non gleyifié, à horizon B structural, substrat marneux débutant entre 40 et 80 cm de profondeur							
WRB:		Haplic Vertisol (Aric, Dolomitic, Hypereutric, Grumic, Humic, Mollic, Endoraptic)							

Tab. 21: Bodenphysikalische Eigenschaften I – Partikelgrößenverteilung – BDS19-85

Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]			Bodenart		
	T	U	S	KA5	WRB	LU
0-25	55.5	29.5	15.0	Tl	C	U
25-65	53.9	29.1	17.0	Tl	C	U
65-100	36.8	34.7	28.5	Lt3	CL	U
100-150+	31.7	28.5	39.8	Lts	CL	E

Tab. 22: Bodenphysikalische Eigenschaften II – BDS19-85

Tiefe [cm]	pt [g cm ⁻³]	PV [Vol.-%]	LK [Vol.-%]	FK [Vol.-%]	nFK [mm]	PWP [Vol.-%]
0-25	1.54	41.9	5.2	36.7	14.1	31.1
25-65	1.57	40.8	7.2	33.6	29.3	26.3
65-100	1.54	41.9	1.5	40.4	53.8	25.0
100-150+	1.70	36.0	0.9	35.1	38.0	27.5

Tab. 23: Bodenchemische Eigenschaften I – BDS19-85

Tiefe [cm]	pH [H ₂ O]	pH [CaCl ₂]	EL [mS cm ⁻¹]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{org} Vorrat [t ha ⁻¹]	C _{anorg} [mg g ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	C/N	C _{mic} [μg g ⁻¹]	N _{mic} [μg g ⁻¹]	P _t [μg g ⁻¹]	P (CAL) [μg g ⁻¹]	K (CAL) [μg g ⁻¹]
0-25	8.1	7.5	146	20.3	73.2	7.9	2.5	8.1	353.7	21.5	789.3	91.6	166.0
25-65	8.2	7.5	131	10.7	41.6	11.4	1.5	7.1	-	-	410.0	26.2	116.2
65-100	8.4	7.6	148	<LQ	-	25.8	0.7	-	-	-	465.7	8.7	83.0
100-150+	8.5	7.6	118	<LQ	-	50.7	0.5	-	-	-	402.9	17.4	99.6

Tab. 24: Bodenchemische Eigenschaften II – BDS19-85

Tiefe [cm]	KAK _{pot} [mmol _c kg ⁻¹]	BS [%]	Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Mn	H
						[mmol _c kg ⁻¹]				
0-25	267.3	100	0.0	33.7	169.9	63.6	0.1	0.0	0.0	0.0
25-65	235.0	100	0.0	30.5	149.2	55.3	0.1	0.0	0.0	0.0
65-100	206.8	100	0.2	28.5	127.7	50.4	0.1	0.0	0.0	0.0
100-150+	81.1	100	0.0	27.2	11.8	42.0	0.1	0.0	0.0	0.0

Tab. 25: Bodenchemische Eigenschaften III – BDS19-85

Tiefe [cm]	Fe _o [g kg ⁻¹]	Fe _d [g kg ⁻¹]	Al _o [g kg ⁻¹]	Mn _o [g kg ⁻¹]	Fe _o /Fe _d
0-25	1.96	4.66	1.48	0.61	0.42
25-65	1.42	5.28	1.35	0.44	0.27
65-100	1.31	2.24	0.94	0.21	0.58
100-150+	1.55	5.36	0.55	0.32	0.29

Tab. 26: Bodenchemische Eigenschaften IV – BDS19-85

Tiefe [cm]	As [mg kg ⁻¹]	Cd [mg kg ⁻¹]	Cr [mg kg ⁻¹]	Cu [mg kg ⁻¹]	Ni [mg kg ⁻¹]	Pb [mg kg ⁻¹]	Zn [mg kg ⁻¹]
0-25	7.4	0.20	42.6	25.3	29.3	16.3	67.9
25-65	6.6	0.11	34.7	23.3	28.3	13.0	55.1
65-100	5.1	<LQ	33.7	19.7	27.1	6.0	47.1
100-150+	5.1	<LQ	31.4	22.8	25.4	6.7	46.0

Tab. 27: Quantitative Mineralanalysen – BDS19-85

Tiefe [cm]	Quarz [M.-%]	K.-Fsp. [M.-%]	Plagioklas [M.-%]	Calcit [M.-%]	Dolomit [M.-%]	TM ¹ -Anteil [M.-%]	Chlorit [M.-%]	Illit [M.-%]	qTM ² [M.-%]	WL Chl/Sme [M.-%]
0-25	29.0	6.0	0.0	0.0	6.0	59.0	13.5	23.5	17.0	5.0
25-65	27.0	4.5	2.0	0.0	7.5	59.0	12.5	22.0	18.0	6.5
65-100	16.0	5.0	2.0	6.0	13.0	58.0	9.0	23.0	17.0	9.0
100-150+	11.0	4.5	1.5	0.0	34.0	49.0	6.0	21.0	15.0	7.0

*TM = Tonmineral, qTM = quellfähige Tonminerale

4.4 Standort Nr. 4: Schrondweiler – Pelosol auf Steinmergelkeuper (km3), BDS19-84

Das Profil liegt in einem großen, zusammenhängenden Waldareal, dem Schrondweilerbösch, welches bereits auf der Ferraris-Karte von 1778 Bestand hatte. Der Wald liegt im Einzugsgebiet des Schrondweilbaches, welcher seit den 80er Jahren auf vielseitige Weise von L.H. Cammeraat, T.M.V. van den Broek und J.M. Verstraeten von der Universität Amsterdam erforscht wurde. Eine ausführliche Beschreibung der Bodenbildungsprozesse eines Planosols (Luvic Planosols) mit abruptem Bodenartenwechsel auf Steinmergelkeuper unter Forst wurde bei Cammeraat et al. (2018) ausgeführt.

Tab. 28: Standortbeschreibung Schrondweiler (Seitert) – Profil BDS19-84

Substrat:	Flacher Tonschluff über grusführendem Schluffton aus Dolomitmergelstein (Steinmergelkeuper – km3)
Relief:	Ebener Kulminationsbereich
Landnutzung:	Laubwald
Höhenlage:	320 m üNN

Charakteristisch für diesen Standort sind Eichen-Hainbuchenwälder (Verband *Carpinion betuli*). Kennzeichnend ist eine Baumschicht dominierend aus Eichen (*Quercus petraea* und/oder *Quercus robur*) und Hainbuchen (*Carpinus betulus*). In der Summe sind sie mit einem Deckungsanteil von mehr als 50% vertreten. Als Begleitbaumarten können die Winterlinde (*Tilia cordata*), die Vogelkirsche (*Prunus avium*), der Feldahorn (*Acer campestre*), die Esche (*Fraxinus excelsior*) und die Rotbuche (*Fagus sylvatica*) beige-mischt sein. In Mitteleuropa stocken Eichen-Hainbuchen-Wälder natürlicherweise auf Standorten, die für die Rotbuche nicht mehr optimal sind. Dies sind einerseits Standorte, die zur Austrocknung neigen und somit einen Übergang zu den wärmeliebenden Eichenwäldern bilden. Andererseits sind es Standorte, die für die Rotbuche zu nass sind. Da die

Wurzeln der Rotbuche das Wasser meiden und sich deshalb nur flach entfalten, sind Buchenbestände auf sehr staunassen Standorten im Alter zunehmend windwurfgefährdet. Die Hainbuche dagegen vermag auch vernässte Böden besser zu durchwurzeln, ist also im Vergleich zur Rotbuche auf feuchten Böden weniger windwurfgefährdet und auf den wechselfeuchten bis wechseltroffenen Böden weniger austrocknungsgefährdet. In Luxemburg können innerhalb des Verbandes *Carpinion betuli* die zwei Gesellschaften *Stellario-Carpinetum* und *Galio-Carpinetum* mit unterschiedlichen Ausbildungsformen unterschieden werden. Auf diesem Standort ist das *Galio-Carpinetum* (Waldlabkraut-Eichen-Hainbuchenwald) die typische Waldgesellschaft. Der Verbreitungsschwerpunkt der Waldgesellschaft liegt in Zentral- und Ostmitteleuropa. Sommerwarme Standorte mit variablem Nährstoffangebot und Wasserhaushalt. Bevorzugt werden frühjahrsfrische Stauwasserböden, die im Sommer zur Austrocknung neigen und im Untergrund häufig sehr hohe Basensättigung aufweisen. Hauptvorkommen der Gesellschaft sind die Wuchsbezirke: Attert-Gutland, Südliches Gutland, Pfaffenbierger und Oetringer Gutland, Mosel-Vorland und Syrtal sowie das Stegener Gutland auf dem wir uns befinden. Die anstehenden Keupergesteine verwittern lehmig-tonig. Aus diesem Substrat entwickeln sich schwere Pelosole und unter sehr alten Laubwaldstandorten können sich Planosole ausbilden. An den dicht gelagerten Aggregaten dieser Tonböden haften große Teile des Wassers in nicht pflanzenverfügbarer Form; bei Trockenheit sind die verfügbaren Wasserreserven also rasch aufgebraucht. Zudem schrumpfen Tonböden bei Austrocknung stark. Es bilden sich Schwundrisse, welche eine zusätzliche Belastung des Wurzelsystems für junge Bäume sind. Charakteristische Humusformen sind Mull und mullartiger Moder.



Fig. 11: Ferraris – Karte (1778)



Fig. 12: Ansichten des Bodenprofils (BDS19-84) in Schrondweiler

Profilbeschreibung

Planosole bilden sich unter langjährigem Waldbestand. In Schrondweiler haben palynologische Untersuchungen ergeben, dass der Waldbestand auf mehr als 2000 Jahre geschätzt wird.

Planosole weisen innerhalb von 100 cm unterhalb der Geländeoberfläche einen abrupten Bodenartenunterschied (*abrupt textural difference*) von einem Bodenhorizont mit gröberer Bodenart, in diesem Fall ein schluffiger Lehm, zu einem darunterliegenden, dichteren Horizont mit feinerer Bodenart, hier ein mitteltoniger Lehm auf. Des Weiteren sind stagnic properties (von lat.: stagnare, überschwemmen) diagnostisch. Diese entstehen durch zeitweilige Wassersättigung des Bodens, wodurch sich reduzierende Verhältnisse ausbilden. Typischerweise liegt ein gebleichter, tonarmer E-Horizont über einem tonreichen, wasserstauenden B-Horizont. Der Tongehaltsunterschied beruht auf einem lateralen Auswaschungsprozess von Feinton, an der Grenze zwischen Sew und dem Cv Horizont (Tiefe: 20 cm). Die Texturdifferenzierung ist in Plateaulagen weniger deutlich als auf den Hängen. Deshalb erfüllt das hier beschriebene Profil (BDS19-84) in Plateaulage auch nicht ganz die Anforderungen des Planosols nach

WRB2015 (absoluter Anstieg des Tongehaltes um >20 %).

Cammeraat et al. (2018) erklären den lateralen Auswaschungsprozess folgendermaßen: Der größere Oberboden ist aufgrund von Humusgehalt, Bioturbation durch Regenwürmer und Maulwurf, Quell-Schrumpfprozesse gut strukturiert und weist eine hohe Makroporosität auf mit einhergehendem hohem Ksat. Bei Regen entsteht im Oberbodenhorizont ein lateraler Wasserfluss (Subsurface flow = SSF) hangabwärts, bedingt durch die niedrige Wasserleitfähigkeit des Untergrundes, der sich als milchfarbener Rinnsall in den Gräben sammelt. An der Oberkante des feineren Stauhorizontes, charakterisiert durch sehr niedrige Humusgehalte und gequollene Chlorit-Vermiculit Tonminerale, kommt es zu einer Dispergierung von Tonmineralen aufgrund niedriger Elektrolytgehalte in der Bodenlösung und einer lateralen Abwanderung von Feinton. Es entsteht ein Eluvialhorizont. Der tonärmere Horizont erfüllt oft die Kriterien des *albic material* (WRB2015), weil das Eisen in geneigten Böden in reduzier-

ter Form lateral ausgewaschen wurde. Im tonreicheren Horizont entsteht meist eine Marmorierung.

Durch den stauenden Horizont sind Planosole nur schlecht durchwurzelbar und neigen wechselweise zu Wasserstau (Luftmangel) und Wasserstress.

Das Profil in Plateaulage unterliegt nicht der gleichen Lessivierungsintensität oberhalb dem abrupten Textursprung wie ein Profil in Hanglage. Aus diesem Grund entspricht der Unterschied im Tongehalt zum Untergrund nicht hundertprozentig der Definition (+ 20 %) eines Planosols nach WRB 2015. Von dem Abflussverhalten des Bodenwassers her aber schon. Bei den tonmineralogischen Untersuchungen ist der Tongehaltssprung allerdings deutlich über 20 %. In dem Bereich 15-20 cm sind deutlich typische Rostflecken (oximorphic colors, WRB 2015) von Staunässe zu sehen. Die Korngrößenuntersuchung in Böden des Steinmergelkeupers verlangt in der Vorbereitung der Schlämmanalyse zwingend eine Ultraschallbehandlung um geogenbedingte Mikroaggregate (pseudo-silt) zu lösen.

Tab. 29: Profilbeschreibung und Bodenklassifikation – BDS19-84

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [Stufe]	Gefügestufe	Humus	Durchwurzelung	Farbe (feucht)	Ausgangsgestein	Stratigrafie
0-5	Ah	Lu	1	kru	h5	W6	10YR 4/3	^mk,d	k (km3)
5-20	Sew	Lu	1	sub	h4	W5	10YR 5/3 (10YR7/2 dry)	^mk,d	k (km3)
20-60	II eICv-P	Lt3	1	pri	h1	W3	10YR 4/3	^mk,d	k (km3)
60-70	II eICv1	Lt2	3	shi	h3	W1	10YR 4/4	^mk,d	k (km3)
70-110+	II eICv2	Lt2	3	shi	h0	W1	10YR 5/3	^mk,d	k (km3)
Deutsche Klassifikation:		pseudovergleyter Pelosol aus flachem Tonschluff über Zersatzkalkschluffton über Zersatzreingruskalknormallehm (aus Dolomitmergelstein); [sDD:cc-tu(^mk,d)\cc-cut(^mk,d)/cc-zzcl(^mk,d)]							
Luxemburgische Kl.:		i2uEda3 – sol argileux léger, modérément gleyifié, à horizon B textural, argile lourde entre 20 et 40 cm, substrat marneux débutant entre 40 et 80 cm de profondeur							
WRB:		Hypereutric Endodolomitic Amphivertic Stagnic Cambisol (Amphiclayic, Humic, Loamic, Magnesian, Epiraptic) / Hypereutric Endodolomitic Amphivertic Albic Planosol [Amphiclayic, Humic, Loamic, Magnesian]							

Tab. 30: Bodenphysikalische Eigenschaften I – Partikelgrößenverteilung – BDS19-84

Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]			Bodenart		
	T	U	S	KA5	WRB	LU
0-5	28.9	54.5	16.6	Lu	SiCL	E
5-20	28.3	54.8	16.9	Lu	SiCL	E
20-60	41.7	30.5	27.9	Lt3	C	U
60-70	33.8	35.1	31.1	Lt2	CL	E
70-110+	29.8	40.5	29.7	Lt2	CL	E

Tab. 31: Bodenphysikalische Eigenschaften II – BDS19-84

Tiefe [cm]	pt [g cm ⁻³]	PV [Vol.-%]	LK [Vol.-%]	FK [Vol.-%]	nFK [Vol.-%]	TW [Vol.-%]	Kf [cm/d]	EW [kPa]
0-5	1.12	55.2	6.6	48.6	30.6	18.0	645	1854
5-20	1.20	54.9	12.0	42.9	21.5	21.4	394	1650
20-60	1.53	42.3	0.0	42.3	15.6	26.7	11	1649
60-70	1.52	42.8	0.0	42.8	9.8	33.0	3	2054
70-110+	1.70	35.7	0.2	35.5	7.1	28.4	2	3055

Tab. 32: Bodenchemische Eigenschaften I – BDS19-84

Tiefe [cm]	pH [H ₂ O]	pH [CaCl ₂]	EL [mS cm ⁻¹]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{org} Vorrat [t ha ⁻¹]	C _{anorg} [mg g ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	C/N	C _{mic} [μg g ⁻¹]	N _{mic} [μg g ⁻¹]	P _t [μg g ⁻¹]	P (CAL) [μg g ⁻¹]	K (CAL) [μg g ⁻¹]
0-5	5.3	4.6	103	58.3	32.1	<LQ	15.8	15.7	558.1	59.2	204.9	21.8	14.1
5-20	5.0	4.3	83	38.7	68.5	<LQ	2.9	13.4	-	-	208.1	17.4	91.3
20-60	7.3	6.5	60	3.1	17.8	<LQ	0.7	4.3	-	-	142.1	<LQ	74.7
60-70	8.5	7.6	259	<LQ	-	37.6	0.5	-	-	-	347.3	4.4	58.1
70-110+	8.7	7.8	189	<LQ	-	78.8	0.4	-	-	-	255.3	13.1	58.1

Tab. 33: Bodenchemische Eigenschaften II – BDS19-84

Tiefe [cm]	KAK _{eff} [mmol _c kg ⁻¹]	BS [%]	Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Mn	H
			[mmol _c kg ⁻¹]							
0-5	88.8	74.7	1.0	2.9	30.1	32.4	0.4	19.9	0.8	1.2
5-20	87.8	81.2	1.1	2.9	30.3	37.0	0.2	14.7	0.7	0.9
20-60	147.9	99.9	1.2	4.7	67.4	74.5	0.1	0.0	0.1	0.0
60-70	197.9*	99.9	0.0	28.5	91.0	78.2	0.1	0.0	0.0	0.0
70-110+	168.7*	99.8	0.0	27.8	92.4	48.1	0.3	0.0	0.0	0.0

*hierbei handelt es sich um KAK_{pot}**Tab. 34:** Bodenchemische Eigenschaften III – BDS19-84

Tiefe [cm]	Fe _o [g kg ⁻¹]	Fe _d [g kg ⁻¹]	Al _o [g kg ⁻¹]	Mn _o [g kg ⁻¹]	Fe _o /Fe _d
0-5	4.09	5.31	1.07	0.13	0.77
5-20	4.13	5.12	1.05	0.18	0.81
20-60	1.58	8.07	1.08	0.18	0.20
60-70	2.76	16.41	1.08	1.41	0.17
70-110+	1.26	6.27	0.60	0.45	0.20

Tab. 35: Bodenchemische Eigenschaften IV – BDS19-84

Tiefe [cm]	As [mg kg ⁻¹]	Cd [mg kg ⁻¹]	Cr [mg kg ⁻¹]	Cu [mg kg ⁻¹]	Ni [mg kg ⁻¹]	Pb [mg kg ⁻¹]	Zn [mg kg ⁻¹]
0-5	7.6	<LQ	32.7	11.6	31.0	18.3	61.1
5-20	8.0	0.1	32.7	11.2	30.8	18.5	61.3
20-60	5.2	<LQ	41.1	14.2	38.4	2.4	50.9
60-70	9.3	<LQ	23.2	88.0	21.3	2.3	32.6
70-110+	4.2	<LQ	19.3	26.5	17.1	2.5	26.7

Tab. 36: Quantitative Mineralanalysen – BDS19-84

Tiefe [cm]	Quarz [M.-%]	K.-Fsp. [M.-%]	Plagioklas [M.-%]	Calcit [M.-%]	Dolomit [M.-%]	TM-Anteil [M.-%]	Chlorit [M.-%]	Illit [M.-%]	Vermiculit [M.-%]	qTM [M.-%]	WL Chl/Sme [M.-%]
0-5	53.0	6.0	3.0	0.0	0.0	38.0	10.0	26.0	1.5	0.5	0.0
5-20	54.0	3.0	4.0	0.0	0.0	39.0	12.0	25.0	1.5	0.5	0.0
20-60	30.0	3.5	1.5	0.0	0.0	65.0	8.0	33.0	0.0	14.0	10.0
60-70	19.0	3.0	1.5	21.0	19.0	36.5	4.0	15.0	0.0	11.0	6.5
70-110+	7.0	2.5	2.0	6.0	49.0	33.5	3.0	14.0	0.0	11.0	5.5

Literatur

- Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung. Hannover
- Arbeitskreis Standortkartierung (2003): Forstliche Standortaufnahme. München
- Cammeraat L.H., van den Broek T.M.W., Verstraten J.M. (2018): Steinmergelkeuper Forest Soils in Luxembourg: Properties and Pedogenesis of Soils with an Abrupt Textural Contrast. In: Kooijman A., Cammeraat L., Seijmonsbergen A. (eds) The Luxembourg Gutland Landscape. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-65543-7_9
- Baize D., Girard M-C (2008) : Référentiel Pédologique. Editions Quae
- Hartmann L, Lamersdorf N (2015): Site Conditions, Initial Growth and Nutrient and Litter Cycling of Newly Installed Short Rotation Coppice and Agroforestry Systems, in Bioenergy from Dendromass for the Sustainable Development of Rural Areas (eds DB Manning, A Bemann, M Bredemeier, N Lamersdorf, C Ammer) Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim, Germany: 121–138
- Hissler C, Gourdol L, Juilleret J, Marx S, Leydet L, Flammang F (2015): Projet BDSOL3 : inventaire des sols luxembourgeois et évolution de l'application BDSOL – partie 3 : fonctions de pédotransfert pour la prédiction des caractéristiques hydriques des sols au Luxembourg. Rapport d'étude ASTA/LIST
- Marx S. (2019): La carte des sols détaillée du Luxembourg à l'échelle 1/25.000. In : Marx S., Wagener J.P., Flammang F., Leydet L. 50 ans de cartographie des sols (1969-2019). Ministère de l'Agriculture, Luxembourg. https://agriculture.public.lu/de/publications/pflanzen-boden/boden1/brochure_pedologie.html
- IUSS Working Group WRB (2015): World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015. International soil classification system for naming and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No.106 FAO, Rome.
- Kausch B., Maquil R. (2018): Geological and Geomorphological Evolution of Luxembourg and Its Cuesta Landscape. In: Kooijman A., Cammeraat L., Seijmonsbergen A. (eds) The Luxembourg Gutland Landscape. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-65543-7_1

E-01 Nachwachsende Rohstoffe 2.0 - Beitrag der Landwirtschaft zur Entwicklung eines Null-Emissions-Landkreises

Christoph Emmerling¹, Thorsten Ruf¹

¹ Fach Bodenkunde, Fachbereich VI Raum- und Umweltwissenschaften, Universität Trier, Behringstraße 21, 54296 Trier

Exkursionsroute: Trier – A602 (Moselland-dreieck) – A1 Ausfahrt Nonnweiler-Primstal – L147/B269 St. Wendel – Wendelinushof



Fig. 1: Topographische Karte des Exkursionsgebietes mit Fahrtroute.

1. Einleitung

Die Halbtagesexkursion steht unter dem Thema: *Beitrag der Landwirtschaft zur Entwicklung eines Null-Emissions-Landkreises*. Am Beispiel des Landkreises St. Wendel im nördlichen Saarland werden die Bodenentwicklung und ausgewählte Eigenschaften von Böden beim Anbau von Biomasse zur Biogasproduktion vorgestellt. Ein besonderer Fokus liegt im Vergleich von Böden unter Silomais-

Getreidefruchtfolge und Dauerkulturanbau am Beispiel der Durchwachsenen Silphie (*Silphium perfoliatum* L.).

Der Anbau von Dauerkulturen zur Biomasseproduktion, wie z.B. Miscanthus, Silphie, Riesenknöterich, Rutenhirse, Szarvasi, Sida und Rohrglanzgras für die Verbrennung oder Vergärung kann einen bedeutenden Beitrag der Landwirtschaft zur Produktion von regenerativer Energie sowie zur Abmilderung des Klimawandels darstellen. Zusammengefasst besitzen Dauerkulturen das Potential zur Kohlenstoff (CO₂-) Speicherung in Böden, zur Verringerung der Erosionsdisposition, zum Schutz von Grund- und Oberflächenwasser, zur Einsparung von Pflanzenschutz- und Düngemittel, zur Förderung von bodenbiologischen Eigenschaften sowie blütenbestäubenden Insekten. In den vergangenen Jahren hat sich insbesondere *Silphium perfoliatum* („Silphie“) als erfolgversprechende Dauerkultur etabliert (Emmerling, 2016; Emmerling et al., 2017; Ruf & Emmerling, 2020; Ruf et al. 2018; Schmidt et al., 2018).

Der Landkreis St. Wendel strebt seit 2010 die Entwicklung zu einem Null-Emissions-Landkreis an. Die Landwirtschaft hat dabei mit dem Anbau von ein- und mehrjährigen Energiepflanzen sowie der Verwertung der Biomasse als Biogassubstrat einen wichtigen Anteil an dieser Entwicklung. Wir werden Böden und ihre Eigenschaften unter Mais- und Silphieanbau ansprechen sowie die hofeigene Biogasanlage des Wendelinushofes, ein integratives Werkstattzentrum in St. Wendel, besichtigen.

2.1 Geologie und Geomorphologie

Das Exkursionsgebiet liegt in der nördlichen Randzone des Saar-Nahe-Beckens (Bettinger et al., 2016).

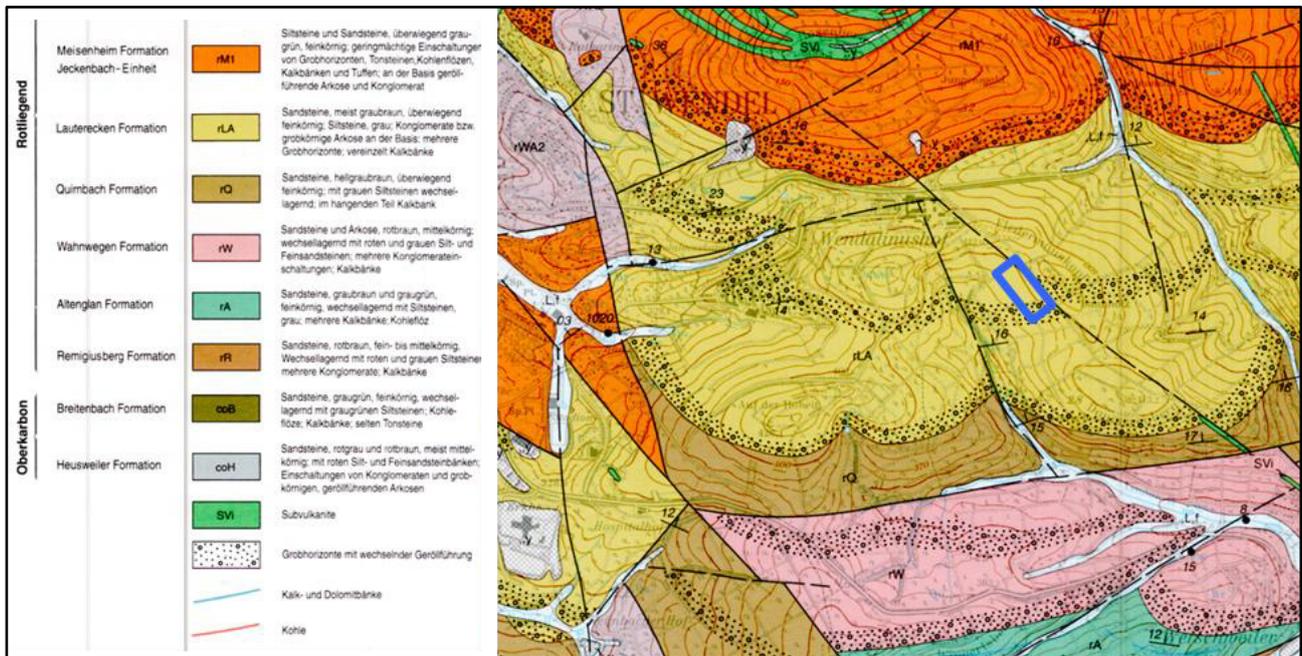


Fig. 2: Geologische Karte des Exkursionsstandortes (Kartengrundlage: Geologische Karte 1:25000, Blatt 6509 St. Wendel; verändert)

Die Geologie des Exkursionsgebietes ist, typisch für die Situation im Mittelgebirgsraum, gekennzeichnet durch einen kleinräumigen Wechsel verschiedener Formationen.

Die Ausgangsgesteine im Umfeld des Exkursionsstandortes sind sämtlich der unteren Dyas zuzuordnen. Das Ausstreichen der unterschiedlichen Formationen orientiert sich an den Höhenlinien, die lokal in West-Ost-Richtung verlaufen (Landesamt für Umweltschutz, 1994).

Der Exkursionsstandort, lokal als ‚Fledermauskopf‘ bezeichnet, gehört der Lauterecken-Formation an, die sich in die Glan-gruppe einordnet. Geologisch interessant ist die Glan-Gruppe, da sie unmittelbar an der Karbon-Perm-Grenze liegt. An dieser setzte eine deutliche Klimaänderung von tropischen zu ariden Bedingungen ein, die sich auch in den Ablagerungen widerspiegelt. Während die tropischen Bedingungen die Genese von kohlenstoffreichen Ablagerungen begünstigten, förderten die ariden Bedingungen die Bildung von Sideritkonkretionen. Beide sollten viele Millionen Jahre später eine entscheidende Rolle für die wirtschaftliche Entwicklung des Saargebietes als Montanstandort spielen (Schneider, 1991).

Die Lauterecken-Formation entstand vor etwa 296 Millionen Jahren aus den Ablagerungen von Flusssedimenten, die über Deltas große, flache Seen speisten. Wechselnde Ablagerungsbedingungen führten dazu, dass in der Lauterecken-Formation feinkörnige, graue bis graubraune Sand- und Siltsteine vorzufinden sind, die von mehreren Grobhorizonten durchzogen werden (Landesamt für Umweltschutz, 1994; Schneider, 1991). Ebenso sind vereinzelt auftretende Kalkbänke charakteristisch.

2.2 Klima

Das Exkursionsgebiet St. Wendel ist gekennzeichnet durch eine Jahresmitteltemperatur von 9,8°C bei einer durchschnittlichen Niederschlagssumme von 923 mm (Werte für Periode 2010-2019; DWD-Station Tholey, 389 m üNN, Quelle: wetterkontor.com). Die Temperaturmaxima werden typischerweise im Juli erreicht, die Temperaturminima im Januar. Im letzten Jahrzehnt hat sich ein Trend hin zu trockeneren, wärmeren Frühjahren und nassen Winterhalbjahren abgezeichnet.

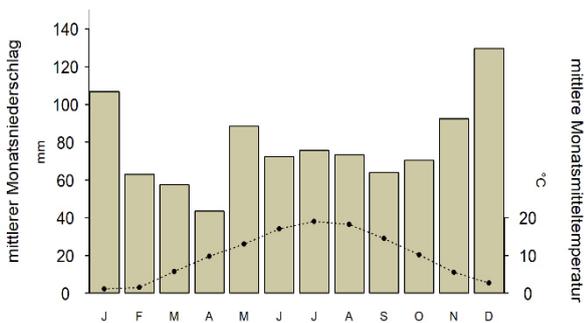


Fig. 3: Klimadiagramm für den Landkreis St. Wendel

3. Das Energiekonzept des Landkreises St. Wendel

Im Jahre 2010 wurde die Initiative „Null-Emissions-Landkreis St. Wendel“ begründet, mit dem Ziel, den Energiebedarf im Landkreis bis zum Jahr 2050 CO₂-neutral zu gestalten. Dabei soll die Energieerzeugung und -nutzung auf die Bedürfnisse des ländlichen Raumes ausgerichtet und dezentralisiert werden, und zwar durch einen „Ländlichen Energiemix“ (Welter, 2020).

Neben der Reduzierung von Emissionen sind die Steigerung der regionalen Wertschöpfung sowie die Akzeptanz und Teilhabe der Bevölkerung wichtige Grundpfeiler. Durch die Einbindung regionaler Unternehmen, Banken, Investoren und vor allem der Bürgerinnen und Bürger erzielen die Kommunen höhere Steuereinnahmen, Pachteinnahmen sowie Unternehmensgewinne. Die Beschäftigungspotentiale nehmen gleichfalls zu. Zudem profitiert die Region langfristig durch Einsparungen bei den Energiekosten und reduziert die Abhängigkeit vom Import fossiler Energieträger. Insgesamt bieten sich hierdurch enorme Chancen für den ländlichen Raum.

Inzwischen ist die Organisationsstruktur im St. Wendeler Land so vielfältig wie der Ansatz: Gegründet wurden die Lenkungsgruppe Klimaschutz (mit Beirat), das Zukunfts-Energie-Netzwerk (ZEN), die Energie-Projektgesellschaft (EPG) und die Bürger-Energie-Genossenschaft (BEG).

Im Mittelpunkt dieser Struktur steht die enge Zusammenarbeit und Vernetzung von Akteuren aus verschiedenen Bereichen. Beispiels-

weise bei dem Projekt zur Etablierung der Biomassepflanze „Durchwachsene Silphie“ als Alternative zum Mais gemeinsam mit regionalen Landwirten und Biogasanlagenbetreibern, organisiert durch das ZEN.

Über die BEG konnten 13 Photovoltaik (PV)-Dachanlagen realisiert werden. Zudem beteiligt sie sich an Wind- und Solarparks in der Region, etwa an den Windparks in den Gemeinden Oberthal und Eisen, die sich besonders durch die enge Kooperation mit den Kommunen und den Bürgerinnen und Bürgern auszeichnen.

Auch die Landkreisverwaltung geht mit gutem Beispiel voran, nutzt in eigenen Gebäuden Biomasseheizungen und belegt die Dächer mit PV-Anlagen. Am Bostalsee, dem größten Freizeitsee im Südwesten, nutzen die Sanitärgebäude Solarthermieanlagen zur Warmwasserbereitung. Eine Werkhalle wurde mit einer 120 kWp PV-Anlage belegt, deren Strom zu mehr als 80 Prozent direkt im Freizeitzentrum Bostalsee verbraucht wird, u.a. auch als Heizstrom für die Wärmepumpe der Halle. Die EPG beschäftigt sich aktuell mit Nahwärmeprojekten in mehreren Dörfern des Landkreises, um die derzeitige Wärmeerzeugung durch Ölheizungen großflächig auf erneuerbare Energien umzustellen. Im Landkreis St. Wendel wird Klimaschutz so zu einer aktiven Wirtschaftsförderung und stärkt den ländlichen Raum.

4. Der Wendelinushof St. Wendel

Der Wendelinushof blickt auf eine lange Geschichte zurück. Gegründet als Langenfelder Hof im ausgehenden 18. Jahrhundert, wurde er 1891 durch die Rheinische Provinzial-Landesanstalt übernommen, um land- und ortsarmen Menschen eine landwirtschaftliche Beschäftigung zu ermöglichen. Nur sieben Jahre später (1898) kaufte Pater Arnold Janssen, Ordensgründer der Steyler Missionare, den Langenfelder Hof und benannte ihn nach dem Heiligen Wendelin (Gräff, 1991). Wendelin, der irischer oder schottischer, königlicher Abstammung gewesen sein soll, war vermutlich der Gründer und erste Abt der Abtei Tholey und möglicherweise ein Bruder der heiligen Oranna, die im

Mosel-Saar-Raum gewirkt hat. Die Abteigründung in Tholey geht auf das Jahr 634 zurück und stellt somit das erste Kloster auf deutschem Boden dar.

Mit Beginn des 20. Jahrhunderts diente der Wendelinushof für Jahrzehnte als ein Ausbildungszentrum für Missionare.

Seit dem Jahr 2002 ist der Wendelinushof zu einem integrativen Vorzeigebetrieb geworden.

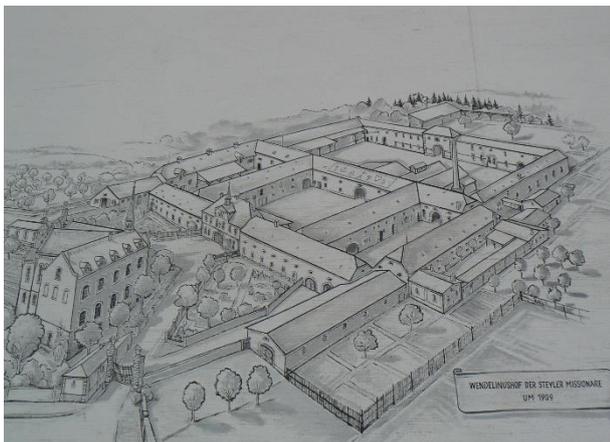


Fig. 4: Der Wendelinushof um 1909

Unter der Leitung der WZB (Werkstattzentrum für behinderte Menschen der Lebenshilfe gGmbH) wird am Wendelinushof auf etwa 160 Hektar Acker- und Gartenbau sowie Viehhaltung (Bullen, Schweine, Hähnchen, Legehennen) betrieben mit hofeigener Veredelung und Vermarktung in Hofküche und Hofladen, der ein Teil des Lokalwarenmarktes St. Wendeler Land ist. Landwirtschaftliche Reststoffe und speziell angebaute nachwachsende Rohstoffe werden in der hofeigenen Biogasanlage zur Erzeugung von Strom und Wärme genutzt.

Die Biogasanlage des Wendelinushofes in St. Wendel

Die landwirtschaftliche Biogasanlage des Wendelinushof dient in Kombination mit einer Hackschnitzelheizung der Energieautonomie des Hofes.

Die Biogasanlage arbeitet nach dem verbreiteten Nassvergärungsprinzip. Als Einsatzstoffe werden hofeigene Rinder- und Schweingülle sowie nachwachsende Rohstoffe genutzt. Technisch besteht sie auf Seiten der Biogasproduktion aus einer Vorgrube, einem Feststoffdosierer, einem Fermenter und

einem Nachgärer. Die Kraftwärmekopplung des installierten Blockheizkraftwerks erlaubt bei einer elektrischen Leistung von 200 kW und einer thermischen Leistung von 293 kW einen Gesamtwirkungsgrad von 87%. Die Gärreste werden bis zur Ausbringung im Gärrestelager gespeichert und anschließend als Wirtschaftsdünger mit dem Ziel geschlossener Nährstoffkreisläufe auf den hofeigenen Flächen ausgebracht.

5. Beschreibung der Standorte und Bodenprofile

Beide Böden, sowohl unter Silomais als auch unter Silphie-Dauerkultur können als (primäre) Braunerde-Pseudogleye aus lösshaltiger Fließerde (Hauptlage) über einer Basislage aus Rotliegendem (Tu3) angesprochen werden. Die Skelett-(Stein-) Gehalte variieren zwischen 13-20% im Ap und 3-8% im Unterboden. Unterschiede in den Bodeneigenschaften werden vorwiegend auf die unterschiedliche Bodennutzung (einjährige vs. mehrjährige Kultur) zurückzuführen sein.

Tab. 1: Standortbeschreibung

Substrat:	feinkörnige Schluffsteine
Relief:	flach geneigter Hang
Landnutzung:	Ackerbau, Grünland, Forst (Mischwald)
Höhenlage:	403 m über NN
MAP:	923 mm
MAT:	9.8°C

Der Ackerstandort befindet sich auf einem flach geneigten Oberhang, der im Kuppenbereich von einem Mischwald aus Buchen und Eichen begrenzt wird. Auf dem Ackerstandort werden die Kulturen Silomais und Silphie direkt benachbart angebaut.

Die Dauerkultur Silphie wurde im Jahr 2017 gemeinsam mit der Deckfrucht Mais ausgesät. Silomais wird seit dem Jahr 2019 angebaut, nachdem zuvor langjährig Getreideanbau (WW, WR) vorherrschte.

Die Bodenschätzung weist für beide Bestände das Klassenzeichen sL6V 42/35 aus. Wegen der Geländeform (Neigung) werden von der Bodenzahl 4% und aufgrund des Klimas 12%

abgezogen. Insgesamt handelt es sich um einen ertragsschwachen (Grenzertrags-) Standort, der durch eine geringe nFK und hohe Hangneigung wasserlimitiert ist.

5.1 Standort Silomais

Profilbeschreibung

Der Boden unter Silomais-Getreide-Fruchtfolge weist einen 22 cm mächtigen Ap-Horizont aus schluffigem Lehm (s.a. Tab. 2a; Tab. 3a) mit einem subpolyedrischen Gefüge auf. Das Ausgangssubstrat ist Lösslehm. Die Krume ist unverdichtet (s.a. Tab. 4a) und intensiv durchwurzelt (W4). Im anschließenden (II) Bv-Sw bis 38 cm Tiefe wechselt das Gefüge zu einem Polyeder und die Durchwurzlung nimmt deutlich ab (W2).



Fig. 5: Primärer Braunerde-Pseudogley aus lösshaltiger Fließerde über Rotliegendem unter Mais-Getreidefruchtfolge

Dies wird durch eine Erhöhung der Lagerungsdichte ($1,57 \text{ g cm}^{-3}$) und einer Abnahme des GPV auf 41,5 Vol.-% sowie der nFK auf 10,7 mm begleitet. Zur Basislage ab 38 cm+ hin ändern sich sämtliche Bodeneigenschaften: die Bodenart ist ein Tu3 mit Prismengefüge, geringer Durchwurzlung (W1), hoher Lagerungsdichte ($1,60 \text{ g cm}^{-3}$)

sowie niedrigem GPV (40,2 Vol.-%), LK (1,9 Vol.-%) und nFK (7,4 mm).

5.2 Standort *Silphium perfoliatum*

Profilbeschreibung

Der Boden unter Silphie weist einen 20 cm mächtigen Ap aus schwach lehmigen Sand (Sl2) mit einem subpolyedrischen Gefüge auf (s. Tab. 2b, Tab. 3b). Das Ausgangssubstrat ist Lösslehm. Die Krume ist intensiv durchwurzelt (W4) und unverdichtet ($1,47 \text{ g cm}^{-3}$; s. Tab. 4b). Das Porenvolumen liegt bei 43,4 Vol.-% mit einer nFK von 11,8 Vol.-%.



Fig. 6: Primärer Braunerde-Pseudogley aus lösshaltiger Fließerde über Rotliegendem unter Dauerkultur (Durchwachsene Silphie; *Silphium perfoliatum*)

Ab dem (II) Bv-SW Horizont wechselt die Bodenart zu Lu, die Durchwurzlung geht leicht zurück (W2) und die Lagerungsdichte steigt im gesamten Unterboden auf $> 1,60 \text{ g cm}^{-3}$ an. Das Ausgangssubstrat wechselt zu Rotliegendem. Im II ICv-Sd liegt ein Tu3 vor, die Durchwurzlung nimmt weiter ab (W1). Auch das Porenvolumen und die nFK nehmen mit zunehmender Tiefe auf 39 Vol.-% bzw. 7,3 Vol.-% ab (Tab. 4b).

5.3 Einfluss der Bodennutzung auf bodenchemische und –biologische Eigenschaften

Im Vergleich zur Getreide-Silomais-Fruchtfolge (GMF) weist der Boden unter *Silphium perfoliatum* (SP) leicht (Ap) bis deutlich (restliches Profil) herabgesenkte pH-Werte auf (s.a. Tab. 5a, b). Die elektrische Leitfähigkeit ist bei beiden Bodennutzungssystemen vergleichbar. Die TOC Gehalte unterscheiden sich in beiden Böden nur geringfügig, wobei sie im Unterboden unter SP erwartungsgemäß leicht höher als unter GMF sind. Dies kann auf eine ausgeprägte Wurzelentwicklung unter Dauerkultur zurückgeführt werden (s.a. Tab. 2b). Die Vorräte an OBS liegen in beiden Beständen bis in einer Tiefe von 60 cm bei 87 t ha⁻¹ (SP) und 84 t ha⁻¹ (GMF). Dieser Vergleich deckt sich nicht mit den Angaben aus der internationalen Literatur, denn gewöhnlich sind die Vorräte an OBS bei Dauerkulturanbau höher, als bei einjährigen Beständen. Letzteren entsprechen allerdings die Gehalte an mikrobieller Biomasse (Tab. 5a, b), indem im

Ap-Horizont unter Silphie die Gehalte mit 340 mg kg⁻¹ TS um ca. 60% höher als unter GMF (im Mittel 213 mg kg⁻¹ TS) liegen.

Die pflanzenverfügbaren P- und K-Gehalte sind speziell im Ap-Horizont unter Silphie deutlich höher als unter Mais (Tab. 5a, b). Setzt man ein vergleichbares Düngungsniveau, insbesondere an Gülle, bei beiden Beständen voraus, dann könnte dies evtl. auf einen geringeren Entzug durch die Silphie hindeuten.

Bei der Kationenaustauschkapazität und den Anteilen an basischen und säurebildenden Kationen fällt eine insgesamt niedrigere effektive KAK sowie eine geringere Basensättigung im Boden unter Silphie auf. Es dominieren aber bei beiden Böden Ca und Mg, so dass insgesamt die BS hoch ist. Auch die Aluminiumsättigung ist unter Silphie vergleichsweise hoch (s.a. Tab. 6a, b). Dies, sowie eine niedrigere mittlere KAK_{eff}, ist sicher auf die niedrigeren pH-Werte unter Silphie zurückzuführen. Bei den pedogenen Oxiden zeigen sich keine Unterschiede zwischen beiden Beständen (Tab. 7a, b).

Tab. 2a: Profilbeschreibung und Bodenklassifikation: Maisbestand

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [Vol.-%]	Gefügestufe	Humus	Durchwurzelungsintensität	Carbonat [%]	Ausgangsgestein	Stratigraphie
0-22	Ap	Lu	13.1	sub	h2	W4	0	Lol	qh
22-38	II Bv-Sw	Lu	4.8	poly	h1	W2	0	Lol, ^u	qp, r
38-60+	II ICv-Sd	Tu3	6.3	pri	h1	W1	0	^u	r
Deutsche Klassifikation:		(Acker)Braunerde-Pseudogley, basenreich, aus stark Reinkies führendem Fließtonschluff (aus Schluffstein, Lösslehm) über schwach Reinkies führendem Fließschluffton (aus Schluffstein); [eu.vBB-SS: pfl-(kk4)tu(^u,Lol)/pfl-(kk2)ut(^u)]							
WRB:		Eutric Stagnosol (Aric, Capillaric, Humic, Inclinic, Loamic, Raptic, Protovertic)							

Tab. 2b: Profilbeschreibung und Bodenklassifikation: Silphiebestand

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [Vol.-%]	Gefügestufe	Humus	Durchwurzelungsintensität	Carbonat [%]	Ausgangsgestein	Stratigraphie
0-20	Ap	Ls2	13.1	sub	h2	W4	0	Lol	qh
20-30	II Bv-Sw	Lu	12.9	poly	h1	W3	0	Lol, ^u	qp, r
30-58+	II ICv-Sd	Tu3	6.2	pri	h1	W2	0	^u	r
Deutsche Klassifikation:		(Acker)Braunerde-Pseudogley, basenreich, aus stark Reinkies führendem Fließnormallehm (aus Schluffstein, Lösslehm) über schwach Reinkies führendem Fließschluffton (aus Schluffstein) eu.vBB-SS: pfl-(kk4)ll(^u,Lol)/pfl-(kk2)ut(^u)							
WRB:		Eutric Stagnosol (Aric, Capillaric, Humic, Inclinic, Loamic, Raptic, Protovertic)							

Tab. 3a: Bodenphysikalische Eigenschaften I – Partikelgrößenverteilung: Maisbestand

Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									Bodenart	
	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	U	S	KA5	WRB
0-22	3.8	9.7	11.5	12.8	19.6	18.8	23.8	51.3	24.9	Lu	SiL
22-38	3.5	5.3	6.6	8.5	26.5	20.0	29.6	55.0	15.4	Lu	SiL
38-60+	1.9	2.2	2.0	4.1	24.2	24.1	41.4	52.5	6.1	Tu3	SiC

Tab. 3b: Bodenphysikalische Eigenschaften I – Partikelgrößenverteilung: Silphiebestand

Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									Bodenart	
	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	U	S	KA5	WRB
0-20	3.7	11.1	14.9	12.6	18.5	15.9	23.3	46.9	29.7	Ls2	L
20-30	2.9	6.5	6.8	8.4	26.9	18.8	29.7	54.1	16.2	Lu	SiCL
30-58+	2.6	2.0	1.5	2.4	21.9	27.7	41.9	52.0	6.1	Tu3	SiC

Tab. 4a: Bodenphysikalische Eigenschaften II: Maisbestand

Tiefe [cm]	pt [g cm ⁻³]	PV [Vol.-%]	LK [Vol.-%]	FK [Vol.-%]	nFK [Vol.-%]	PWP [Vol.-%]
0-22	1.39	46.7	10.4	36.3	15.2	21.1
22-38	1.57	41.5	4.9	36.5	10.7	25.8
38-60+	1.60	40.2	1.9	38.3	7.42	30.9

Tab. 4b: Bodenphysikalische Eigenschaften II: Silphiebestand

Tiefe [cm]	pt [g cm ⁻³]	PV [Vol.-%]	LK [Vol.-%]	FK [Vol.-%]	nFK [mm]	PWP [Vol.-%]
0-20	1.47	43.4	9.5	34.0	11.8	22.2
20-30	1.63	38.6	1.5	37.1	8.2	28.9
30-58+	1.63	39.0	0.62	38.4	7.3	31.1

Tab. 5a: Bodenchemische Eigenschaften I: Maisbestand

Tiefe [cm]	pH [H ₂ O]	pH [CaCl ₂]	EL [mS cm ⁻¹]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{org} Vorrat [t ha ⁻¹]	C _{anorg} [mg g ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	C/N	C _{mic} [µg g ⁻¹]	N _{mic} [µg g ⁻¹]	P _t [µg g ⁻¹]	P (CAL) [µg g ⁻¹]	K (CAL) [µg g ⁻¹]
0-22	6.22	5.59	86	15.3	46.8	0	1.7	10.7	221.7	28.7	1193	43.6	150.6
22-38	5.81	4.97	61	8.1	20.3	0	1.1	7.9	97.7	11.5	752	16.9	180.5
38-60+	5.25	4.29	55	3.9	17.5	0	1.0	4.4	32.4	3.2	834	4.2	157.9

Tab. 5b: Bodenchemische Eigenschaften I: Silphiebestand

Tiefe [cm]	pH [H ₂ O]	pH [CaCl ₂]	EL [mS cm ⁻¹]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{org} Vorrat [t ha ⁻¹]	C _{anorg} [mg g ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	C/N	C _{mic} [µg g ⁻¹]	N _{mic} [µg g ⁻¹]	P _t [µg g ⁻¹]	P (CAL) [µg g ⁻¹]	K (CAL) [µg g ⁻¹]
0-20	5.89	5.14	75	18.3	53.8	0	1.6	10.7	339.9	40.6	1626	96.5	119.6
20-30	5.34	4.51	66	4.8	12.5	0	0.9	5.5	59.3	4.5	525	3.5	172.1
30-58+	5.08	4.26	52	4.4	20.1	0	0.9	4.8	35.0	2.7	652	1.7	198.0

Tab. 6a: Bodenchemische Eigenschaften II: Maisbestand

Tiefe [cm]	KAK _{eff} [mmolc kg ⁻¹]	BS [%]	Sättigung % der KAK _{eff}							
			Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Mn	H
0-22	63.6	99.9	0.0	1.1	85.2	17.8	0.0	0.0	0.1	0.0
22-38	64.0	94.3	0.1	1.3	72.4	14.5	0.0	5.5	0.2	0.0
38-60+	100.2	60.3	0.2	0.7	43.8	19.8	0.0	39.5	0.2	0.0

Tab. 6b: Bodenchemische Eigenschaften II: Silphiebestand

Tiefe [cm]	KAK _{eff} [mmol _c kg ⁻¹]	BS [%]	Sättigung % der KAK _{eff}							
			Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Mn	H
0-20	57.0	98.3	0.4	1.0	82.0	13.0	0.0	1.5	0.3	0.0
20-30	64.8	72.3	0.3	1.1	53.0	13.7	0.0	27.4	0.4	0.0
30-58+	110.1	68.7	0.4	0.5	48.1	15.6	0.0	31.1	0.3	0.0

Tab. 7a: Bodenchemische Eigenschaften III – Maisbestand

Tiefe [cm]	Fe _{tot} [g kg ⁻¹]	Fe _o [g kg ⁻¹]	Fe _d [g kg ⁻¹]	Al _o [g kg ⁻¹]	Mn _o [g kg ⁻¹]	Fe _o /Fe _{tot}	Fe _o /Fe _d
0-22	20.73	3.69	11.80	1.45	0.84	0.18	0.31
22-38	25.97	3.42	11.78	1.28	0.40	0.13	0.29
38-60+	28.34	3.89	11.77	1.33	0.11	0.14	0.33

Tab. 7b: Bodenchemische Eigenschaften III – Silphiebestand

Tiefe [cm]	Fe _{tot} [g kg ⁻¹]	Fe _o [g kg ⁻¹]	Fe _d [g kg ⁻¹]	Al _o [g kg ⁻¹]	Mn _o [g kg ⁻¹]	Fe _o /Fe _{tot}	Fe _o /Fe _d
0-20	18.63	3.85	12.08	1.60	0.89	0.21	0.32
20-30	23.75	3.88	11.09	1.50	0.42	0.16	0.35
30-58+	26.86	4.08	15.57	1.35	0.13	0.15	0.27

Literatur

Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden (2005):
Bodenkundliche Kartieranleitung.
Hannover

Bettinger, A.; Kühne, O. (2016): Vielfalt
zwischen Grenzen: Eine geographische
Landeskunde des Saarlandes.
Veröffentlichungen des Instituts für
Landeskunde im Saarland, Band 51.

Blume, H.-P., Stahr, K., Leinweber, P. (2011):
Bodenkundliches Praktikum. Spektrum
Akad. Verl., Heidelberg, 3. Aufl.

Emmerling, C. (2016): Bodenqualität beim
Anbau von Dauerkulturen für die
Biomasseproduktion am Beispiel der
Durchwachsenen Silphie (*Silphium
perfoliatum*) – ein innovatives
Agrarsystem der Zukunft. Journal für
Kulturpflanzen, 68, 399-406.

Emmerling, C., Ruf, Th., Schmidt, A., von
Francken-Welz, H., Thielen, S. (2017):
Impact of newly introduced perennial
bioenergy crops on soil quality
parameters at three different locations in
W – Germany. Journal of Plant Nutrition
and Soil Science 180, 759-767.
doi.org/10.1002/jpln.201700162

Gräff, F.J. (1991): Wie der Langenfelder Hof in
den Besitz der Steyler
Missionsgesellschaft kam. In:
Heimatbuch des Landkreises St. Wendel.
XXIV. Ausgabe 1991/1992. Herausgeber:
Landrat des Kreises St. Wendel.

Landesamt für Umweltschutz (1994):
Geologische Karte des Saarlandes
1:25.000, Blatt 6509 St. Wendel.

Ruf, Th, Emmerling, C. (2020): Soil organic
carbon allocation and dynamics under
perennial energy crops and their
feedbacks with microbial biomass and
activity. Soil Use Manage. 2020;00:1–
12.doi.org/10.1111/sum.12614

Ruf, Th., Makselon, J., Udelhoven, Th.,
Emmerling, C. (2018): Soil quality
indicator response to land-use change
from annual to perennial bioenergy
cropping systems in Germany. GCB
Bioenergy 10, 444–459. DOI:
10.1111/gcbb.12513.

Schinner, F., Öhlinger, R., Kandeler, E.,
Margesin, R. (Hrsg.) (1993):
Bodenbiologische Arbeitsmethoden.
Springer, Berlin, Heidelberg, 2. Aufl.

Schmidt, A., Lemaigre, S., Delfosse, P., von Francken-Welz, H., Emmerling, C. (2018): Biochemical methane potential (BMP) of six perennial energy crops cultivated at three different locations in W-Germany. *Biomass Conversion and Biorefinery* 8, 873-888. doi.org/10.1007/s13399-018-0338-2

Schneider, H. (1991): Saarland. Sammlung geologischer Führer Band 84
Welter, M. (2020): Klimaschutzinitiative des Landkreis St. Wendel.
Wetterkontor.com: Datenabruf am 21.06.2020

F-01 Moselterrassen und Paläoböden

Julian Struck¹, Raimund Schneider², Anja Zander³, Michael Weidenfeller⁴, Elena Ponomarenko⁵, Sören Thiele-Bruhn², Peter Kühn⁶

¹ Geographisches Institut, Friedrich-Schiller-Universität Jena, Löbdergraben 32, 07743 Jena

² Fach Bodenkunde, Fachbereich VI Raum- und Umweltwissenschaften, Universität Trier, Behringstraße 21, 54296 Trier

³ Geographisches Institut, Universität zu Köln, Otto-Fischer-Straße 4, 50674 Köln

⁴ Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz, Emy-Roeder-Straße 5, 55129 Mainz

⁵ Geographisches Institut, Universität Ottawa (Kanada), 60 University Ottawa ON Canada K1N 6N5

⁶ Forschungsbereich Geographie, Bodenkunde und Geomorphologie, Eberhard Karls Universität Tübingen, Rümelinstraße 19-23, 72070 Tübingen

1. Einleitung

Auf der Halbtagesexkursion werden die Eigenschaften der Paläoböden in Decksedimenten der fluvialen Terrassen der Mosel vorgestellt und diskutiert. Der erste Standort ist die 'Schöne Aussicht' am Petrisberg, der einen Überblick über die verschiedenen Terrassenniveaus der Mosel bietet (Fig. 1). Im Anschluss werden die Sediment-Paläoboden-

Sequenzen (SPS) Hetzerath (HET) und Bandemer (BAN) angefahren, die von Trier aus mit dem Bus in ca. einer halben Stunde erreicht werden. Die Exkursionsroute führt über Schweich und folgt dem Anstieg von der rezenten Niederterrasse auf das Niveau der oberen Mittelterrasse (OMT, HET) und anschließend auf das Niveau der mittleren Hauptterrasse (MHT, BAN).

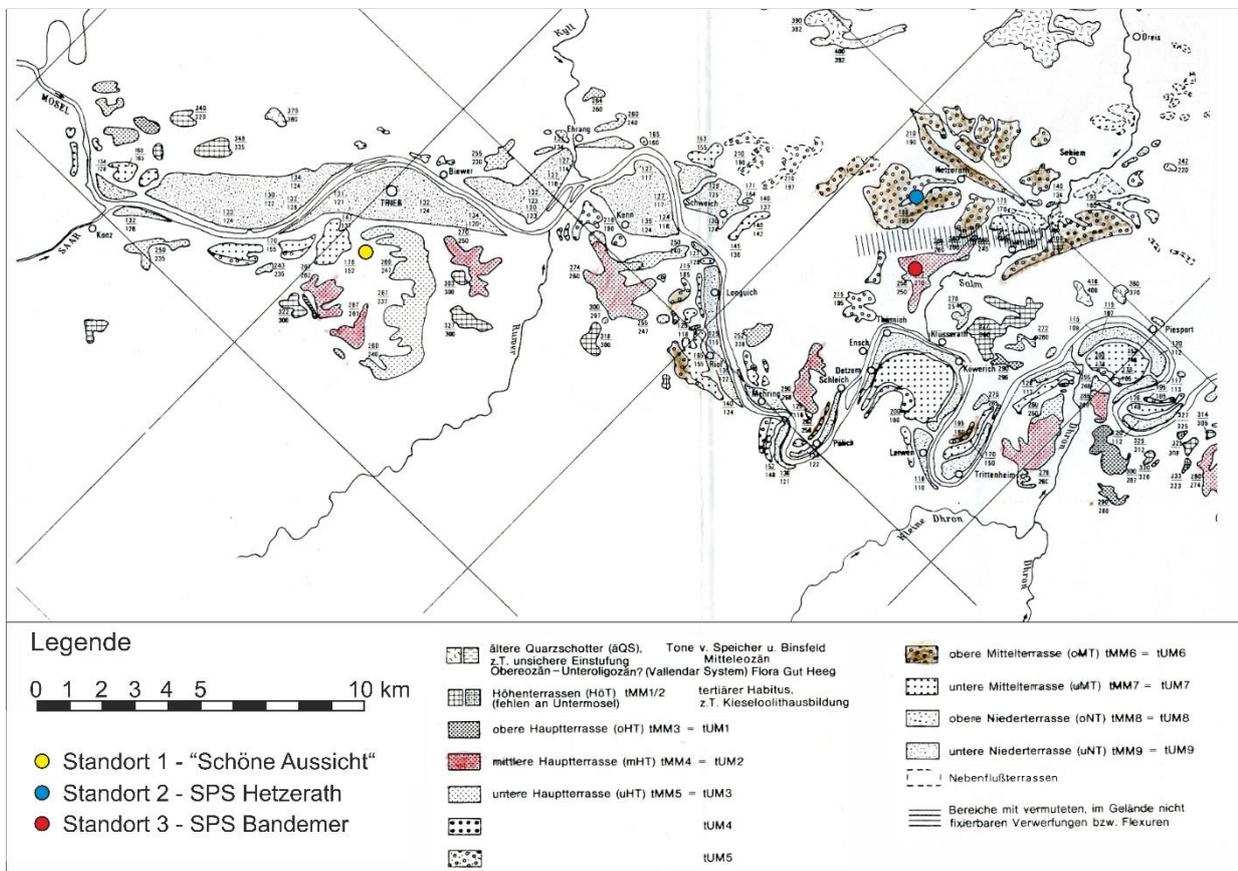


Fig. 1: Übersichtskarte der verschiedenen Terrassenniveaus im Trierer Moseltal und der Wittlicher Senke (Wagner et al., 2013; modifiziert nach Negendank, 1983).

Vorgelegt werden zwei Sediment-Paläosequenzen mit drei (HET) bzw. vier (BAN) Pedokomplexen jeweils aus rezenter Parabraunerde und periglazial überprägten fossilen Parabraunerde-Pseudogleyen, die sich in alluvialen und äolischen Sedimenten über und in Terrassensedimenten der OMT und MHT der Mosel entwickelt haben. Es werden auf der Exkursion bodenphysikalische, boden- und geochemische, mikromorphologische Ergebnisse und Lumineszenzalter vorgestellt.

2. Exkursionsgebiet

Die Standorte liegen im Trierer Moseltal (Standort 1) und in der Wittlicher Rotliegend Senke (WRS, Standort 2 und 3), die sich im Anschluss des Trierer Moseltales in nordöstlicher Richtung von Schweich bis Wittlich erstreckt. Geologisch ist die WRS geprägt durch

das Oberrotliegende (Perm), welches im Norden (Eifel) und Süden (Hunsrück) von devonischen Schiefen begrenzt wird (Stets, 2004). Im Bereich der Trierer-Bitburger Triasbucht, ist das Oberrotliegende von triasischen Sedimentgesteinen (Trierer Trias: Keuper, Muschelkalk, Buntsandstein) überlagert (Wagner et al., 2012).

Darüber hinaus finden sich entlang des Flussverlaufs der heutigen Mosel und entlang ihres Paläoverlaufs durch die WRS ausgedehnte Terrassenschotterflächen, alluviale Hochflutlehme und allochthone Lössablagerungen, die dem Quartär zuzuordnen sind (Wagner et al., 2012, Weidenfeller et al., 1994). Die Terrassen der Mosel lassen sich in die verschiedenen Niveaus der Haupt-, Mittel- und Niederterrasse gliedern (Fig. 2).

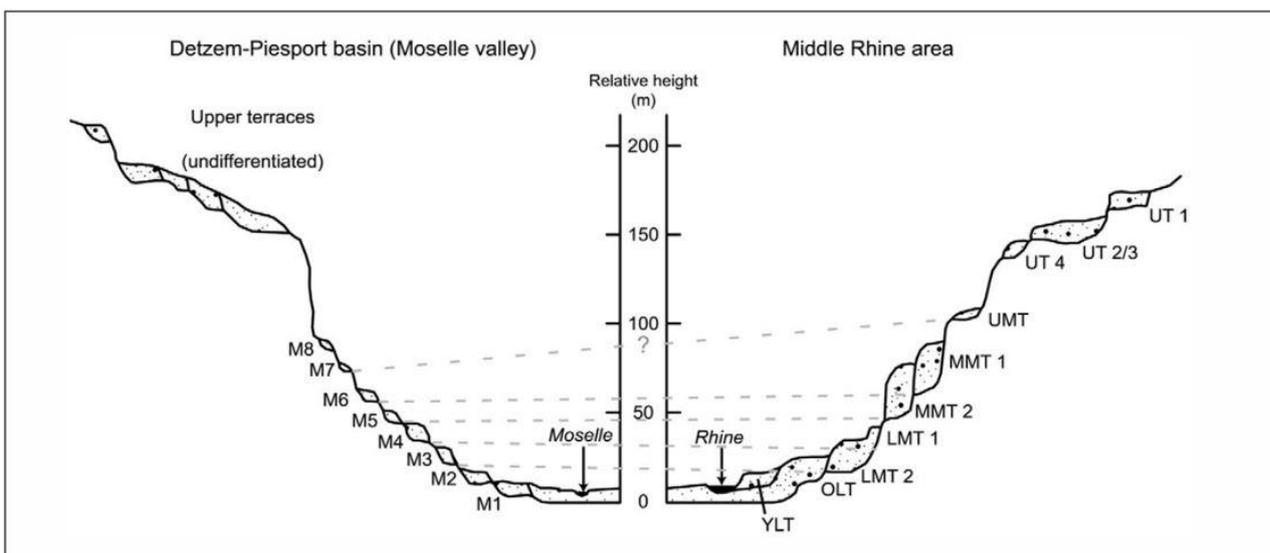


Fig. 2: Schematische Darstellung der unterschiedlichen Terrassenniveaus von Mosel und Rhein im Rheinischen Massiv (Cordier et al 2009).

Die Zusammensetzung der Terrassenschotter spiegelt das Einzugsgebiet der Mosel wider, dass im Wesentlichen drei geologische Großeinheiten umfasst – die Vogesen, das Pariser Becken und das Rheinische Massiv (Cordier et al., 2006a, b). Aufgrund des Limonit-Vorkommens (Brauneisenerz) konnten die Terrassenschottervorkommen innerhalb der WRS eindeutig der Luxemburger Minette und somit dem Einzugsgebiet der Mosel zugeordnet werden (Müller, 1976; Müller und Negendank, 1974). Die Ablagerungen innerhalb der WRS deuten auf eine Stromspaltung

der Mosel hin, die sich von Schweich bis Wittlich erstreckte und bis nach der Ausbildung der unteren Mittelterrasse bestand (Müller, 1976). Danach verlagerte sich die Mosel nach Süden und fließt seither in ihrem heutigen Flussbett (Müller, 1976). Parabraunerden und Pseudogleye sind charakteristische Böden der Region, die sich insbesondere in den quartären Sedimenten (Löss, Hochflutlehme) entwickelt haben (Schröder, 1983; Müller et al. 1985).

3. Beschreibung der Standorte und Bodenprofile

3.1 Standort Nr. 1 - Petrisberg

Die Einstiegsstandort "Schöne Aussicht" am Petrisberg befindet sich auf ~ 230 m ü. NN und bietet mit Blick auf die Stadt Trier und die Mosel eine gute Übersicht über die in Fig. 2 schematisch dargestellten Terrassenniveaus der Mosel.

3.2 Standort Nr. 2 – Die Sediment-Paläoboden-Sequenz Hetzerath (HET)

Die SPS Hetzerath (Fig. 3) befindet sich in einer ehemaligen Kiesgrube zwischen den Ortschaften Hetzerath und Föhren (Fig. 1B). Die Oberkante des Terrassenschotterkörpers liegt bei ~187 m ü. NN, etwa 70 m über dem Niveau der heutigen Mosel bei Klüsserath (120 m ü. NN, Fig. 1). Das Terrassenniveau wurde von Müller (1976) als obere Mittelterrasse (OMT) eingestuft. Weitere Unterteilungen erfolgten von Negendank (1983) und Cordier et al. (2006b), die das Terrassenniveau als tMM6 beziehungsweise obere Mittelterrasse der Stufe M7 definierten (Fig. 1 und 2). Cordier et al. (2006a) geben für die Stufe M7 einen Ablagerungszeitraum von 450 bis 650 ka an.

Die Sediment-Paläoboden-Sequenz HET ist 9,6 m mächtig. Von dem Terrassenkörper der OMT sind ~2,2 m zugänglich, der Rest der Sequenz wird durch Decksedimente mit eingeschalteten Paläoböden und periglazialen Überprägungen gekennzeichnet. Der karbonatfreie Decksedimentkörper weist ein Minimumalter von 338 ± 30 ka auf (Tab. 1), in dem 20 Bodenhorizonte aufgenommen wurden (Fig. 3, Ad-hoc AG Boden, 2005). Das Sedimentationsregime des Substrates konnte anhand der Korngrößenverteilung in alluvial (6,4 – 9,6 m) und äolisch (0 – 5,8 m) unterteilt werden, sowie einen Bereich, in dem beide Regimes nicht weiter differenziert werden können (5,8 - 6,4 m). Die alluvialen Sedimente umfassen den Terrassenkörper der OMT und

einen sand- und tonreichen Hochflutlehm, der ein deutliches 'fining upward' aufzeigt (Fig. 3). Innerhalb des undifferenzierten Bereichs macht der Sandanteil noch ~20 % aus und der Schluffanteil steigt auf ~50 %, sodass dieser Bereich als Hochflutlehm mit zunehmenden äolischen Lössseintrag angesprochen werden muss. Die oberen 5,8 m der Sequenz werden deutlich vom Schluff, insbesondere dem Grobschluff, dominiert und weisen auf eine dominante Akkumulation von Löss/Lösslehm während des Riß- und Würmglazials hin (Fig. 3, Tab. 1).

Der Tongehalt zeigt Werte zwischen 18 und 38 % und deutet v.a. im oberen Bereich des P1 und des P2 mit seinen Maxima auf intensive Lessivierung und auch Tonmineralneubildung hin, die sich im Chemical Index of Alteration (CIA) mit Werten deutlich > 70 widerspiegelt. Die gesamte Sequenz zeigt mit Werten > 64 einen höheren Verwitterungsgrad auf. Die Variabilität in der Profilhomogenität und des Grobschluffgehalts deuten auf mehrere Sedimentationsphasen, insbesondere im äolisch dominierten Teil der Sequenz, hin. Ausgehend von diesen Wechseln und den Änderungen in den Sand/Schluff-Verhältnissen und dem Auftreten des Terrassenschotters, konnten sieben Phasen der Sedimentation abgegrenzt werden.

Bodengenetisch wird die Sequenz durch Lessivierung und Pseudovergleyung dominiert. Voranschreitende, multiple Phasen der Tonverlagerung führten zur Ausbildung von stauwasserdichten Bt Horizonten und einer sekundären Pseudovergleyung (Wasserleitfähigkeit: $0,0 \pm 2,9 - 2,5 \pm 9,0$ cm d⁻¹, Tab. 3). Von den ehemaligen Parabraunerden sind, bis auf die oberste gekappte Parabraunerde, somit nur noch sekundär überprägte Al Horizonte (fAl-Sw) und Bt Horizonte (fBt-Sd) erhalten, wobei die fAl-Sw Horizonte in der Regel periglaziär umgelagert sind. Insgesamt konnten 6 dominante Phasen der Bodengenese abgegrenzt werden, die zum Großteil ineinander übergreifen und in drei Pedokomplexen resultieren (P1 - P3; Fig. 3; Kemp, 1999).

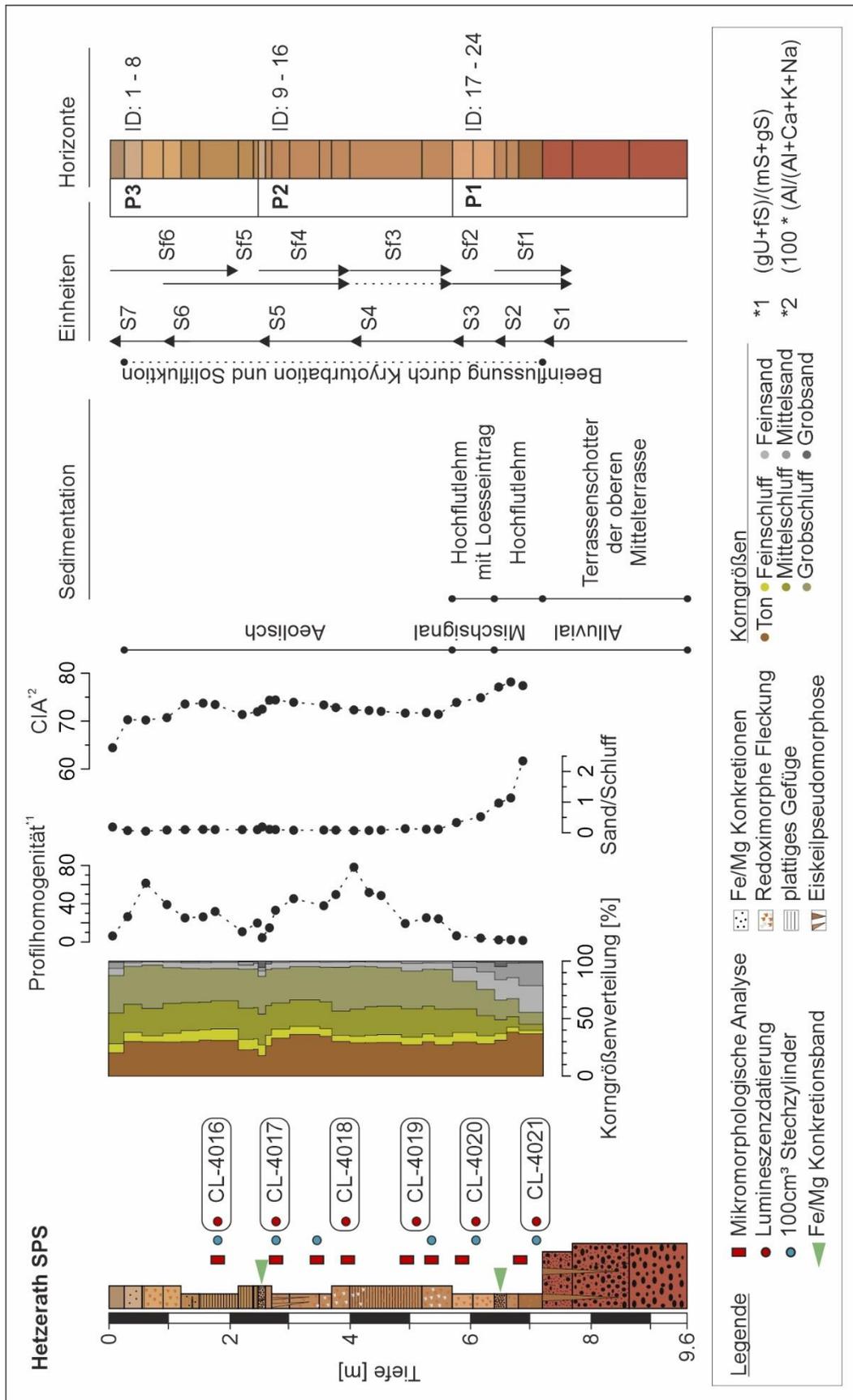


Fig. 3: Die Sediment-Paläoboden-Sequenz Hetzerath. Die Farbgebung der Horizonte entspricht den gemessenen Farben nach Munsell (2000), die Ergebnisse und Horizontbezeichnungen sind in Tabelle 3 aufgeführt.

Tab. 1: Lumineszenzdatierungsergebnisse für HET SPS

Lab.- Nr.	Pedo-complex	Method ¹	Residuals (Gy) ²	g-value (%/decade) ³	a-value ⁴	De (Gy) ⁵	Dose-rate (Gy ka ⁻¹)	Age (ka)
CL-4016	P3	pIRIR ₂₉₀	8.2 ± 0.5	0.38 ± 0.27	0.109 ± 0.02	226.4 ± 11.6	4.4 ± 0.3	51.5 ± 4.1
CL-4016	P3	SAR-OSL	---	---	0.041 ± 0.01	190.8 ± 9.9	3.6 ± 0.2	53.4 ± 3.9
CL-4017	P2	pIRIR ₂₉₀	5.6 ± 0.72	0.65 ± 0.47	0.105 ± 0.02	577.1 ± 30.6	4.6 ± 0.3	127 ± 10
CL-4018	P2	pIRIR ₂₉₀	10.5 ± 0.6	0.87 ± 0.50	0.102 ± 0.02	633.5 ± 33.6	4.4 ± 0.3	143 ± 11
CL-4019	P2	pIRIR ₂₉₀	10.4 ± 0.6	1.04 ± 0.62	0.120 ± 0.02	633.2 ± 33.8	4.5 ± 0.3	140 ± 11
CL-4020	P1	pIRIR ₂₉₀	5.5 ± 0.4	0.71 ± 0.51	0.105 ± 0.02	630.6 ± 33.4	4.0 ± 0.2	159 ± 13
CL-4021	P1	pIRIR ₂₉₀	6.1 ± 0.4	0.99 ± 0.45	0.106 ± 0.02	1074.4 ± 58.5	3.5 ± 0.2	306 ± 24
CL-4021	P1	pIRIR _{290 KFS}	7.9 ± 0.6	1.0 ± 0.36	0.114 ± 0.05	1109.6 ± 60.5	3.3 ± 0.2	338 ± 30

- 1 postIR-IRSL290-Protokoll, gemessen an polymineralischen Feinkornproben (4-11µm) und der 100-200 µm Fraktion einer Kalifeldspat-Probe. SAR-OSL Protokoll wurde gemessen an Feinkorn Quarz (4-11 µm)
- 2 Entspricht 3.9 mg P₂O₅/100 g (Untergrenze Versorgungsstufe B) bzw. 1.6 mg K₂O/100g (Versorgungsstufe A) in 0-7 cm Tiefe (für Bodenart uL nach Landwirtschaftskammer Nordrhein-Westfalen)
- 3 Fadingrate, bestimmt für die polymineralischen Proben
- 4 wurde für alle Proben mittels Am²⁴¹ Quelle separat bestimmt
- 5 das "central age model" (CAM, Galbraith et al. 1999) wurde für die Bestimmung der Äquivalenzdosis (De) verwendet und eine einfache Exponentialfunktion für den Kurvenfit verwendet

Das Vorkommen von plattigem Gefüge, aufgefrorenen Kiesen in P1 und Eiskeilpseudomorphosen in P1 und P2 deuten auf periglaziale Bedingungen zur Zeit der Sedimentation und Bodenbildung hin (Fig. 3). Die in P2 erhalten Eiskeilpseudomorphosen sind in nordwestliche Richtung geneigt bzw. verzogen und zeigen eine paraautochthone solifluidale Umlagerung des oberen Teils von P2. Eine solche Beeinflussung wird weiterhin im Bereich der zwei Eisen-Mangan Konkretionsbänder in einer Tiefe von 2,5 m und 6,5 m deutlich (Fig. 3, grüne Pfeile), die im oberen Abschnitt von P1 und P2 zu finden sind. Die Konkretionsbänder bestehen aus einer dichten Ansammlung, gerundeter Eisen- Mangan-Konkretionen bis zu einem Durchmesser von 2,5 cm, die als Kern oft schluffummantelte Holzkohlefragmente von *Pinus* und *Betula* enthalten. Während die Holzkohlefragmente mit der Entwaldung des Einzugsgebietes assoziiert werden (Ponomarenko und Anderson, 2013), deutet die Schluffummantelung der Holzkohlefragmente auf einen hangabwärts gerichteten Transport (mud slurry) vor Ausbildung der Konkretionen hin. Die Konkretionen sind oft konzentrisch um den Holzkohlekern aufgebaut und weisen damit auf mehrere Bildungsphasen hin. Die SPS HET umfasst drei Glazial-Interglazial-Zyklen,

die zur Bildung von drei Pedokomplexen führte:

Pedokomplex 1 datiert in den Glazial-Interglazial-Zyklus jüngstens des Mindel-Glazials und hat sich in den alluvialen Sedimenten der Sequenz entwickelt. Die Ergebnisse der Lumineszenzdatierungen (Tab. 1) ergaben 159 ± 13 ka (CL-4020), 306 ± 24 ka (CL-4021), 421 ± 32 ka (CL-4021). Eiskeilpseudomorphosen und Kryoturbationen, insbesondere im Terrassenkörper der OMT deuten auf periglaziale Bedingungen hin. Ein deutlicher fining-upward Trend indiziert ruhiger werdende Strömungsverhältnisse während der Sedimentation. Hauptbodenbildungsprozesse sind mehrere Phasen der Lessivierung, die sekundär zu einer intensiven Pseudovergleyung führten. Im oberen Bereich befindet sich der untere Eisen-Mangan-Konkretionshorizont, dessen in den Konkretionen inkorporierte Holzkohlefragmente auf Waldbrände und eine nachfolgende Umlagerung der Holzkohle schließen lassen. Konzentrische Konkretionen deuten auf feuchte Phasen mit wechselnder Stauwasser-beeinflussung hin.

Pedokomplex 2 umfasst den Glazial-Interglazial-Zyklus des Riß-Glazials und hat sich überwiegend in den äolischen Sedimenten der

Sequenz entwickelt. Die Ergebnisse der Lumineszenzdatierungen ergaben 127 ± 10 ka (CL-4017), 143 ± 11 ka (CL-4018), 140 ± 11 ka (CL-4019) (Tab. 1). Eiskeilpseudomorphosen, deren Schultern an der unteren Grenze des Eisen-Mangan-Konkretionshorizontes zu finden sind, weisen auf periglaziale Bedingungen und Permafrost hin. Aufgrund ihrer Schrägstellung werden auch kleinräumige solifluidale Bewegungen angezeigt. Im oberen Bereich von P2 befindet sich der obere Eisen-Mangan-Konkretionshorizont, der durch die Holzkohlefragmente auf Waldbrände schließen lassen. Konzentrische Konkretionen deuten auf feuchte Phasen mit wechselnder Stauwasserbeeinflussung hin. Mehrere Phasen der Lessivierung, sowie eine sekundäre Pseudovergleyung zeigen die Bodenbildungsprozesse auf.

Pedokomplex 3 umfasst den Glazial-Interglazial-Zyklus des Würm-Glazials und hat sich ausschließlich in den äolischen Sedimenten der Sequenz entwickelt. Die Lumineszenzdatierung (CL-4016) zeigt konsistente Alter von $51,5 \pm 4,1$ ka (pIR-IR₂₉₀) und $53,4 \pm 3,9$ ka (SAR-OSL) (Tab. 1). In P3 sind Kryoturba-tionen bzw. solifluidale Merkmale kaum ausgeprägt. Im IIBvt-Sd sind keine Tonüberzugsfragmente zu finden. Der Oberflächenboden ist als eine anthropogen gekappte Parabraunerde anzusprechen.

3.3 Standort Nr. 3 – Die Sediment-Paläoboden-Sequenz Bandemer

Die SPS Bandemer (Fig. 4) befindet sich in einer ehemaligen Kiesgrube zwischen den Ortschaften Hetzerath und Klüsserath (Fig. 1). Die Oberkante des Terrassenschotterkörpers liegt bei ~ 260 m ü. NN, etwa 140 m über dem Niveau der heutigen Mosel bei Klüsserath. Das Terrassenniveau wurde von Müller (1976) als mittlere Hauptterrasse (MHT) und von Negendank (1983) als tmm4 eingestuft. Rixhon et al. (2016) datierten das Terrassenniveau bei Klüsserath auf einen Bereich zwischen 1050 und 1250 ka mit Hilfe kosmogener Nuklide ($^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$) im Isochrone Burial Ansatz. Mit der Zeit sind die ehemaligen Hänge des MHT-Tals komplett erodiert und

dieses Terrassenniveau bildet als ehemaliger Talboden rezent die höchste Fläche aus (Reliefumkehr).

Die SPS BAN hat eine Mächtigkeit von 7,5 m. Von dem Terrassenkörper der MHT sind ~ 1 m zugänglich, der Rest der Sequenz wird durch Decksedimente mit vier Pedokomplexen gekennzeichnet (Fig. 4). Zwischen 4,8 m und 5,5 m liegt ein solifluidal umgelagerter, $\sim 0,7$ m mächtiger Schotterkörper. Der karbonatfreie Decksedimentkörper weist ein Minimumalter von 442 ± 18 ka in einer Tiefe von $\sim 4,8$ m auf (C-L4256, Tab. 2). Die Probe für das Basisalter (C-L4257) ist in Sättigung und folglich nicht datierbar. Dies deutet auf ein wesentlich höheres Minimumalter der Decksedimente jenseits der Datierungsgrenzen hin. Die Sequenz gliedert sich in 25 Horizonte (Fig. 4). Das rekonstruierte Sedimentationsregime gliedert sich wie die SPS HET in alluvial (5,5 – 7,5 m) und äolisch (0 – 3,7 m) sowie einen Bereich, in dem beide Regime nicht weiter differenziert werden können (3,7 - 4,8 m). Die alluvialen Sedimente umfassen den Terrassenkörper der MHT und einen Hochflutlehm, in dem zwei sand- (XV fBtv, XVI fBtv) und zwei tonreiche Horizonte (XVI fBt-Sd, XVII fBt-Sd) ausgebildet sind, sowie den periglazial umgelagerten Schotterkörper (Fig. 4). Innerhalb des undifferenzierten Bereichs ist der Sandanteil dominanter als im äolisch dominierten Bereich der SPS. Die oberen 3,7 m der SPS werden insbesondere vom Grobschluff dominiert und zeigen eine Löss-/ Lösslehm-Akkumulation an (Fig. 4).

Der Tongehalt zeigt Gehalte zwischen 23 und 46 % und ist auf eine intensive Tonmineralneubildung und -verlagerung zurückzuführen. CIA Werte > 72 geben den höheren Verwitterungsgrad der SPS im Vergleich zur SPS HET wieder. Basierend auf der Korngrößenverteilung konnten 8 Sedimentationszyklen abgegrenzt werden. Bodengenetisch wird die Sequenz von der Lessivierung und Pseudovergleyungsmerkmalen dominiert und gliedert sich in mindestens 7 Bodenbildungsphasen. Multiple Phasen der Tonverlagerung führte zur Ausbildung von intensiven Bt Horizonten und einer sekundären Pseudovergleyung, die

zur Bildung von wasser- und luftundurchlässigen Stauhorizonten führte (Tab. 6). Von den ehemaligen Parabraunerden sind sekundär überprägte Al Horizonte (fAl-Sw) und Bt

Horizonte (fBt-Sd) erhalten und insgesamt vier Pedokomplexe abzugrenzen (P1 – P4; Fig. 4; Kemp, 1999).

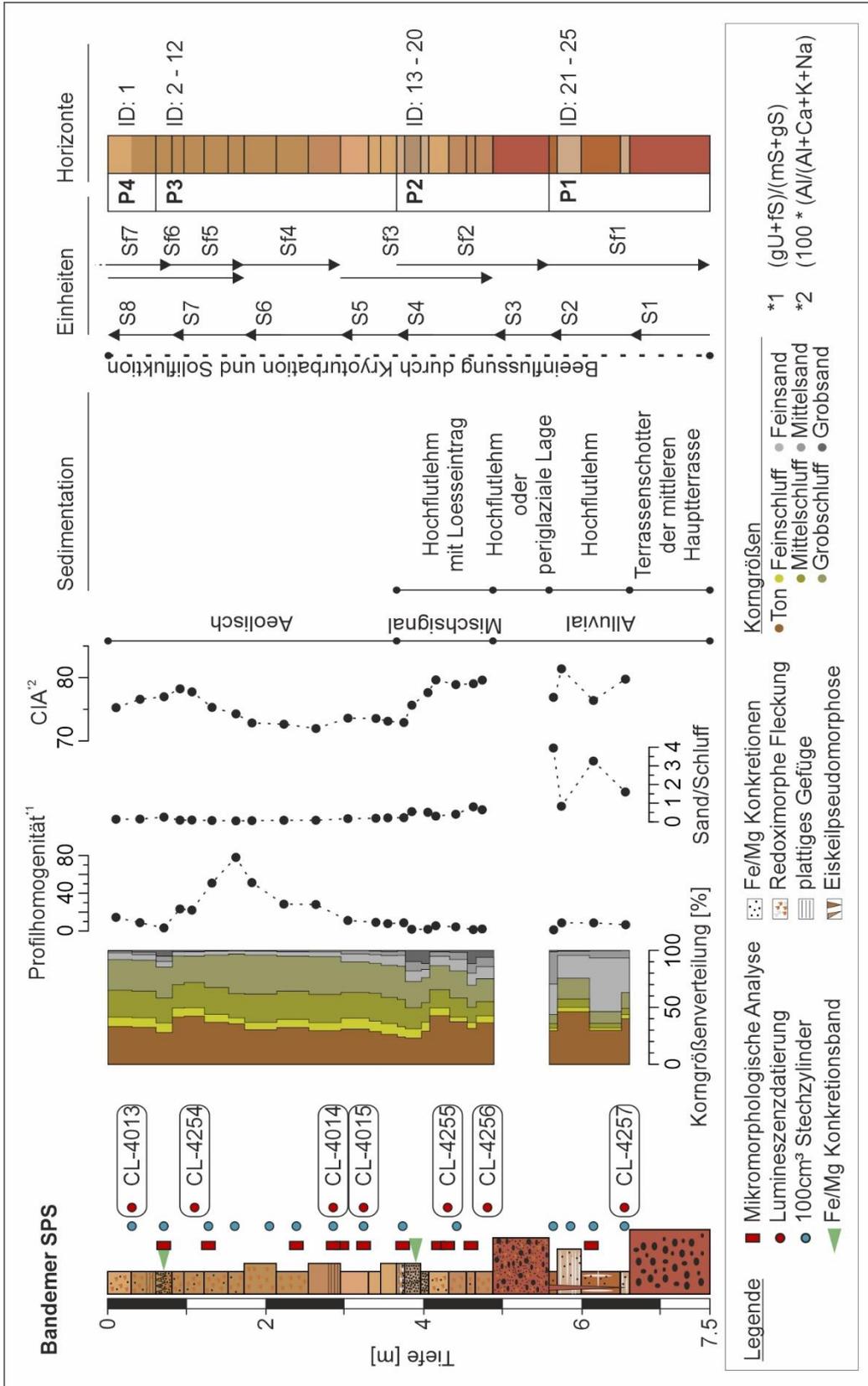


Fig. 4: Die Sediment-Paläoboden-Sequenz Bandemer. Die Farbgebung der Horizonte entspricht den gemessenen Farben nach Munsell (2000), die Ergebnisse und Horizontbezeichnungen sind in Tabelle 4 aufgeführt.

Tab. 2: Lumineszenzdatierungsergebnisse für BAN SPS

Lab.- Nr.	Pedo-complex	Method ¹	Residuals (Gy) ²	g-value (%/decade) ³	a-value ⁴	De (Gy) ⁵	Dose-rate (Gy ka ⁻¹)	Age (ka)
C-L4013	P4	pIRIR ₂₉₀	9.1 ± 0.9	0.90 ± 0.72	0.110 ± 0.010	162.9 ± 8.3	4.5 ± 0.2	36.4 ± 2.6
C-L4013	P4	SAR-OSL	---	---	0.070 ± 0.020	157.6 ± 8.3	4.0 ± 0.3	39.6 ± 3.2
C-L4254	P3	pIRIR ₂₉₀	6.5 ± 0.3	1.38 ± 0.62	0.104 ± 0.010	620.1 ± 33.0	4.5 ± 0.2	138 ± 10
C-L4014	P3	pIRIR ₂₉₀	7.9 ± 0.4	1.76 ± 0.81	0.100 ± 0.010	645.8 ± 34.4	4.1 ± 0.2	157 ± 11
C-L4015	P3	pIRIR ₂₉₀	6.7 ± 0.5	2.51 ± 0.68	0.120 ± 0.010	654.4 ± 34.2	4.0 ± 0.2	162 ± 12
C-L4255	P2	pIRIR ₂₉₀	6.4 ± 1.5	1.41 ± 0.53	0.114 ± 0.020	809.1 ± 44.0	3.6 ± 0.2	225 ± 18
C-L4256	P2	pIRIR ₂₉₀	9.0 ± 0.6	1.56 ± 1.41	0.105 ± 0.010	878.49 ± 49.9	3.6 ± 0.2	242 ± 18
C-L4257	P1	pIRIR ₂₉₀	---	---	0.108 ± 0.010	Saturation	2.7 ± 0.1	---

- 1 postIR-IRSL290-Protokoll, gemessen an polymineralischen Feinkornproben (4-11µm). Das SAR-OSL Protokoll wurde gemessen an Feinkorn Quarz (4-11 µm)
- 2 nach 24 h UV-Belichtung in einem SOL 2 Solar Simulator, nicht abgezogen von der De
- 3 Fadingrate, bestimmt für die polymineralischen Proben
- 4 wurde für alle Proben mittels Am²⁴¹ Quelle separat bestimmt
- 5 das "central age model" (CAM, Galbraith et al. 1999) wurde für die Bestimmung der Äquivalenzdosis (De) verwendet und eine einfache Exponentialfunktion für den Kurvenfit verwendet.

Eiskeilpseudomorphosen, plattiges Bodengefüge, sowie der solifluidal umgelagerte Schotterkörper deuten auf periglaziale Bedingungen während der Ablagerung / Bodenbildung hin. Die SPS Bandemer enthält – wie auch die SPS HET – zwei Eisen-Mangan-Konkretionsbänder (grüne Pfeile Fig. 4). Auch hier besitzen viele Konkretionen einen Holzkohlekern von *Pinus* und *Betula*, welche auf Waldbrände im Einzugsgebiet hindeuten. Offensichtlich scheint es hier gegen Ende des letzten und vorletzten Interglazials größere Brände gegeben zu haben. Wie die Konkretionshorizonte genau entstanden sind, ist zu diskutieren und noch zu klären; sie erleichtern in jedem Fall die Korrelation beider Sequenzen.

BAN umfasst mindestens vier Glazial-Interglazial Zyklen ab, die zur Ausbildung von vier Pedokomplexen führten:

Pedokomplex 1 umfasst mindestens den Glazial-Interglazial-Zyklus des viertletzten Glazials und hat sich in den alluvialen Sedimenten der Sequenz entwickelt. Die Lumineszenzprobe für das Basisalter (C-L4257) zeigt eine Äquivalenzdosis im Sättigungsbereich und deutet somit auf ein wesentlich älteres Minimumalter der Decksedimente (Tab. 2). Eiskeilpseudomorphosen deuten auf periglaziale Bedingungen hin. Ein fining- upward Trend über dem Terrassenkörper ist deutlich

und lässt auf ruhiger werdende Strömungsverhältnisse während der Sedimentation schließen. Hauptbodenbildungsprozesse sind mehrere Phasen der Lessivierung (mindestens 3). Die intensiven fBt Horizonte sind sekundär durch Stauwasserdynamik überprägt und stauwasserdicht (Wasserleitfähigkeit: $2,4 \pm 3,9 \text{ cm d}^{-1}$, Tab. 4).

Pedokomplex 2 umfasst den Glazial-Interglazial-Zyklus jüngstens des Mindel Glazials und hat sich in den alluvialen Sedimenten der SPS gebildet, die eine zunehmende äolische Komponente aufweisen. Lumineszenzdatierungen (Tab. 2) geben eine Altersspanne von $225 \pm 18 \text{ ka}$ (C-L4255) und $242 \pm 18 \text{ ka}$ (C-L4256) wieder. Eiskeilpseudomorphosen sowie der solifluidal umgelagerte Schotterkörper zeigen periglaziale Bedingungen und Umlagerungsprozesse an. Im Übergangsbereich zu P3 befindet sich der untere Eisen-Mangan-Konkretionshorizont, dessen Holzkohlefragmente (Fig. 5) auf Waldbrände schließen lassen. Im unteren Bereich des Konkretionshorizontes sind deutlich weniger Holzkohlefragmente zu finden als im oberen Bereich. Einige der Konkretionen enthalten auch Tonüberzugsfragmente und weisen damit auf laterale Umlagerung hin.

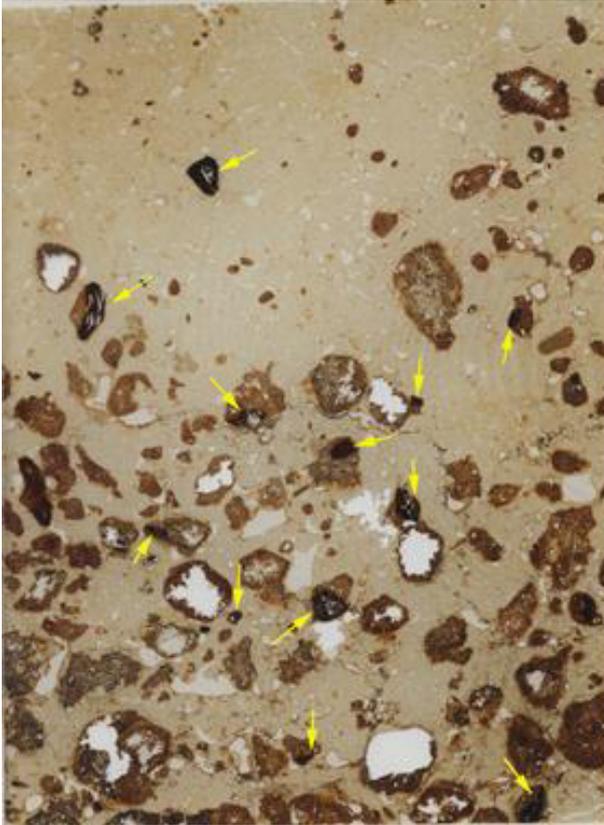


Fig. 5: BAN 210, IX fAl-Sw1/2 (365-375 cm): Oberer Teil des unteren Fe-Mn-Konkretionshorizonts. Gelbe Pfeile zeigen auf Holzkohlebruchstücke. Dünnschliff 6 x 9 cm

Pedokomplex 3 umfasst den Glazial-Interglazial-Zyklus des Riß-Glazials und hat sich ausschließlich in den äolischen Sedimenten der Sequenz entwickelt. Lumineszenzdatierungen ergaben 138 ± 10 ka (C-L4254), 157 ± 11 ka (C-L4014) und 162 ± 12 ka (C-L4015) (Tab. 2). In P3 finden sich die bereits beschriebenen Indikatoren für periglaziale Umweltbedingungen und der obere Eisen-Mangan-Konkretionshorizont. Dieses ist nicht so stark gebleicht wie die anderen Konkretionsbänder und enthält auch

zahlreiche offensichtlich zerbrochene Konkretionen. Daneben weisen auch Tonüberzugsfragmente auf eine (solifluidale) Umlagerung hin. An der Profilwand lassen sich auch periglaziale Aufpressungen (teils auch „Brodeltöpfe“) anhand des Verlaufs des Bandes deutlich erkennen (Fig. 6). Dadurch zeigt sich, dass die Konkretionen bzw. auch die Konkretionsbänder schon vor der periglazialen Überprägung gebildet worden sind.



Fig. 6: BAN SPS: Grüne Pfeile zeigen auf Konkretionshorizonte. Aufschlussituation in 1997 (heute nicht mehr so aufgeschlossen)

Pedokomplex 4 umfasst den Glazial-Interglazial-Zyklus des Würm-Glazials und hat sich ausschließlich in den äolischen Sedimenten der Sequenz entwickelt. Die Lumineszenzdatierungen (C-L4013) zeigen konsistente Alter von $36,4 \pm 2,6$ ka ($pIRIR_{290}$) und $39,6 \pm 3,2$ ka (SAR-OSL) (Tab. 2). In P4 sind kaum Hinweise auf periglaziale Umweltbedingungen zu finden. P4 ist gekappt und nur noch der untere Teil eines Parabraunerde-Pseudogleys ist zu sehen.

4. Bodenphysikalische Kenngrößen

Tab. 3: Die Sediment-Paläoboden-Sequenz Hetzerath – Sedimentologische/ geochemische Daten

Tiefe [cm]	Horizonte		Bodenfarbe		Korngrößenverteilung [%]							Korngrößenratios		C/A			
	von	bis	ID	nach KA5	Nach Munsell (2000)		trocken	feucht	grob	Sand	fein	grob	Schluff		fein	Ton	(gU+S)/(mS+gS)
0	25	1	Ap		10YR 6/4	10YR 4/4	10YR 4/4	0.9	5.3	6.3	32.7	26.5	7.9	20.3	6.2	0.2	64.4
25	55	2	Bt		10YR 7/4	7.5YR 4/4	7.5YR 4/4	0.2	1.2	3.3	33.0	24.3	7.9	30.2	26.5	0.1	70.3
55	90	3	Bt-Sw-Sd		10YR 7/6	10YR 4/4	10YR 4/4	0.1	0.5	2.9	37.6	23.9	5.3	29.7	61.5	0.1	70.2
90	120	4	II Bt-Sw-Sd		10YR 7/6	10YR 4/4	10YR 4/4	0.1	0.8	4.8	31.1	26.0	7.7	29.5	39.1	0.1	70.7
120	150	5	II Bt-Sd		10YR 6/6	7.5YR 4/4	7.5YR 4/4	0.3	1.1	4.9	29.7	24.5	9.5	29.9	25.1	0.1	73.6
150	170				10YR 6/6	7.5YR 4/4	7.5YR 4/4	0.2	1.1	5.4	29.1	23.9	9.0	31.3	26.3	0.1	73.7
170	215	6	II Bvt-Sd		10YR 6/6	7.5YR 4/6	7.5YR 4/6	0.2	0.9	5.4	28.0	24.6	10.0	31.0	31.9	0.1	73.5
215	240	7	II Bv-ICv		10YR 6/6	7.5YR 5/4	7.5YR 5/4	0.4	3.1	3.5	33.9	27.3	9.0	22.8	10.7	0.1	71.4
240	248	8	II fICv-Sw		10YR 6/6	10YR 4/6	10YR 4/6	0.7	1.3	5.0	33.6	27.2	9.1	23.2	19.8	0.1	71.9
248	260	9	III fAl-Sw		10YR 6/6	10YR 4/6	10YR 4/6	5.6	3.0	4.6	33.0	26.9	9.2	17.8	4.4	0.2	72.5
260	270	10	III fAl-Sw - fBt-Sd1		10YR 7/4	7.5YR 4/6	7.5YR 4/6	0.8	1.6	4.9	31.4	25.7	9.3	26.3	14.8	0.1	74.4
270	300	11	III fBt-Sd1		7.5YR 6/6	7.5YR 4/6	7.5YR 4/6	0.1	0.9	5.2	30.2	22.8	7.9	32.9	33.1	0.1	74.4
300	350	12	III fBt-Sd2		7.5YR 6/6	7.5YR 4/6	7.5YR 4/6	0.1	0.6	4.1	29.0	23.0	7.1	36.2	45.3	0.1	73.9
350	370	13	III fBt-Sd3		7.5YR 6/6	7.5YR 4/6	7.5YR 4/6	0.1	0.9	4.4	30.2	23.3	6.7	34.5	37.9	0.1	73.4
370	400	14	III fBt-Sd4		7.5YR 6/6	7.5YR 4/6	7.5YR 4/6	0.1	0.8	4.6	38.0	21.1	5.2	30.2	49.5	0.1	72.8
400	425				7.5YR 6/6	7.5YR 4/6	7.5YR 4/6	0.1	0.5	4.1	37.1	23.8	5.7	28.9	78.2	0.1	72.3
425	445				7.5YR 6/6	7.5YR 4/6	7.5YR 4/6	0.0	0.7	4.1	34.8	24.7	6.7	29.0	51.8	0.1	72.2
445	485				7.5YR 6/6	7.5YR 5/6	7.5YR 5/6	0.0	0.8	4.8	33.5	24.8	6.9	29.1	48.5	0.1	72.0
485	520	15	IV fICv-Bvt1		7.5YR 6/6	7.5YR 5/6	7.5YR 5/6	0.1	1.9	6.5	32.9	24.8	6.5	27.2	19.3	0.1	71.7
520	540				7.5YR 6/6	7.5YR 5/6	7.5YR 5/6	0.1	1.4	5.7	31.9	24.5	6.6	29.9	25.3	0.1	71.8
540	570	16	IV fICv-Bvt2		7.5YR 6/6	7.5YR 5/6	7.5YR 5/6	0.1	1.6	5.6	34.3	23.9	7.2	27.2	24.2	0.1	71.4
570	610	17	V fBvt1		7.5YR 7/6	7.5YR 5/8	7.5YR 5/8	0.3	5.2	12.0	23.9	20.6	8.3	29.6	6.5	0.3	73.9
610	640	18	V fBvt2		7.5YR 7/6	7.5YR 5/8	7.5YR 5/8	0.9	8.6	15.2	22.7	17.5	7.1	28.0	4.0	0.5	74.9
640	660	19	VI fAl-Sw		7.5YR 6/6	7.5YR 5/6	7.5YR 5/6	4.8	11.3	17.8	17.2	12.1	5.8	31.1	2.2	1.0	77.1
660	680	20	VIII fBt-Sd1		7.5YR 6/6	7.5YR 5/6	7.5YR 5/6	1.7	12.8	18.3	15.6	9.1	4.2	38.2	2.3	1.1	78.2
680	720	21	VIII fBt-Sd2		7.5YR 5/6	7.5YR 4/6	7.5YR 4/6	1.5	19.7	23.3	10.4	5.4	3.2	36.5	1.6	2.3	77.4
720	770	22	VIII fBt-Sd		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
770	860	23	VIII fICv		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
860	960+	24	IX fICv		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 4: Die Sediment-Paläoboden-Sequenz Bandemer – Sedimentologische/ geochemische Daten

Tiefe [cm]		Horizonte		Bodenfarbe			Korngrößenverteilung [%]						Korngrößenratios		CIA
von	bis	ID	nach KA5	nach Munsell (2000)			Sand		Schluff		Ton	gU+S)/(mS+gS)	SIU		
				Trocken	feucht	grob	mittel	fein	grob	mittel	fein				
0	30			10YR 7/6	10YR 5/6	0.5	1.7	5.7	27.0	23.5	8.3	33.2	14.5	0.1	75.3
30	60	1	Bt-Sd	10YR 7/6	10YR 5/6	1.5	2.1	5.0	27.3	23.1	8.3	32.6	8.8	0.1	76.6
60	80	2	II fAl- Sd	10YR 6/6	10YR 4/6	5.1	4.6	4.8	27.2	22.0	8.2	28.1	3.3	0.3	77.0
80	95	3	III fBt-Sd1	10YR 6/7	7.5YR 5/8	0.4	0.8	3.6	25.2	20.6	7.8	41.6	23.4	0.1	78.2
95	120	4	III fBt-Sd2	10YR 6/6	10YR 5/6	0.4	0.8	3.9	23.0	22.3	7.4	42.2	22.1	0.1	77.8
120	150	5	III fBt-Sd3	10YR 6/6	10YR 5/6	0.1	0.5	3.4	28.4	23.7	6.9	37.0	50.8	0.1	75.3
150	170	6	III fBt-Sd4	10YR 6/6	10YR 5/6	0.2	0.3	2.7	34.9	21.3	5.2	35.5	78.0	0.1	74.3
170	210	7	IV fBt	10YR 6/6	10YR 5/6	0.2	0.5	3.3	34.2	24.8	6.5	30.5	51.3	0.1	72.8
210	250	8	V fBt	10YR 6/6	10YR 5/6	0.3	0.9	3.9	30.8	24.6	7.2	32.4	28.4	0.1	72.6
250	290	9	VI fBt	7.5YR 6/6	7.5YR 5/6	0.3	1.1	4.1	33.1	24.9	7.1	29.4	28.1	0.1	72.0
290	325	10	VII fBvt	7.5YR 7/6	7.5YR 5/6	0.3	2.7	7.0	26.7	22.8	9.6	30.8	11.1	0.2	73.6
325	340	11	VIII fBt	10YR 7/6	10YR 5/6	0.6	3.1	7.7	26.3	24.4	9.2	28.7	9.1	0.2	73.6
340	360	12	VIII fBt-Sw	10YR 7/6	10YR 5/6	1.0	3.7	8.3	28.2	23.1	9.4	26.2	7.8	0.2	73.1
360	370	13	IX fAl-Sw1	10YR 7/4	10YR 5/6	0.5	3.9	9.4	29.2	23.9	9.0	24.1	8.7	0.2	72.9
370	390	14	IX fAl-Sw2	10YR 6/4	10YR 5/4	9.9	8.2	9.1	23.2	18.4	8.2	23.0	1.8	0.5	75.6
390	400	15	IX fAl-Sw2 - X Bt-Sd	10YR 7/4	10YR 6/6	11.5	5.1	7.4	22.0	17.0	8.0	29.1	1.8	0.5	77.6
400	425	16	X fBt-Sd	10YR 7/6	10YR 5/6	1.1	4.1	8.2	20.9	16.2	6.8	42.7	5.5	0.3	79.6
425	447	17	XI fBt-Sd	7.5YR 6/6	7.5YR 5/6	1.7	6.2	10.3	23.6	16.7	4.2	37.4	4.3	0.4	78.9
447	458	18	XII fBt-Sd	7.5YR 6/6	7.5YR 5/6	11.7	8.4	10.5	19.3	13.2	5.5	31.3	1.5	0.8	79.0
458	480	19	XIII fBt-Sd	7.5YR 6/6	7.5YR 5/6	6.1	8.2	10.6	20.0	12.5	6.0	36.5	2.1	0.6	79.6
480	550	20	XIV fCv	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
550	560	21	XV fBtv	5YR 5/8	5YR 4/6	1.3	28.3	26.8	8.0	4.0	2.3	29.4	1.2	4.0	76.9
560	600	22	XVI fBt-Sd	10YR 7/4	10YR 7/4	0.6	3.8	20.0	18.1	7.4	3.9	46.1	8.6	0.8	81.4
600	640	23	XVI fBtv	5YR 5/8	5YR 4/6	0.5	6.3	47.0	10.5	3.7	2.2	29.8	8.6	3.3	76.4
640	650	24	XVII fBt-Sd	10YR 7/4	10YR 7/4	0.2	6.5	30.2	14.1	5.4	3.6	40.0	6.6	1.6	79.8
650	750+	25	XVII fCv	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 5: Bodenphysikalische Kenngrößen für die Sediment-Paläoboden-Sequenz Hetzerath (n = 6)

Horizont	GPV ¹ [vol. %]	Porengrößenverteilung [vol. %]				Feldkapazität [vol. %]	
		> 50 µm	50 – 10 µm	10 – 0.2 µm	≤ 0.2 µm	50 – 0.2 µm	≤ 50 µm
II ICv-Bv	31.1 ± 1.2	0.6 ± 0.6	0.3 ± 0.3	11.9 ± 0.6	18.4 ± 0.0	12.2 ± 0.8	30.6 ± 0.8
III fBt-Sd1	40.7 ± 0.7	3.9 ± 1.0	1.2 ± 0.3	15.4 ± 0.5	20.1 ± 0.0	16.6 ± 0.5	36.8 ± 0.5
III fBt-Sd2	42.6 ± 2.4	4.3 ± 2.2	1.4 ± 0.3	21.4 ± 1.0	15.4 ± 0.0	22.9 ± 1.1	38.3 ± 1.1
IV fCv-Bv1	42.3 ± 1.2	3.0 ± 1.8	1.4 ± 0.4	24.3 ± 0.9	13.6 ± 0.0	25.7 ± 0.6	39.3 ± 0.6
IV fCv-Bv2	39.9 ± 1.8	1.9 ± 1.7	1.2 ± 0.2	22.7 ± 0.6	14.1 ± 0.0	23.9 ± 0.6	38.0 ± 0.6
V fCv-Bv1	39.6 ± 0.9	1.4 ± 0.9	1.3 ± 0.1	22.7 ± 0.9	14.2 ± 0.0	24.0 ± 1.0	38.2 ± 1.0
V fBv-Bv2	35.9 ± 1.1	1.0 ± 0.7	0.9 ± 0.1	18.7 ± 1.2	15.4 ± 0.0	19.5 ± 1.3	34.9 ± 1.3
VII fBt-Sd	36.4 ± 2.5	3.7 ± 2.4	1.8 ± 0.6	12.4 ± 0.9	18.6 ± 0.0	14.2 ± 1.4	32.8 ± 1.4

	WG ² [vo. %]	Luftleitfähigkeit [µm ²]	Wasserleitfähigkeit [cm/d]	Trockenrohdichte [g/cm ³]
II ICv-Bv	30.1 ± 0.4	0.2 ± 0.0	0.9 ± 0.8	1.8 ± 0.0
III fBt-Sd1	34.7 ± 0.8	0.3 ± 0.1	2.9 ± 0.0	1.6 ± 0.0
III fBt-Sd2	35.3 ± 0.7	0.5 ± 0.5	1.7 ± 5.3	1.5 ± 0.1
IV fCv-Bv1	36.2 ± 0.9	0.4 ± 0.4	18.3 ± 13.6	1.5 ± 0.0
IV fCv-Bv2	36.9 ± 0.5	0.6 ± 0.3	30.1 ± 3.4	1.6 ± 0.1
V fCv-Bv1	36.9 ± 1.0	0.6 ± 0.3	4.9 ± 0.0	1.6 ± 0.0
V fBv-Bv2	34.4 ± 1.2	0.5 ± 0.3	1.4 ± 0.2	1.7 ± 0.0
VII fBt-Sd	29.8 ± 1.7	0.4 ± 0.1	9.0 ± 2.5	1.7 ± 0.1

¹ Gesamtporenvolumen

² Wassergehalt

Tab. 6: Bodenphysikalische Kenngrößen für die Sediment-Paläoboden-Sequenz Bandemer (n = 6)

Horizont	GPV ¹ [vol. %]	Porengrößenverteilung [vol. %]				Feldkapazität [vol. %]	
		> 50 µm	50 – 10 µm	10 – 0.2 µm	≤ 0.2 µm	50 – 0.2 µm	≤ 50 µm
Bt-Sd	35.5 ± 1.8	3.7 ± 1.7	1.4 ± 0.2	9.4 ± 1.6	21.0 ± 0.0	10.8 ± 1.7	31.8 ± 1.7
II fAl-Sw	42.2 ± 1.6	7.2 ± 2.0	3.7 ± 0.3	18.6 ± 0.9	12.6 ± 0.0	22.3 ± 0.9	34.9 ± 0.9
III fBt1	37.1 ± 1.9	1.0 ± 1.6	1.0 ± 0.8	12.2 ± 1.4	23.0 ± 0.0	13.2 ± 1.3	36.2 ± 1.3
III fBt2	37.3 ± 1.0	0.3 ± 0.4	1.5 ± 1.2	14.7 ± 1.5	20.9 ± 0.0	16.2 ± 0.9	37.1 ± 0.9
IV fBt	38.5 ± 0.7	0.4 ± 0.4	0.9 ± 0.7	11.3 ± 1.3	25.8 ± 0.0	12.2 ± 0.8	38.0 ± 0.8
V fBt(v)	39.3 ± 1.0	0.0 ± 0.0	0.5 ± 0.7	14.1 ± 1.1	24.4 ± 0.0	14.6 ± 0.9	39.0 ± 0.0
VI fBt	40.6 ± 1.0	1.1 ± 0.7	2.0 ± 1.3	19.8 ± 1.0	17.7 ± 0.0	21.8 ± 0.5	39.4 ± 0.5
VII fBtv	38.3 ± 1.1	2.6 ± 1.3	0.5 ± 0.2	14.9 ± 0.8	20.3 ± 0.0	15.4 ± 0.7	35.7 ± 0.7
VIII fAl-Sw1	35.9 ± 0.9	5.1 ± 1.0	0.6 ± 0.1	17.9 ± 0.6	12.3 ± 0.0	18.5 ± 0.7	30.8 ± 0.7
VIII fBt-Sd	41.2 ± 1.2	4.0 ± 1.4	1.7 ± 0.8	12.2 ± 0.9	23.3 ± 0.0	13.9 ± 0.7	37.1 ± 0.7
X Bv (rot)	35.1 ± 1.3	8.4 ± 1.9	3.4 ± 1.9	2.1 ± 2.5	21.2 ± 0.0	5.5 ± 2.9	26.7 ± 2.9
X Bv (grau)	35.5 ± 1.3	2.8 ± 1.7	1.8 ± 0.4	17.8 ± 1.1	13.1 ± 0.0	19.6 ± 1.0	32.7 ± 1.0

	WG ² [vol. %]	Luftleitfähigkeit [µm ²]	Wasserleitfähigkeit [cm/d]	Trockenrohdichte [g/cm ³]
Bt-Sd	22.4 ± 1.8	0.1 ± 0.2	1.4 ± 1.0	1.7 ± 0.0
II fAl-Sw	22.7 ± 2.0	2.5 ± 0.9	3.2 ± 0.0	1.6 ± 0.0
III fBt1	28.9 ± 2.7	0.6 ± 0.7	22.7 ± 1.0	1.7 ± 0.0
III fBt2	30.5 ± 2.6	0.2 ± 0.4	14.3 ± 2.2	1.7 ± 0.0
IV fBt	32.2 ± 2.5	0.2 ± 0.2	1.4 ± 0.7	1.6 ± 0.0
V fBt(v)	35.6 ± 1.3	0.1 ± 0.3	1.1 ± 0.0	1.6 ± 0.0
VI fBt	34.8 ± 1.7	0.5 ± 0.4	62.4 ± 8.3	1.6 ± 0.0
VII fBtv	33.1 ± 0.6	0.4 ± 0.1	10.6 ± 0.9	1.6 ± 0.0
VIII fAl-Sw1	29.7 ± 0.4	0.4 ± 0.2	8.4 ± 4.6	1.7 ± 0.0
VIII fBt-Sd	34.1 ± 0.5	0.2 ± 0.3	2.7 ± 0.0	1.6 ± 0.0
X Bv (rot)	20.6 ± 2.4	2.4 ± 1.2	15.8 ± 10.0	1.7 ± 0.0
X Bv (grau)	24.8 ± 1.6	0.6 ± 0.5	3.9 ± 2.4	1.7 ± 0.0

¹ Gesamtporenvolumen² Wassergehalt

5. Methoden

Die Bodenansprache wurde gemäß Ad-hoc-AG Boden (2005) durchgeführt. Die Bodenfarbe wurde nach Munsell (2000) bestimmt.

RFA-Analyse: Für die Schmelz-Tablettenherstellung werden jeweils 1,5000 g Probe (ungeglüht) mit 7,5000 g Spectromelt-Flußmittel (Fa. Merck A12, di-Lithiumtetraborat/Lithiummetaborat (66:34)) vermischt. Mit einem OxiFlux-System der Firma CBR Analyse Service wurden über Flammen bis 1200°C homogene Schmelztabletten hergestellt. Für die Presstablettenherstellung werden 6,0000 g Probe mit 1,2000g Wachsvermischt und mit 300N/m² zu einer Tablette gepresst. Die Messungen erfolgten an der Uni Tübingen (Dr. Heinrich Taubald) mit einem Bruker AXS S4 Pioneer

Röntgenspektrometer (Rh-Röhre) mit 4 kW Anregung) mit 32 standardisierten Proben.

Korngrößenanalyse: Nach der Organikzerstörung (10% H₂O₂) und Dispergierung (Na₄P₂O₇) erfolgte die Messung der Korngrößenfraktionen (< 63 µm) nach Köhn (1929), die Fraktionen (63 µm – 2 mm) wurden durch Nasssiebung bestimmt.

Bodenphysikalische Methoden: Der Wassergehalt und die Trockenrohdichte folgten Hartge und Horn (2009). Der Eindringwiderstand (0.3 kPa) wurde nach BS EN 1997-2:2007 (2007) bestimmt. Porengrößenverteilung wurde im Drucktopfversuch nach Richards und Fireman (1943) bestimmt. Luft- und Wasserleitfähigkeit (Methode B) wurde nach Kmochn und Hanus (1965) bestimmt.

Mikromorphologie: Nach Lufttrocknung wurden die orientiert entnommenen Proben mit dem Harz Viscovoss N50S und Härter MEKP505F imprägniert. Nach dem Aushärten wurden die Tränklinge auf 60 × 90 mm formatiert und mit einer Säge (Woco Top 250 A1, Uniprec) halbiert. Eine Hälfte wird mit einer Präzisionsschleifmaschine (LDQ 6100, Huayid) geschliffen und auf einen Objektträger geklebt. Nach 3 Tagen wurde die Probe auf 100 µm Dicke abgesägt und final auf 30 µm Dicke geschliffen.

Lumineszenzdatierung: Die Datierung erfolgte im Lumineszenzlabor (CLL) der Universität Köln (Dr. Anja Zander) auf Lumineszenzmessgeräten der Firma Risø. Die chemische Aufbereitung und Korngrößen-separation erfolgte nach Frechen et al. (1996). Für die Bestimmung der Äquivalenzdosis an polymineralischen Feinkornproben und Kali-Feldspat wurde das pIRIR₂₉₀ Protokoll verwendet (Buylaert et al., 2009; Thiel et al., 2011). Um das Rückstellverhalten und die Zuverlässigkeit der pIRIR₂₉₀ Datierungen zu verifizieren, wurde von den jeweils jüngsten Proben aus beiden SPS' zusätzlich die Quarz-Feinkornfraktion mittels SAR-OSL Protokoll in Kombination mit einem 'preheat plateau test' datiert (Murray and Wintle 2000). Die Sedimentdosisleistung wurde mittels Gamma-Spektrometrie bestimmt und die DRAC Software (Durcan et al. 2015) für die Berechnung der Alter verwendet.

Literatur

- Ad-hoc-AG Boden (2005): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. Hannover.
- Buylaert, J.P., Murray, A.S., Thomsen, K.J. und M. Jain (2009): Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar.- *Radiation Measurements* 44, 560-565. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.200902.007>
- BS EN 1997-2:2007 (2007). *Eurocode 7 – Geotechnical design – Part 2: Ground investigation and testing*. British-Standards.
- Cordier, S., Frechen, M., und D. Harmand (2009). The Pleistocene Fluvial Deposits of the Moselle and Middle Rhine Valleys: New Correlations and Compared Evolutions. *Quaternaire* 20 (1), 35-47. DOI: 10.4000/quaternaire.5019.
- Cordier, S., Harmand, D., Frechen, M., und M. Beiner (2006a). Fluvial system response to Middle and Upper Pleistocene climate change in the Meurthe and Moselle valleys (Eastern Paris Basin and Rhenish Massif). *Quaternary Science Reviews* 25 (13), 1460-1474. DOI: 10.1016/j.quascirev.2005.11.007.
- Cordier, S., Harmand, D., Frechen, M., und M. Beiner (2006b). New evidences on the Moselle terrace stratigraphy between the Meurthe confluence (Paris Basin) and Koblenz (Rhenish Massif). *Zeitschrift für Geomorphologie* 50 (3), 281-304. DOI: 10.1127/zfg/50/2006/281.
- Durcan, J.A., King, G.E. und G.A.T. Duller (2015). DRAC: Dose rate and age calculator for trapped charge dating. *Quaternary Geochronology*, 28, 54-61. DOI: 10.1016/j.quageo.2015.03.012
- Frechen, M., Schweitzer, U. und A. Zander (1996): Improvements in sample preparation for the fine grain technique. *Ancient TL*, 14: 15-17.
- Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H. und J.M. Olley (1999). Optical dating of single grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia. Part I: experimental design and statistical models. *Archaeometry* 41, 339-364. DOI: 10.1111/j.1475-4754.1999.tb00987.x
- Hartge, K. H. and R. Horn (2009). *Die physikalische Untersuchung von Böden: Praxis Messmethoden Auswertung*. 4. Schweizerbart, Stuttgart.
- Kemp, R. A. (1999): Micromorphology of loess-paleosol sequences: a record of paleoenvironmental change. *Catena* 35 (2), 179-196. DOI: 10.1016/S0341-8162(98)00099-X1.
- Köhn, M. (1929). Korngrößenanalyse vermittelt Pipettanalyse. *TonindustrieZeitung* 53, pp. 729–731.

- Müller, M.J., Schröder, D. und S. Stephan (1985). Frostdynamik und Bodenbildungen in weichselzeitlichen und älteren Deckschichten über ältestpleistozänen Terrassenschottern der Mosel. *Geologisches Jahrbuch Hessen*, 113, 163-186, Wiesbaden
- Müller, M. J. (1976). Untersuchungen zur pleistozänen Entwicklungsgeschichte des Trierer Moseltals und der "Wittlicher Senke". Trier: Zentralausschuss für Deutsche Landeskunde, 185 S.
- Müller, M. J. und J. F. W. Negendank (1974). Untersuchung von Schwermineralien in Moselsedimenten. *Geologische Rundschau* 63 (3), 998-1035. DOI: 10.1007/BF01821321.
- Munsell (2000). *Munsell Soil Color Charts*. Gretag MacBeth.
- Murray, A.S. und A.G. Wintle (2000): Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32, 57-73. DOI: [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(99\)00253-X](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(99)00253-X)
- Negendank, J.F.W. (1983): Trier und Umgebung. 2nd ed. Sammlung geologischer Führer Band 60. Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- Ponomarenko, E. und D. W. Anderson (2013): Signature of Forest Fires in Prairie Soils. In: *Proceedings of the Fourth International Meeting of Anthracology*, Brüssel, 8.-13. September 2008, Royal Belgian Institute of Natural Sciences.
- Richards, L. A. und M. Fireman (1943). Pressure-Plate Apparatus for Measuring Moisture Sorption and Transmission by Soils. *Soil Science* 56 (6), 395–404.
- Rixhon, G., S. Cordier, S. M. May, D. Kelterbaum, N. Szemkus, R. Keulertz, T. Dunai, S. Binnie, U. Hambach, S. Scheidt und H. Brueckner (2016). Potentials and pitfalls of depth profile (^{10}Be), burial isochron ($^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$) and palaeomagnetic techniques for dating Early Pleistocene terrace deposits of the Moselle valley (Germany). *EGU General Assembly Conference Abstracts*. Vol. 18, 14508.
- Schröder, D. (1983). "Böden." In: *Mitteilungen der Deutschen Bodenkundlichen Gesellschaft Exkursionsführer zur Jahrestagung 1983 in Trier*. Editiert von Richter, G. und D. Schröder. 37, 159–284.
- Stets, H. (2004): *Geologische Karte der Wittlicher Rotliegend-Senke.- Karte 1:50 000 und Erläuterungen*, Mainz.
- Thiel, C., Buylaert, J.-P., Murray, A., Terhorst, B., Hofer, I., Tsukamoto, S. und M. Frechen (2011): Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) – Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol. *Quaternary International* 234, 23-31. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.05.018>
- Wagner, W. H., F. Kremb-Wagner, M. Koziol und J. F. W. Negendank (2012). Trier und Umgebung: Geologie der Süd- und Westeifel, des Südwest-Hunsrück, der unteren Saar sowie der Maarvulkanismus und die junge Umwelt- und Klimageschichte. 3. Aufl. Borntraeger.
- Weidenfeller, M., H. Löhr und L. Zöller (1994). Das Lößprofil Issel und seine Bedeutung für die Stratigraphie des jüngeren Quartärs an der Mittelmosel. In: *Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen* 23, 139-152.

F-02 Dezentraler Hochwasserschutz – Umsetzungsmaßnahmen im urbanen Raum am Beispiel der städtebaulichen Planung Trier-Petrisberg

Elisabeth Tressel¹, Malte Ortner²

¹ Fach Physische Geographie, Fachbereich VI Raum- und Umweltwissenschaften, Universität Trier, Behringstraße 21, 54296 Trier

² Fach Bodenkunde, Fachbereich VI Raum- und Umweltwissenschaften, Universität Trier, Behringstraße 21, 54296 Trier

1. Einleitung

Für das gehäufte Auftreten von lokalen Hochwasserereignissen in Folge von Starkregenereignissen wird - neben einer nicht angepassten land- und forstwirtschaftlichen Nutzung - als weitere Ursache auch die zunehmende Flächenversiegelung bei fortschreitender Urbanisierung genannt.

Starkregenvorsorge als eine wichtige Maßnahme für den Hochwasserschutz in urbanen Räumen stellt die Kommunen im Rahmen der Erschließung neuer Siedlungsflächen vor z. T. große Herausforderungen im Umgang mit dem Niederschlagswasser im urbanen Raum. Im Rahmen von Erschließungsverfahren für Bauland werden daher – u. a. unter Beachtung des Landeswasserhaushaltsgesetzes Rheinland-Pfalz - Gefährdungsabschätzungen vorgenommen und für das Erschließungsgebiet angepasste Konzepte zur Bewirtschaftung des Niederschlagswassers entwickelt. Die Niederschlagswasserbewirtschaftung setzt sich zum Ziel, das in Siedlungen anfallende Oberflächenwasser nicht wie bisher auf kürzestem Weg (öffentliche Kanalisation) abzuleiten, sondern in Anlehnung an den natürlichen Wasserkreislauf das Wasser möglichst naturnah auf der Fläche zurückzuhalten.

2. Exkursionsgebiet

Die Exkursion beginnt am Standort Campus II der Universität Trier und führt über den Petrisberg, einen im Rahmen der Landesgartenschau 2004 erschlossenen Höhenstadtteil der Stadt Trier, welcher ein attraktives Wohnangebot mit der Entwicklung eines Wissenschafts- und Dienstleistungsstandorts (Wissenschaftspark), in unmittelbarer Nähe zur Universität Trier (Campus II) verbindet.

Die Exkursionsroute (Fig. 1) bietet Einblicke in den Naturraum der Großregion Trier-Luxemburg sowie Informationen über die Umsetzungs- und landschaftsgestaltenden Möglichkeiten naturnaher Niederschlagswasserbewirtschaftung im Rahmen der städtischen Entwicklungsmaßnahme auf dem Petrisberg.

Themenschwerpunkte dieser Halbtagesexkursion sind zum einen die beispielhafte Umsetzung eines nachhaltigen, naturnahen Entwässerungskonzeptes im urbanen Raum und zum anderen die Beschreibung und Erklärung der Landschaftsgeschichte mit besonderem Fokus auf die Bodenentwicklung und Bodentypen am Beispiel zweier begehrter Bodenprofile. Ausgangspunkt der Exkursion ist die „Begehbare geologische Karte Rheinland-Pfalz“, anhand derer die steinerne Vielfalt von Rheinland-Pfalz präsentiert wird.



Fig. 1: Das Exkursionsgebiet Trier-Petrisberg und seine Lage in der Stadt Trier. Nummer 1-10 Stationen des Lehrpfades Petrisberg.

2.1 Naturraum und geographische Lage

Regionalgeographisch gesehen ist der Trierer Petrisberg Teil der naturräumlichen Haupteinheit „Mittleres Moseltal“ (250) und dem „Tarforster Plateau“ (250.02) zuzuordnen (Richter 1984). Mit Höhen von 240 – 270 m ü. NN liegt der Petrisberg auf der Mosel-Hauptterrasse etwa 120 m über der Trierer Altstadt (s. auch Abschnitt 2.4.3). Nach Nordwesten zur Altstadt, nach Norden zum Aveler Tal und nach Süden zum Olewiger Tal hin fallen die Hänge des Petrisberges mit Neigungen bis 40 % steil ab. Zum Brettenbach hin weisen die Hänge eine Neigung von ca. 12 % auf. In Richtung Tarforster Flur neigt sich die Fläche der Hauptterrasse dagegen nur sehr gering.

2.2 Geologie und Morphologie

Die variskisch gefalteten und verschuppten Hunsrückschiefer (unterdevonischer Tonschiefer) bilden den Untergrund des Untersuchungsgebietes, wobei die SW-NO gerichteten Ausläufer des in Mulden und Sättel zergliederten Hunsrücks gestreift werden. Vom Aussichtspunkt Petrisberg (Sickingenstrasse) geht der Blick hinunter in die Trierer Talweite,

die geologisch gesehen die Fortsetzung der Wittlicher Senke bildet und von Mosel-sedimenten überdeckt ist (s. Fig. 2).

Im Bereich der Trierer Talweite zeigt sich die „landschaftsformende“ Kraft des Wassers. Seit dem Pliozän hat sich u. a. die Mosel in das sich hebende Rheinische Schiefergebirge eingeschnitten. Gleichzeitig wechselte durch die klimatisch bedingten Änderungen von Wasserstand und Fließgeschwindigkeit im Laufe der Jahrtausende die Erosionskraft der Mosel und ihrer zufließenden Bäche mehrfach. So haben z. B. morphodynamische Prozesse während des Quartärs ihre Spuren in Form unterschiedlicher Terrassen(-niveaus) hinterlassen. Reste dieser zerschnittenen älteren Talböden bilden heute u. a. die Terrassenlandschaft entlang von Mosel und Saar, die östlich in die Höhenzüge des Hunsrücks übergehen (Negendank, 1983).

Das Tarforster Plateau ist lediglich ein Rest dieser ehemals weiträumig zusammenhängenden Terrassenflächen (Hauptterrasse; Höhe 240–270 m ü. NN), auf der die heutigen Höhenstadtteile der Stadt Trier liegen. Die Aufzehrung dieser weitflächigen Hauptterrasse in die genannten Teilflächen erfolgte

i. W. durch die zur Mosel hin entwässernden Hunsrückbäche (z.B. Olewiger Bach) und deren Seitenbäche (z.B. Retzgrubenbach und Brettenbach) (Fig. 3).

Insbesondere die zuvor genannten Seitenbäche des Olewiger Baches zeichnen sich durch tief eingeschnittene Kerbtäler mit starkem Gefälle aus, welche bei Starkniederschlagsereignissen Oberflächenabfluss aus den Plateaugebieten (= Oberlieger) unverzögert in den Olewiger Bach entwässern. Dies führt zu einer Verschärfung der Abflussspitzen, welche mit ausschlaggebend für die

Hochwassergefahr des Stadtteils Olewig (= Unterlieger) sind.

Im Zuge der städtebaulichen Erschließung Trier-Tarforsts (z.B. Universitätsgebäude) wurden Einblicke in den geologischen Aufbau des Tarforster Plateaus möglich: Die dem devonischen Hunsrückschiefer auflagernden Moselsedimente bestehen aus ca. neun Meter geschichteten Schottern, Sanden und Kiesen. Diese werden von Lösslehm unterschiedlicher Mächtigkeit überdeckt, aus welchem sich wiederum unterschiedlich mächtige Solifluktiionsdecken bilden konnten (Müller et al. 1983).

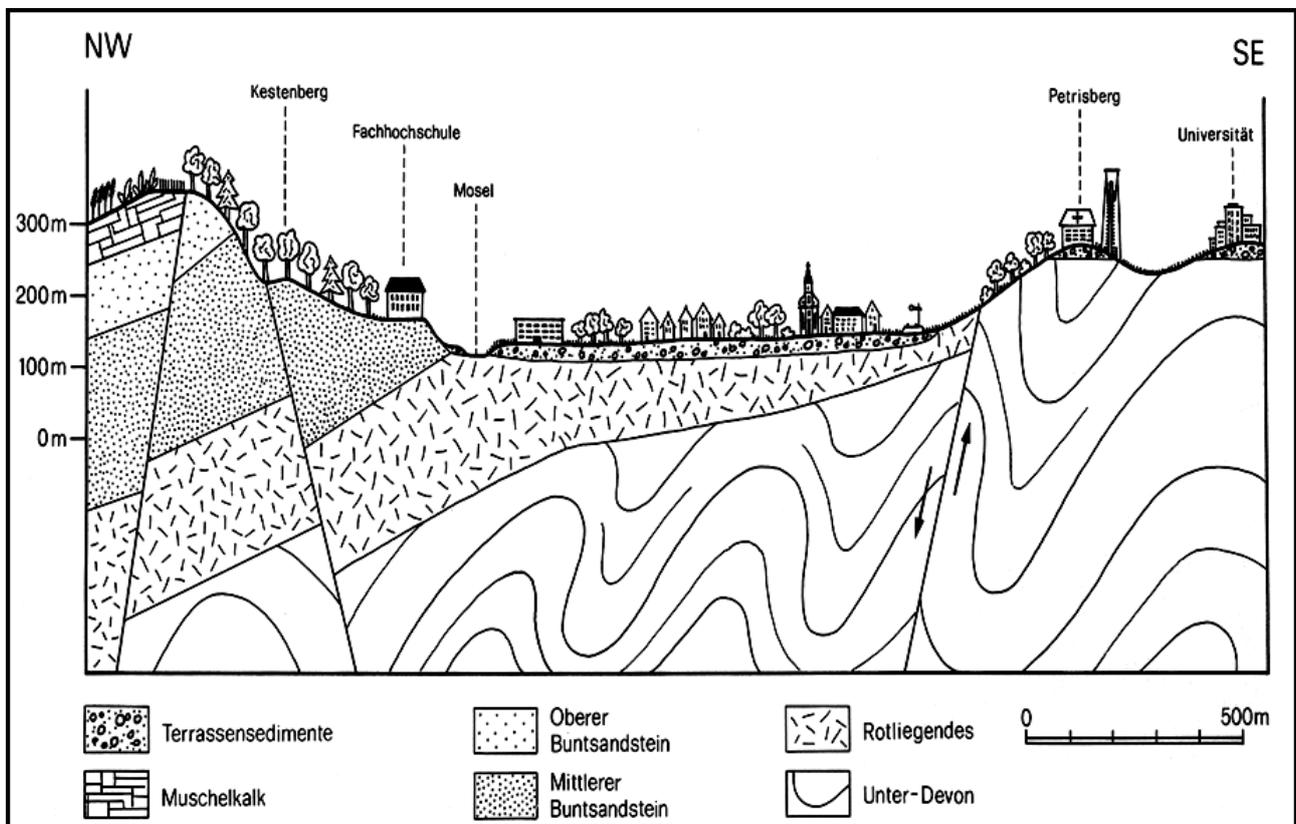


Fig. 2: Geologischer Schnitt vom Universitätsstandort Tarforster Plateau zur Fachhochschule (Grenze zwischen dem Tonschiefer des Unterdevons (SE) und dem Sandstein des Mittleren und Oberem Buntsandstein (NW) (Quelle: Weichert et al. 1984)

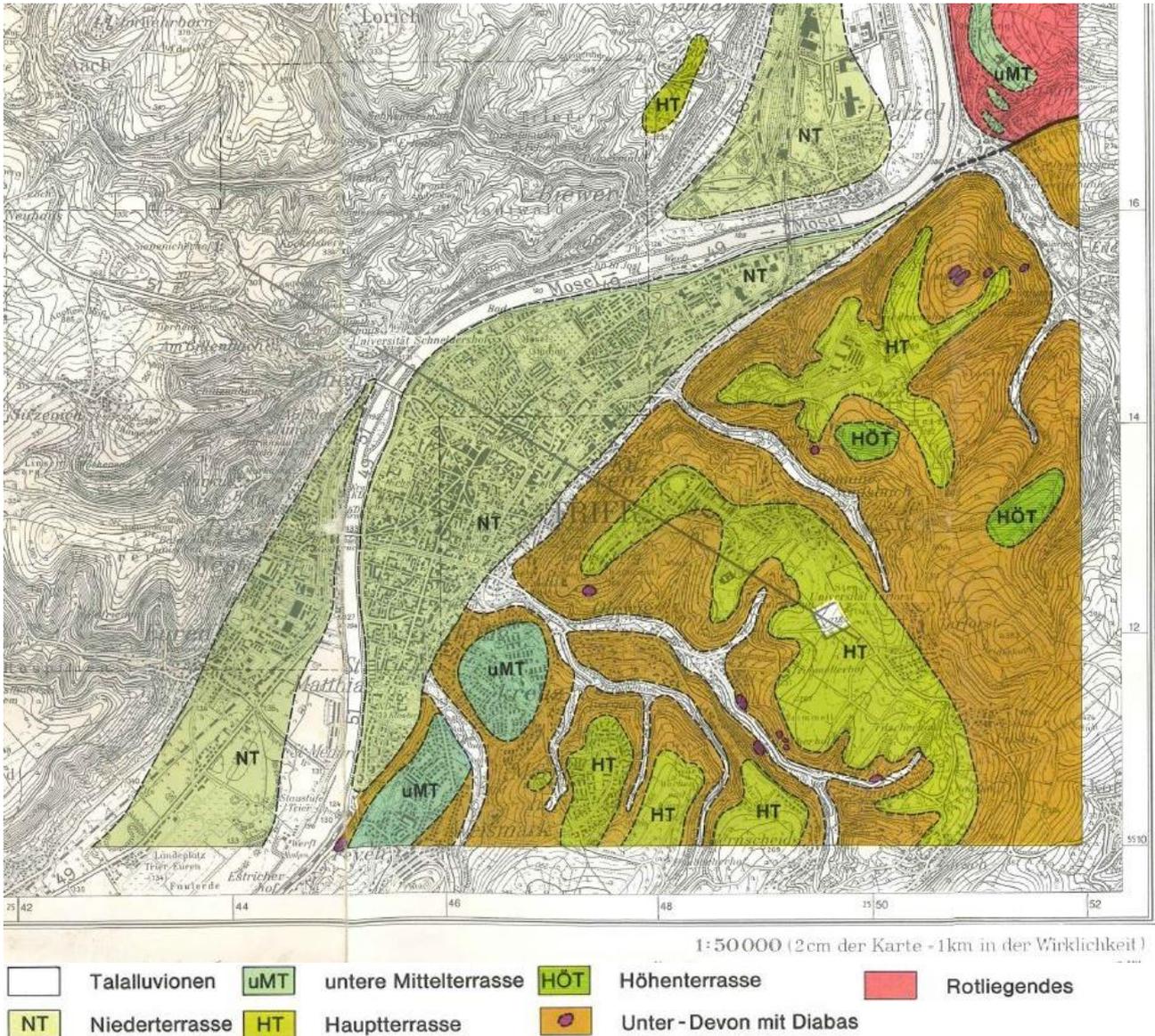


Fig. 3: Moselterrassen in Trier (Quelle: Negendank 1983, verändert)

2.3 Klima

Die sowohl ozeanischen als auch kontinentalen Einflüsse führen zu einem feucht temperierten Klima mit gemäßigten Sommern und milden Wintern. Die klimatischen Bedingungen der Stadt Trier werden von der DWD Wetterstation Trier-Petrisberg (265 m ü. NN) wiedergegeben (Fig. 4). Die mittlere Jahresniederschlagssumme für den Zeitraum 1981-2010 beträgt 779 mm bei einer mittleren Jahresdurchschnittstemperatur von 9,8 °C.

Charakteristisch für die Stadt Trier sind sommerliche Konvektionsniederschläge, welche das Niederschlagsmaximum während der Sommermonate von Juni-August bedingen (Fig. 4). Während der Wintermonate hingegen sind advektive (zyklonale) Niederschläge vorherrschend.

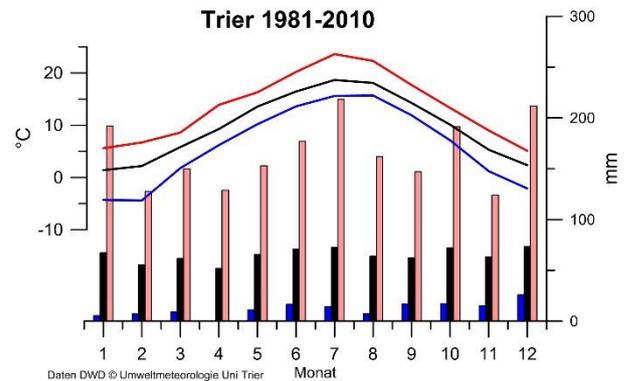


Fig. 4: Klimadiagramm 1981-2010 für die Station Trier-Petrisberg. Für die Lufttemperatur (Linien, Monatsmittel (schwarz), Monatsminimum/-maximum (blau/rot)), und Monatssummen des Niederschlags (Balken, Monatsmittel (schwarz), Monatsminimum/-maximum (blau/rosa)), (Daten: DWD-CDC). Quelle: Heinemann (2018)

Zunehmende lokal auftretende Starkniederschlagsereignisse, insbesondere nach heißen und trockenen Sommertagen, führen im urbanen Raum (Stichwort Bodenversiegelung) häufig zu lokal begrenzten Überflutungen mit z.T. erheblichem Gefährdungs- / Schadpotenzial.

2.4. Vegetation und Landnutzung

Die vom Petrisberg-Plateau steil abfallenden NW-Hänge sind größtenteils bewaldet, in flacheren Bereichen finden sich z. T. landwirtschaftlich genutzte Flächen und Kleingärten (NO). Weinbau, als bedeutende und landschaftsprägende Nutzungsform wird auf den südwestlich bis südöstlich exponierten Hänge betrieben. Der Quellbereich des Brettenbachs und die angrenzenden Streuobstwiesen sind als schützenswertes Gebiet ausgewiesen.

Das heutige Siedlungsgebiet mit dem Namen „der Neue Petrisberg“ verfügt über großzügig angelegte parkähnliche Grünflächen die einerseits Freizeitmöglichkeiten bieten, sowie dem Schutz und der Entwicklung ökologischer Grünraumfunktionen im unmittelbaren Umfeld der bebauten Flächen dienen.

2.5 Hydrographie (Hydrologie)

Im Bereich des Petrisbergs treten Hangschichtquellen häufig an Geländekanten auf, welche oftmals mit einem Substratwechsel verbunden sind. Das Wasser durchströmt die wasserdurchlässigen Sande und Kiese der Moselterrasse und tritt an den wasserstauenden Verwitterungsprodukten des Hunsrück-schiefers aus. Die Vernässungsbereiche bilden u.a. die Quellmulden des Brettenbachs (nach § 24 LPfIG geschütztes Biotop), des Retzgrubenbachs, des Geisbachs sowie mehrerer namenloser Quellaustritte im Wald zwischen 180 und 230 m ü. NN an der NNO-Flanke des Plateaus (Richtung Trierer-Innenstadt). Hinzu kommen weitere Quellhorizonte, die talabwärts entlang der Bachläufe auftreten.

Schon im 2. Jahrhundert wurden die Wasser-austritte der Brettenbachquelle in mehreren Drainagen aus Schieferplatten gefasst, um es komfortabel nutzen und ableiten zu können.

Über die Lage der unterirdischen (struktur-geologisch bedingten) Wasserscheide liegt keine nähere Information vor.

Die Quellschüttungen der dem Olewiger Bach zufließenden Bäche (u.a. Brettenbach, Retzgrubenbach und Geisbach) sind aufgrund des geringen Grundwasserspeichervolumens von den Niederschlägen beeinflusst und zeigen daher einen deutlichen Wechsel im Abflussverhalten. Während sie auf Starkniederschlagsereignisse rasch und heftig mit kurzen Spitzenabflüssen reagieren, können sie in trockenen Sommermonaten versiegen.

2.6 Böden

Die Vielfältigkeit der Bodenformen des Trierer Raumes wird u. a. in der Bodenübersichtskarte von Rheinland-Pfalz (Dehner 2020) deutlich. Dabei zeigt die Entwicklung der Böden in der Region Trier eine hohe Abhängigkeit vom Relief und vom geologischen Untergrund (v. a. devonischer Tonschiefer und mesozoische Gesteine wie Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper). Auf den devonischen Schiefen des Hunsrücks ist die mittelgründige saure Braunerde aus Schiefer-schuttdecken der Leitbodentyp. Diese pleistozänen Schuttdecken, die in der Basislage nur Schieferschutt oder Reste des Graulehms führen, in der Mittel- und Hauptlage aber Löss-lehm enthalten, überziehen den anstehenden Schiefer, die Grauwacken und den Quarzit nahezu flächendeckend. Da diese Decken das Produkt der pleistozänen Solifluktion sind, sind sie eingeregelt und dicht. An den Unterhängen überlagern Schieferschutt-Hanglehm-Decken häufig den Tonschiefer des tieferen Untergrunds. Die Kiese und Sande der Hauptterrasse sind in der Regel mit Lösslehm bedeckt und teilweise vermischt. Die dort ausgebildeten Parabraunerden haben sich bei Staunässeinfluss zumeist zu Pseudogleyen entwickelt.

Aufgrund der kleinräumigen Varianzen im Untergrund sind die Bodentypen im Testgebiet unterschiedlich ausgeprägt und treten eng miteinander verzahnt, häufig auch als Übergangsformen auf. Auf dem Naturerlebnispfad im nordwestlich gelegenen Wäldchen

des Petrisbergs befinden sich zwei zugängliche Bodenprofile (Fig. 5: Braunerde-Regosol und Fig. 6: Parabraunerde-Pseudogley). Des Weiteren wurden in den Quellmulden Gleye und im Bereich der Weinbergslagen Rigosole kartiert.

Aufgrund der plattigen Einregelung von Schieferbruchstücken und der hohen Bodendichte durch solifluidale Umlagerungsprozesse ist die Durchwurzelbarkeit der Böden im Untersuchungsgebiet zumeist deutlich verringert. Diese Eigenschaft schlägt sich auch in den bodenkundlichen Kennwerten der Wasserdurchlässigkeit (kf-Wert) nieder, mittels derer, gebietsspezifische Aussagen über die Durchlässigkeit und die Permeabilität der Böden getroffen werden können. Die Eignung von Flächen zur Versickerung von Niederschlagswasser wurde daher anhand des kf-Wertes abgeleitet.

Im Rahmen von Baugrunduntersuchungen in Neubaugebieten wurde u. a. die räumliche Verteilung der Wasserdurchlässigkeit der Böden erfasst. Dabei wurde häufig festgestellt, dass die Werte innerhalb eines Baugebietes bzw. auf einem Baugrundstück teilweise stark schwanken. Entsprechend wurden diese bodenphysikalischen Kennwerte als wichtige Eingangsparameter für die Konzeption eines naturnahen urbanen Entwässerungskonzeptes bewertet.

3. Begehbare Bodenprofile entlang des Naturerlebnispfades Trier-Petrisberg

Zahlreiche Bodenaufschlüsse in den umliegenden Baugebieten der Universität ermöglichen die Landschaftsgeschichte an Hand der Terrassenablagerungen, Löss, Lösslehme, Solifluktsdecken und den sich darauf entwickelnden Böden nachzuzeichnen.

Zwei offen gehaltene und gut begehbare Bodenprofile sind Zeugnisse der Entwicklungsgeschichte, die weit in die geologische Zeit zurückreichen. Beide Bodenprofile, Braunerde-Regosol und Parabraunerde-Pseudogley sind Bestandteil des Naturerlebnispfades Trier Petrisberg.

3.1 Bodenprofil P1 Braunerde-Regosol

Der Standort des Bodenprofils P1 ist auf dem Petrisberg in einem Forst gelegen. Das Ausgangsmaterial zur Bodenbildung an diesem Standort ist zum einen geprägt durch Tonschiefer aus dem Unterems (393-407 Mio. Jahre), einer stratigraphischen Stufe des Unterdevon. Zum anderen finden sich aus dem Pleistozän (12.000 – 2.6 Mio. Jahre) stammende Kiese der Hauptterrasse sowie Lösslehm als weitere Ausgangsmaterialien für die Bodenbildung.

Das Bodenprofil des Braunerde-Regosol (BB-RQ) zeigt die Horizontabfolge: Ah – rAp – II Bv-ilCv – II ilCv aus flachem Kies führenden Lehm (aus Terrassenkies und Lösslehm) über Kieslehm (aus Lösslehm und Terrassenkiesen) über Schlufftongrus (aus Tonschiefer). Neben intensiver Verwitterung des Tonschiefers (z.B. im ilCv-Horizont) sind solifluidale Prozesse für die Einarbeitung und Durchmischung von Schiefergrus, Terrassenkiesen und Lösslehm in den Horizonten verantwortlich.

Entsprechend der stratigraphischen Abfolge bildet der Tonschiefer den Untergrund des Tarforster Plateaus und somit auch des Petrisberges. Zu erkennen ist dieser im II ilCv-Horizont. Aufgrund von intensiver Verwitterung ist der Tonschiefer hier in grau-rötlichem Ton eingebettet. Dieser stammt unter anderem auch aus der Verwitterung von tertiären Böden aus Graulehm (Fersialit) (Schröder, 1983).

Die solifluidale Einmischung von Kieselsteinen belegt die Bildung der Hauptterrasse durch die Mosel auf dem Tarforster Plateau. Der Lösslehm resultiert aus der Verwitterung von Löss, welcher während des Pleistozän aus vegetationsarmen Schotterflächen der Mosel ausgeweht wurde (Schneider et al. 2005).



Fig 5: Braunerde-Regosol (Ah - rAp – II Bv- iiCv – III iiCv) aus flachem Kies führendem Lehm (aus Terrassenkies und Lösslehm) über Kieslehm (aus Lösslehm und Terrassenkiesen) über Schlufftongrus (aus Tonschiefer)

Tab. 1: Standortbeschreibung – P1 – Forst

Substrat:	flacher Kies führender Lehm (aus Terrassenkies und Lösslehm) über lösshaltigen Kieslehm (aus Terrassenkiesen) über Gruslehm (aus Tonschiefer) über tiefem Tonschiefer (Unterdevon)
Relief:	Oberhang, NW-Exposition
Landnutzung:	Forst
Vegetation:	Laubwald
Position:	49°45'14" N, 6°39'47" O, 262 m

Tab. 2: Profilbeschreibung und Bodenklassifikation – P1 – Forst

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [M.-%]	Gefügestufe	Humus	Durchwurzelung	Farbe (feucht)	Ausgangsgestein	Stratigraphie
0-7	Ah	Ls2	18.7	kru	h3	W5	5YR 3/3	Gt, Lol	qh
7-23	rAp	Ls2	20.6	sub	h3	W5	7.5YR 4/3	Gt, Lol	qh
23-47	II Bv-iiCv	Ls4	43.0	sub	h1	W3-4	5YR 5/6	Lol, Gt	qp
47-100+	III iiCv	Lt3	64.7	pol	h1	W2	5YR 4/4	*Tsf-du	qp

Humusform: L-Mull (MUT)

Deutsche Klassifikation: Basenreicher Braunerde-Regosol aus flachem stark Reinkies führendem Fließnormallehm (aus Terrassenkies, Lösslehm) über Fließreinkiesnormallehm (aus Lösslehm, Terrassenkies) über Fließschlufftonreingrus (aus Tonschiefer des Unterdevons)
euBB-RQ: pfl-(kk4)II(Gt,Lol)pfl-kkII(Lol,Gt)/pfl-utzz(*Tsf)

WRB: Eutric Endoskeletal Cambisol (Epigeoabruptic, Katoclayic, Humic, Epiloamic, Epiraptic)

Tab. 3: Bodenphysikalische Eigenschaften I – Partikelgrößenverteilung – P1 – Forst

Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									Bodenart	
	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	U	S	KA5	WRB
0-7	11.9	15.3	9.2	17.7	14.8	11.1	19.9	43.6	36.5	Ls2	L
7-23	9.9	14.3	8.5	18.2	16.3	10.7	22.1	45.1	32.8	Ls2	L
23-47	13.0	30.9	8.5	10.2	9.6	7.2	20.6	27.0	52.4	Ls4	SCL
47-100+	10.5	9.9	4.1	4.5	11.9	16.4	42.8	32.7	24.5	Lt3	C

Tab. 4: Bodenphysikalische Eigenschaften II – P1 – Forst

Tiefe [cm]	pt [g cm ⁻³]	PV [Vol.-%]	LK [Vol.-%]	FK [Vol.-%]	nFK [Vol.-%]	TW [Vol.-%]	Kf [cm/d]	EW [kPa]
0-7	1.21	53.5	21.5	32.0	15.9	16.1	851	1615
7-23	1.46	44.4	12.7	31.7	12.7	18.9	105	2501
23-47	1.52	42.8	20.1	22.7	5.8	16.9	319	3019
47-100+	1.55	41.5	10.4	31.1	6.1	24.9	131	3475

Tab. 5: Bodenchemische Eigenschaften I – P1 – Forst

Tiefe [cm]	pH [H ₂ O]	pH [CaCl ₂]	EL [mS cm ⁻¹]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{org} Vorrat [t ha ⁻¹]	C _{anorg} [mg g ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	C/N	P _t [µg g ⁻¹]	P (CAL) [µg g ⁻¹]	K (CAL) [µg g ⁻¹]
0-7	5.62	4.74	65	28.5	19.6	0.0	2.3	12.6	485.0	11.2	162.8
7-23	5.15	4.33	46	21.7	40.4	0.0	1.8	11.8	436.0	2.0	49.0
23-47	5.72	4.53	27	6.0	12.4	0.0	0.8	7.1	366.4	0.0	12.8
47-100+	5.62	4.74	32	3.6	10.5	0.0	1.2	3.1	435.2	0.0	48.8

Tab. 6: Bodenchemische Eigenschaften II – P1 – Forst

Tiefe [cm]	KAK _{eff} [mmolc kg ⁻¹]	BS [%]	Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Mn	H
			[mmolc kg ⁻¹]							
0-7	76.7	68.6	0.9	3.9	36.7	11.1	0.0	23.6	0.5	0.0
7-23	59.7	46.1	0.8	1.2	18.7	6.9	0.0	31.8	0.4	0.0
23-47	52.0	52.1	0.8	0.3	18.9	7.1	0.0	24.7	0.2	0.0
47-100+	87.8	72.3	1.1	1.8	40.2	20.3	0.0	24.2	0.1	0.0

Tab. 7: Bodenchemische Eigenschaften III – P1 – Forst

Tiefe [cm]	Fe _{tot} [g kg ⁻¹]	Fe _o [g kg ⁻¹]	Fe _d [g kg ⁻¹]	Al _o [g kg ⁻¹]	Mn _o [g kg ⁻¹]	Fe _o /Fe _{tot}	Fe _o /Fe _d
0-7	20.90	2.02	13.50	1.34	0.71	0.10	0.15
7-23	18.84	2.14	13.52	1.40	0.69	0.11	0.16
23-47	19.47	1.19	14.03	0.87	0.49	0.06	0.08
47-100+	32.02	1.31	25.75	0.89	0.39	0.04	0.05

3.2 Bodenprofil P2 Parabraunerde-Pseudogley

Weniger als 100 m entfernt vom Bodenprofil P1 befindet sich das Bodenprofil P2. Angesprochen wurde dieses als ein Parabraunerde-Pseudogley aus Grus führendem Normallehm (aus Tonschiefer und Lösslehm) über grusführendem Schluffton (aus Lösslehm) mit der Horizontabfolge: Ah- rAp- (Al)- Sw – II fBt-Sd (Fig. 6).

Als Ausgangsmaterial für die Bodenbildung dient hier überwiegend Lösslehm, in dem z.T. grusige Verwitterungsreste des Tonschiefers solifluidal eingearbeitet sind. Ausgeweht aus vegetationsarmen Schotterflächen der Mosel

entstanden während der pleistozänen Kaltzeiten (v. a. Würm und Riß) Lössablagerungen u.a. auf dem Tarforster Plateau.

Durch die Überlagerung von Lössmaterial aus mehreren Eiszeiten wurde durch Lessivierung von Ton aus dem Oberboden in den Unterboden eine fossile Parabraunerde ausgebildet. Vermutlich wurden die lessivierten Horizonte abgetragen, wodurch gekappte Profile entstanden. Der noch heute vorliegende Bt-Horizont wurde erneut von einer Lössdecke überlagert, welche durch solifluidale Prozesse teils mit Grus aus Tonschiefer aus den oberen Hanglagen durchsetzt wurde. Aufgrund der hohen Dichte entwickelte sich der Bt-Horizont zu einem Bt-Sd Horizont (Schröder, 1983).

Im vorliegenden pH Bereich des (Al)-Sw Horizontes kann es aktuell nicht zu einer Lessivierung kommen. Dies wird auf das jüngere Alter des Lösslehmmaterials oberhalb des Bt-Sd Horizontes zurückgeführt. Mit fortschreitender Versauerung des (Al)-Sw wird eine erneute Lessivierung erwartet.

Infolge der höheren Wasserleitfähigkeit des (Al)-Sw-Horizontes finden sich dort reduktive als auch oxidative hydromorphe Merkmale wie Mangan-Konkretionen, Rostflecken und Bleichungen, während der Bt-Sd Horizont durch Marmorierung und vor allem durch reduktive Bleichflecken entlang präferentieller Fließwege gekennzeichnet ist.

Tab. 8: Standortbeschreibung – P2 – Grünland

Substrat:	Grus führender Normallehm (aus Tonschiefer und Lösslehm) über Grus führendem Schluffton (aus Lösslehm)
Relief:	Oberhang, NW-Exposition
Landnutzung:	Grünland
Vegetation:	Wiese allgemein
Position:	49°45'11" N, 6°39'46" O, 266 m



Fig. 6: Parabraunerde-Pseudogley (Ah – rAp – Al-Sw – II rBt-Sd) aus Grus führendem Normallehm (aus Tonschiefer und Lösslehm) über grusführendem Schluffton (Lösslehm)

Tab. 9: Profilbeschreibung und Bodenklassifikation – P2 – Grünland

Tiefe [cm]	Horizont	Bodenart	Steine [M.-%]	Gefügestruktur	Humus	Durchwurzelung	Farbe (feucht)	Ausgangsgestein	Stratigraphie
0-5	Ah	Lu	9.6	kru	h4	W5	5YR 4/3	*Tsf, Lol	qh
5-23	rAp	Ls2	20.3	kru	h3	W4-5	5YR 3/3	*Tsf, Lol	qh
23-52	(Al)-Sw	Ls2	25.0	sub	h1	W2	5YR 7/4	*Tsf, Lol	qp
52-120	II fBt-Sd 1	Tu3	3.2	pol	h1	W0-1	5YR 7/6 GLEY1 7/10Y	Lol	qp
120-150+	II fBt-Sd 2	-	-	pol	h1	W0-1		Lol	qp
Humusform:		L-Mull (MUT)							
Deutsche Klassifikation:		Basenreicher Parabraunerde-Pseudogley aus Reingrus führendem Fließnormallehm (aus Tonschiefer, Lösslehm) über Reingrus führendem Fließschluffton (aus Lösslehm) euLL-SS: pfl-(zz4)II(*Tsf,Lol)/pfl-(zz2)ut(Lol)							
WRB:		Hypereutric AmphialbicStagnosol (Endochromic, Humic, Pantoloamic, Endothaptoluvic)							

Tab. 10: Bodenphysikalische Eigenschaften I – Partikelgrößenverteilung – P2 – Grünland

Tiefe [cm]	Partikelgrößenverteilung [Masse-%]									Bodenart	
	gS	mS	fS	gU	mU	fU	T	U	S	KA5	WRB
0-5	6.0	10.3	8.2	21.8	18.1	13.1	22.5	53.0	24.6	Lu	SiL
5-23	8.7	11.1	7.6	19.9	16.8	13.0	22.9	49.7	27.4	Lu2	L
23-52	11.1	13.3	8.6	19.2	15.3	9.7	22.7	44.2	33.1	Lu2	L
52-120	5.5	4.5	5.1	27.5	19.4	6.6	31.4	53.5	15.1	Tu3	SiCL
120-150+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 11: Bodenphysikalische Eigenschaften II – P2 – Grünland

Tiefe [cm]	pt [g cm ⁻³]	PV [Vol.-%]	LK [Vol.-%]	FK [Vol.-%]	nFK [Vol.-%]	TW [Vol.-%]	Kf [cm/d]	EW [kPa]
0-5	-	-	-	-	-	-	-	-
5-23	1.41	45.6	11.1	34.5	14.5	20.1	429	2388
23-52	1.71	35.5	8.9	26.6	6.3	20.3	452	4129
52-120+	1.70	35.9	5.4	30.4	5.1	25.4	12	4135
120-150+	-	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 12: Bodenchemische Eigenschaften I – P2 – Grünland

Tiefe [cm]	pH [H ₂ O]	pH [CaCl ₂]	EL [mS cm ⁻¹]	C _{org} [mg g ⁻¹]	C _{org} Vorrat [t ha ⁻¹]	C _{anorg} [mg g ⁻¹]	N _t [mg g ⁻¹]	C/N	P _t [μg g ⁻¹]	P (CAL) [μg g ⁻¹]	K (CAL) [μg g ⁻¹]
0-5	6.66	6.09	114	26.1	-	0.0	2.3	11.1	385.5	0.0	170.8
5-23	6.99	6.50	93	19.7	39.9	0.0	1.9	10.4	353.1	0.0	91.0
23-52	7.59	6.87	59	2.7	5.3	1.4	0.8	3.3	232.1	0.0	36.7
52-120	5.61	4.95	95	1.1	8.3	0.0	0.4	2.5	241.0	0.0	44.6
120-150+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 13: Bodenchemische Eigenschaften II – P2 – Grünland

Tiefe [cm]	KAK _{pot} [mmol _c kg ⁻¹]	KAK _{eff} [mmol _c kg ⁻¹]	BS [%]	Na	K	Ca	Mg	Fe	Al	Mn	H
				[mmol _c kg ⁻¹]							
0-5	171.1	138.8	84.9	0.4	5.0	85.7	26.8	0.0	20.8	0.1	0.0
5-23	153.9	125.9	83.0	0.4	2.6	78.6	22.9	0.0	21.4	0.1	0.0
23-52	71.0	-	99.6	0.6	0.9	55.4	14.0	0.3	0.0	0.0	0.0
52-120	-	113.6	77.0	0.3	1.8	52.5	33.0	0.1	25.8	0.1	0.0
120-150+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tab. 14: Bodenchemische Eigenschaften III – P2 – Grünland

Tiefe [cm]	Fe _{tot} [g kg ⁻¹]	Fe _o [g kg ⁻¹]	Fe _d [g kg ⁻¹]	Al _o [g kg ⁻¹]	Mn _o [g kg ⁻¹]	Fe _o /Fe _{tot}	Fe _o /Fe _d
0-5	20.82	1.43	13.72	0.88	0.38	0.07	0.10
5-23	21.27	1.59	15.16	0.95	0.50	0.07	0.11
23-52	23.71	1.53	12.52	0.77	0.46	0.06	0.12
52-120	20.21	1.43	16.70	0.88	0.25	0.08	0.09
120-150+	31.93	-	-	-	-	0.04	-

Nutzungseignung:

Im Mittelgebirge ist die Bewirtschaftung der Flächen in starker Abhängigkeit mit dem Relief zu betrachten. Entsprechend der am Oberhang exponierten Lage findet sich für den Standort P1 (Braunerde-Regosol) heute eine forstwirtschaftliche Nutzung. Dies ist neben der Reliefposition auch auf den erhöhten Steingehalt zurückzuführen. Die historische Nutzung des Standortes (rAp Horizont) als Ackerstandort deutet weiterhin an, dass der

Standort nur begrenzt als landwirtschaftliche Nutzfläche geeignet ist.

Am Bodenprofil P2 ist ebenfalls ein alter Pflughorizont (rAp) erkennbar, was die prinzipielle Nutzbarkeit als Ackerstandort belegt. Aufgrund von möglicher Vernässung im Frühjahr bzw. Herbst und der Hanglage ist eine ackerbauliche Nutzung erschwert.

Die aktuelle Nutzung der Standorte als extensiv bewirtschaftetes Grünland und Forst eignet sich für den Rückhalt bzw. die Versickerung von Niederschlägen.

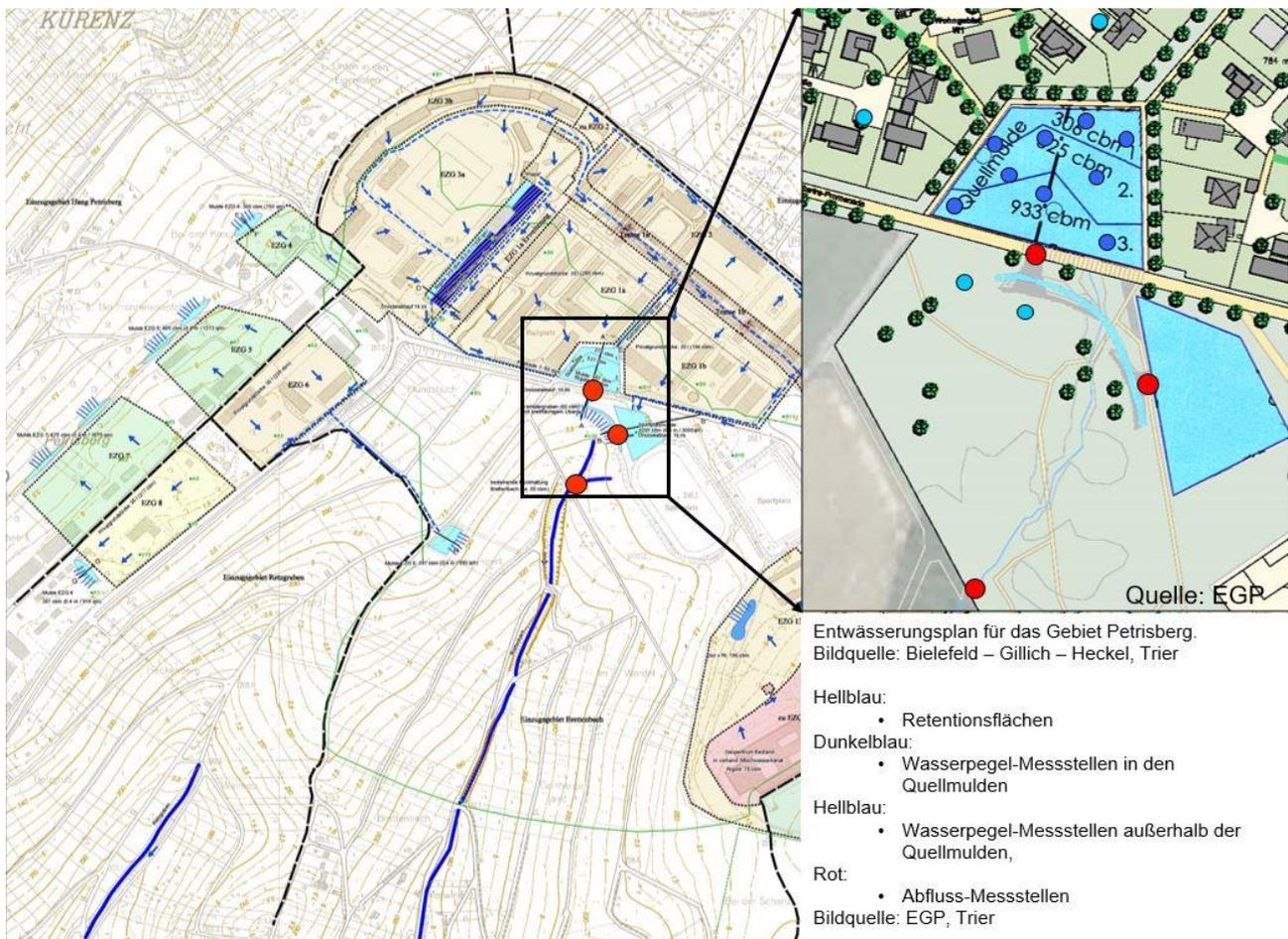


Fig. 7: Entwässerungskonzept zur Abflussvermeidung, -reduzierung, Rückhaltung und Versickerung von Niederschlagsabflüssen - Trier-Petrisberg; Quelle: BGH Trier (verändert 2005)

4. Niederschlagswasserbewirtung im urbanen Raum als vorsorgender Hochwasserschutz

Im Rahmen der Konversionsmaßnahmen wurde das auf dem Gelände bestehende Mischwassersystem durch ein modifiziertes, weitgehend entkoppeltes naturnahes Entwässerungssystem ersetzt. Entsprechend sorgen im Stadtteil Trier-Petrisberg dezentrale

und semizentrale Retentionsmaßnahmen für den Wasserrückhalt des gefallenen Niederschlags vor Ort – einschließlich Verdunstung und Versickerung – und tragen zum einen dazu bei, den urbanen Wasserhaushalt dem natürlichen Zustand weitestgehend anzunähern. Zum anderen soll, trotz einer im Zuge der Bebauung ansteigenden Flächenversiegelung, die Abflusssituation des

Brettenbaches sowie aus den hängigen Flächenbereichen entschärft werden. Diese verzögerte Ableitung des Niederschlagswassers aus dem Wohngebiet über den Brettenbach und kleinere Abflussbahnen kann den unmittelbaren Unterlieger (Stadtteil Olewig) vor einer höheren Abflussbelastung bewahren und ist somit ein wichtiger Baustein für einen präventiven urbanen Hochwasserschutz.

Für das im Rahmen der städtischen Entwicklungsmaßnahme konzipierte naturnahe Entwässerungskonzept - auf öffentlichen wie privaten Flächen - werden nachfolgende Umsetzungsmaßnahmen (Fig.: 8 – 11) beispielhaft dokumentiert.



Fig. 8: Retentionsanlage Wasserband – Petrisberg



Fig. 9: Kaskaden-Rückhaltesystem auf dem Petrisberg – der Wasserweg Verbindungsglied zwischen Wasserband und nachgeschalteten Versickerungsterrassen (Fig. 8 u. Fig. 11)

Somit werden das Oberflächenwasser aus den öffentlichen Bereichen (Straßen, Parkplätze, Fußwegenetz etc.) sowie das überschüssige Niederschlagswasser von den privaten Grundstücken über teilweise sichtbare

Fließwege den semizentralen Retentionsanlagen zugeführt.



Fig. 10: Bausteine der urbanen dezentralen Niederschlagswasserbewirtung: Versickern – Verdunsten – Ableiten auf dem Petrisberg



Fig. 11: Versickerungsterrassen auf dem Petrisberg

Der in das städtebauliche Konzept eingebundene und ökologisch ausgerichtete Entwässerungsplan trägt neben einer Verbesserung des Gebietswasserhaushaltes durch den kreativen Umgang mit dem Element Wasser zu einer Steigerung der Wohn- und Lebensqualität bei.

Demonstrationsanlage

Angrenzend an das Wohngebiet Petrisberg wurde im Landschaftspark eine experimentelle Demonstrationsanlage zur „Veranschaulichung naturnaher Regenwasserbewirtschaftung in Siedlungsgebieten“ (Fig. 12A) installiert. Anhand von Versuchs- und Schaukästen wird dargestellt, wie Retentionsmulden aufgebaut sind (Fig. 12B), welche Infiltrationsraten unterschiedliche Bodensubstrate aufzeigen wie angepasste Maßnahmen auch bei niedrigen Infiltrationsraten naturnahes Regenwassermanagement ermöglichen.

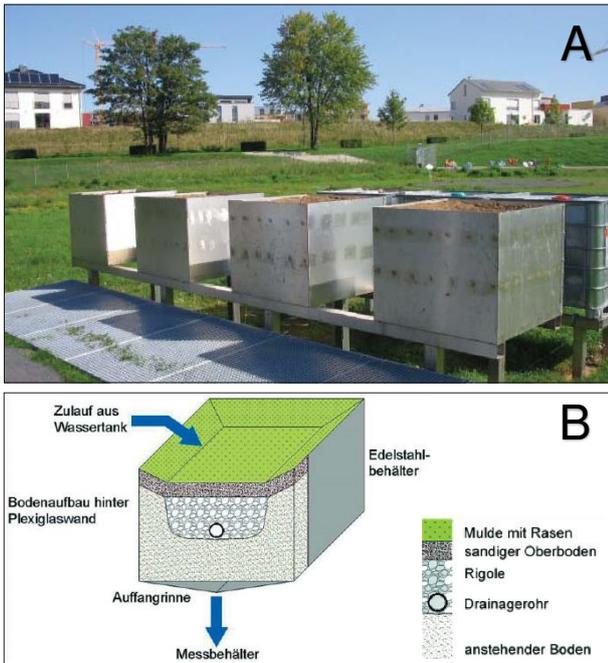


Fig. 12: Sickerwasser Demonstrationsanlage (A) sowie schematische Darstellung einer Muldenrigole mit Drainage (B) (Demonstrationsanlage Trier-Petrisberg)

Mit der Demonstrationsanlage wird das Ziel verfolgt, eine positive Grundeinstellung zur Umsetzung der naturnahen Niederschlagswasserbewirtschaftung im urbanen Raum zu schaffen sowie die Akzeptanz seitens der Bevölkerung langfristig zu wahren. Die Demonstrationsanlage dient daher auch als Beratungsinstrument für die entsprechenden Fachreferate der Stadtverwaltung sowie für Architekten und Bauherren.

Literaturnachweis

- BGH – BIELEFELD – GILLICH – HECKEL (2002): Teil A: Rückhalte- und Versickerungsanlagen. In: STADTENTWÄSERUNG TRIER (Hrsg.): Städtebauliche Entwicklungsmaßnahme Petrisberg: Genehmigungsplanung Entwässerung. Trier.
- Dehner, U., Wiesner, T. (2020): Kurzdokumentation zur Bodenübersichtskarte 1:50.000 (BK 50) von Rheinland-Pfalz
- Heinemann, G., Helbig, A., 2018: Klimatologie des Naturparks Saar – Hunsrück. Umweltmeteorologie Universität Trier, 9pp,
- Hierlmeier, R. (2004): Regenwasserbewirtschaftung auf dem Petrisberg in Trier –

wasserwirtschaftliche Planung im Spannungsfeld von Funktionssicherheit, Naturnähe und Gestaltungsansprüchen. In: ATV-DVWK - Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall e.V. (Hrsg.): 3. Regenwassertage, 14.–15.06.2004 in Trier. Hennef.

- Licht, K. (2005): Die raumzeitliche Ausprägung des Klimas in der Region Trier in der 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts – Eine regionalklimatische Analyse mit Trenduntersuchungen zum Nachweis einer Klimaänderung. Shaker Verlag, Aachen.
- Müller, M. J.; Schröder, D.; Urban, B. & Zöller, L. (1983): Zur weichselzeitlichen Entwicklung der unteren Saar (Rheinisches Schiefergebirge) – eine geomorphologische, pedologische und palynologische Untersuchung. Eiszeitalter und Gegenwart 33. S. 79 – 94.
- Negendank, J. F. W. (1983): Trier und Umgebung. Sammlung Geologischer Führer, Bd. 60. Berlin, Stuttgart.
- Richter, G. (1984): Der Landschaftsraum Trier. In: Jätzold, R. (Hrsg.): Der Trierer Raum und seine Nachbargebiete. Trierer Geographische Studien, H. 6 (Sonderheft). Trier, S. 11 – 27.
- Schneider, R.; Tressel, E. & Schröder, D. (2005): Böden im Trierer Raum unter bodenschonender Nutzung und ihre Bedeutung für den Wasserrückhalt in der Fläche. In: Trierer Geographische Studien, H. 28, S. 77 – 112.
- Schröder, D. (1983): Böden. In: Exkursionsführer zur Jahrestagung der DBG 1983 in Trier. Zugl. Mitt. Dtsch. Bodenk. Gesell., 37, 159-284
- Tressel, E. (2007): Wasserbewirtschaftung in Siedlungsgebieten und deren Akzeptanz. In: Schüler, G.; Gellweiler, I. & Seeling, S. (Hrsg.): Dezentraler Wasserrückhalt in der Landschaft durch vorbeugende Maßnahmen der Waldwirtschaft, der Landwirtschaft und im Siedlungswesen. Das INTERREG IIIB NWE Projekt WaReLa – Ergebnisse aus vier Jahren Umsetzung und Forschung für einen nachhaltigen Hochwasserschutz in der Fläche. Mitteilungen aus der Forschungsanstalt für

Waldökologie und Forstwirtschaft
(FAWF) Rheinland-Pfalz Nr. 64/07.
Trippstadt, S. 201 – 203.

Weichert, W.; Werle, O.; Schuhn, W. &
Dietzen, J. (1984): Trier und seine Region
im Luftbild. Trier.

Wintrich, S. (2009): Dezentrale Regenwasser-
bewirtschaftung in Siedlungsgebieten als
Beitrag zum Hochwasserschutz – Unter-
suchungen zur Effizienz eines Reten-
tionssystems am Beispiel des Neubau-
gebietes Trier-Petrisberg. Dissertation
Univ. Trier

F-03 Archäologische und Geoarchäologische Grabungen in der Stadt Trier

Torsten Mattern¹

¹ Fach Klassische Archäologie, Fachbereich III, Universität Trier, Universitätsring 15, 54286 Trier

1. Einleitung

Trier (Fig. 1) gilt als älteste Stadt Deutschlands, doch tatsächlich sind die Anfänge Triers zeitlich nicht ganz gesichert.

Gesichert ist dagegen, dass Trier in der römischen Antike, zumindest zeitweilig, die wichtigste Stadt auf dem Gebiet des heutigen Deutschlands war.

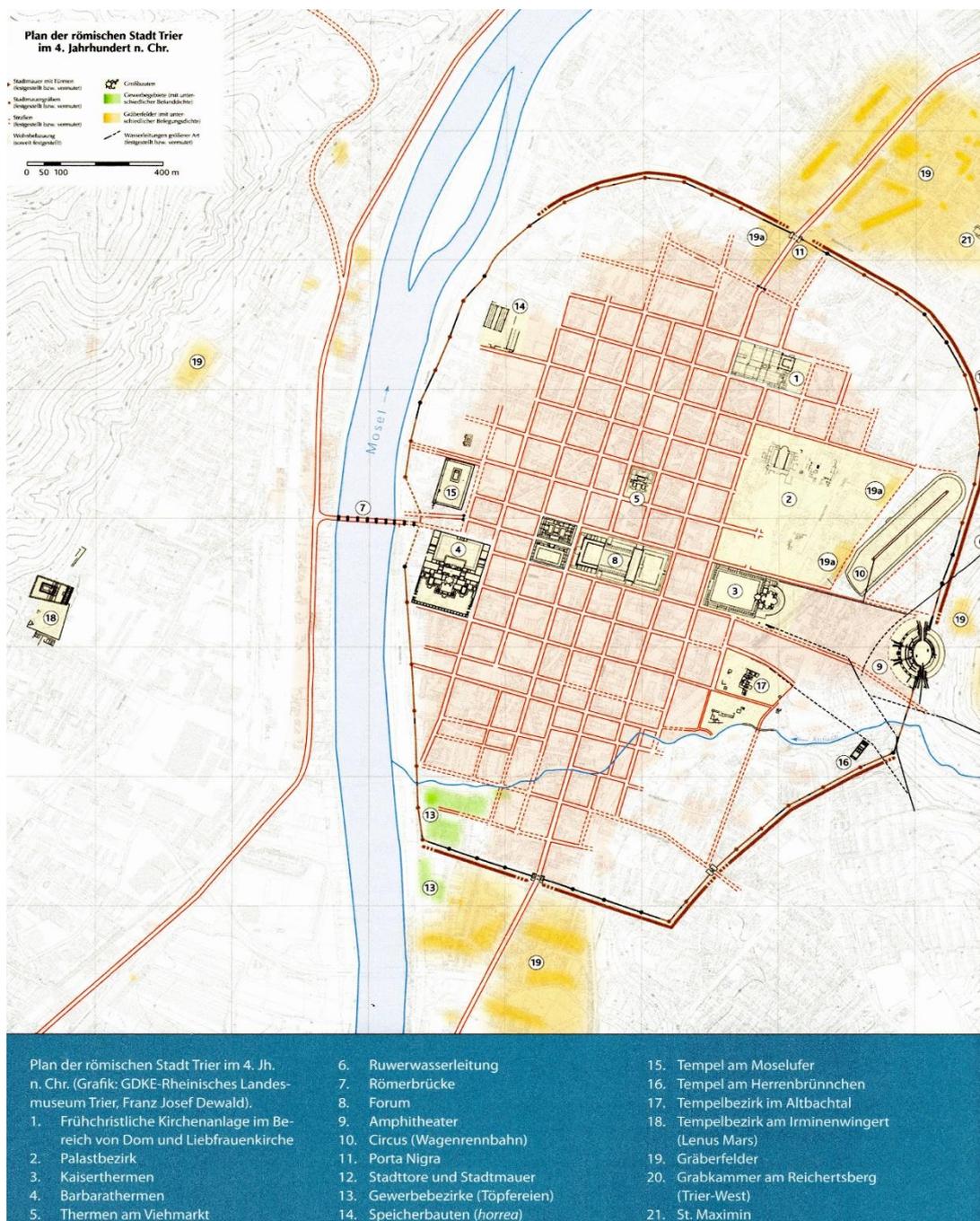


Fig. 1: Plan des römischen Trier im 4. Jahrhundert n. Chr. (Unruh 2017)

2. Die Gründung der Stadt und ihre Entwicklung im ersten Jahrhundert n. Chr.

Die Grundlagen für das römische Trier wurden mit der Eroberung Galliens durch Gaius Iulius Caesar gelegt, als auch das Gebiet des Stammes der Treverer, Träger der keltischen Hunsrück-Eifel-Kultur, unter römische Herrschaft kamen. Zeugnisse dieser Eroberung finden sich in Trier nicht, doch bei Hermeskeil wird seit einigen Jahren ein römisches Militärlager ausgegraben, das in diese Zeit gehört. Wie andernorts auch, wurde auf ihrem Gebiet eine civitas gegründet, die civitas Treverorum. Es handelt sich um eine Organisationsform mit begrenzter Selbstverwaltung innerhalb des Römischen Reichs, die sich in den Nordwestprovinzen oftmals an den Stammesgrenzen orientierte.

Nach der römischen Okkupation Galliens und des linksrheinischen Germaniens wurde auf dem Gebiet der Treverer, über der Trierer Talweite der Mosel auf dem Petrisberg zunächst ein Militärlager und dann, unter Kaiser Augustus, eine Siedlung gegründet, die an der Kreuzung von Verkehrswegen von Südgallien nach Mainz lag und eine Moselüberquerung bot. Von dem keltischen Stamm leitet sich der römische Name dieser Siedlung, Augusta Treverorum, sowie später der Triers, ab. Spuren früherer Besiedlung (5.-3. Jahrhundert v. Chr.), wurden tatsächlich im Altbachtal gefunden.

Die Anlage der ersten Straßen, vielleicht auch eines Altars für den zentralen Kaiserkult der Treverer, sind nur noch vage zu fassen. Das Fragment einer Steinplatte mit dem Relief einer Girlande ähnelt in Form und Art der Ausführung sehr einem Vergleichsstück eines großen Altars für den Kaiserkult in Lyon und hat deswegen Grund zu der Annahme gegeben, dass auch Trier vielleicht zu dieser Zeit schon als Zentrum für die umliegende Bevölkerung geplant war. Untermauert wird diese Annahme jedenfalls durch den Fund von Kaiserporträts, etwa der Livia, Frau des Kaiser Augustus. Dennoch handelt es sich natürlich nicht um Belege für eine wirkliche Stadtgründung, sichtbarer ist dagegen die Römerbrücke, wenigstens deren spätere Phase, welche eine erste Brücke ersetzte, deren

Pfahlgründung dendrochronologisch auf das Jahr 17 v. Chr. datiert werden konnte.

In die Gründungszeit der Stadt gehören auch die ersten Heiligtümer im *Altbachtal*, eine Senke in der Nähe des späteren Amphitheaters. Hier wurden bis in das vierte Jahrhundert nach Chr. immer wieder Kulte eingerichtet und Heiligtümer bzw. Tempel erbaut, im zweiten Jahrhundert n. Chr. sogar ein Kulttheater mit einem dazugehörigen Tempel. Diese Heiligtümer waren jedoch keineswegs die einzigen, die in Trier angelegt wurden. Große, monumentale Tempel wurden am ‚*Herrenbrunnchen*‘ in der Nähe des Altbachtals, westlichen Moselufer (sog. *Irminenwingert*, vielleicht des Lenus-Mars) oder am *Moselufer* (Fig. 2) in der Nähe von Römerbrücke und Forum errichtet.

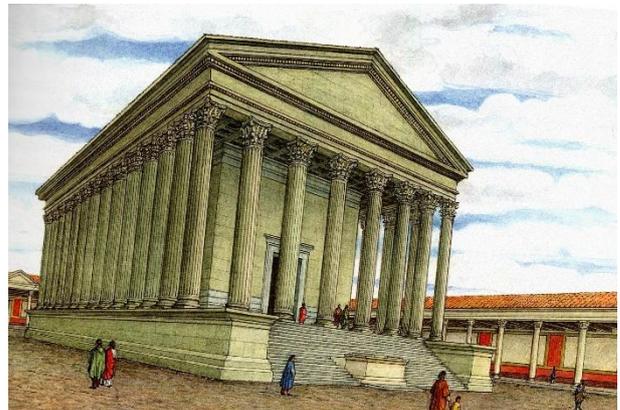


Fig. 2: Rekonstruktion des Tempels am Moselufer (Unruh 2017)

In die Gründungsphase Triers gehört auch die erste Planung des römischen *Forums*, des politischen, vielleicht auch merkantilen Zentrums der Stadt. Die große Anlage ist heute im Stadtbild nicht mehr sichtbar, nur in Kellern haben sich Reste der späteren Phasen erhalten. Es ist aber klar, dass bereits das Gründungsraster den Ort des Forums festlegte, das die Größe von immerhin vier Blöcken (*insulae*), d.h. ca. 13 x 175 m groß war. Es handelte sich im Westen um einen dreiseitig von unterirdischen Wandelgängen (Kryptoportiken) umgebenen Platz, der im Westen durch einen von weiteren Hallen flankierten Platz fortgesetzt wurde. Im Osten stand die große Markthalle (Marktbasilika), deren Reste erst im Mittelalter beseitigt

wurden. Die Marktbasilika stammt allerdings erst aus einer Erweiterungsphase im 4. Jahrhundert.

Auch wenn die Entwicklung der Stadt anschließend durchaus rasch vorangeschritten zu sein scheint, war sie nicht ganz frei von Problemen. So kam es im Jahr 21 n. Chr. zu dem Aufstand des Iulius Florus, doch wurde die Stadt bereits 44 n. Chr. als wohlhabend bezeichnet und auch ein weiterer, großer Aufstand hat diese Entwicklung nicht nachhaltig unterbrechen können. Die Gefahr für die Stadt war damals jedenfalls akut gewesen: Mitten in den Wirren des sog. Vierkaiserjahrs, als dem Sturz und der Ermordung Kaiser Nero folgend Bürgerkriege um seine Nachfolge ausbrachen, drangen 68 n. Chr. aufständische Truppen bis zur Stadt vor und konnten erst nach harten Kämpfen auf der Moselbrücke besiegt und vertrieben werden. Ein Bogenmonument, das später auf der Stadtseite der Brücke errichtet wurde, hat diesen Sieg gefeiert: Eine Reliefplatte zeigt Kämpfe zwischen Römern und Barbaren (Fig. 3).

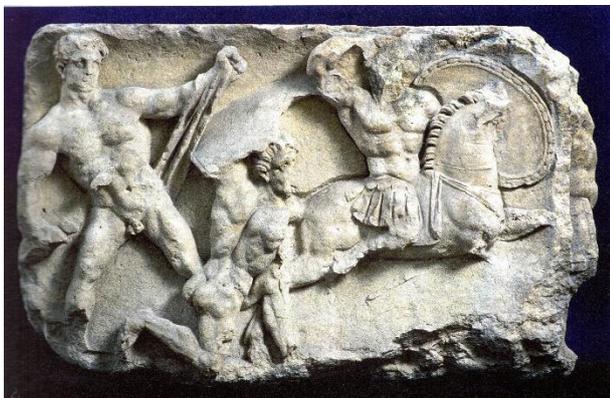


Fig. 3: Reliefblock des Ehrenbogens (Unruh 2017)

3. Die Blütezeit der Stadt im zweiten Jahrhundert n. Chr.

Einen wichtigen Abschnitt in der Stadtentwicklung stellte das 2. Jahrhundert n. Chr. dar. Wohl unter dem Kaiser Hadrian wurde der Sitz des Provinzstatthalters hierher verlagert, eine wichtige Voraussetzung für die besondere Stellung der Stadt in späterer Zeit. In dieses Jahrhundert fallen dann tatsächlich der Neubau der Römerbrücke mit ihren noch heute genutzten Pfeilern, der Bau des Amphitheaters,

der sog. Barbarathermen, der sog. Thermen am Viehmarkt und der Stadtmauer, zu der auch das berühmte und sehr gut erhaltene Stadttor, die Porta Nigra, gehört. Aber auch andere Bauten, die heute im Stadtbild kaum oder gar nicht mehr wahrzunehmen sind, wie der Ausbau des Forums und der Stadthalterpalast, legen von dieser wichtigen Phase archäologisches Zeugnis ab.

Die *Römerbrücke* ist zu Recht als älteste, noch in Benutzung befindliche Brücke bekannt, wobei strenggenommen ‚nur‘ noch die Brückenpfeiler antik sind. Die erste Brücke, vielleicht 17 v. Chr. auf Pfahlgründungen errichtet, befand sich etwas abgelegen von der heute sichtbaren Römerbrücke, die ihrerseits eine erste Steinpfeilerbrücke ersetzt, die nach dem Vierkaiserjahr erbaut wurde. Die heute noch existierenden Pfeiler (Fig. 4) wurden in den 40er Jahren des 2. Jahrhunderts errichtet, ihre Einwölbung ist allerdings erst mittelalterlich. Die Brücken unterstreichen die große Bedeutung, die Trier aufgrund seiner verkehrsgünstigen Lage hatte und von der es politisch und wirtschaftlich profitierte. Dies zeigt sich auch an anderen Großbauten aus der Zeit um die Mitte des 2. Jahrhunderts.



Fig. 4: Rekonstruktion der römischen Brücke des 2. Jhs. N. Chr. (Denkschrift 2005)

Das römische Badewesen ist durch die Bezeichnung als Thermen auch heute noch ein Begriff. Kleinere Badeanlagen gab es in vielen römischen Städten, berühmt und gut erhalten sind etwa diejenigen in Pompeji. Aber nicht nur in Städten, sondern auch in römischen Militärlagern gab es Thermenanlagen,

sogar in römischen Villen. Sie sind somit, ähnlich wie der Genuss von Wein und Olivenöl, ein Anzeiger von Romanisierung. Die Entwicklung des römischen Thermenwesens wurde vor allem in Rom vorangetrieben, hier wurde im späteren ersten und zweiten Jahrhundert n. Chr. der Typus der sog. Kaiserthermen entwickelt. Er hat seine Bezeichnung vorrangig durch die Erbauung der Thermen auf kaiserlichen Erlass, bedeutet zumeist aber auch eine erhebliche Größe, die oftmals parallelen Badebetrieb in zwei Kreisen ermöglichte und zugleich Freiflächen, die von Hallen umgeben waren, miteinschloss. Hier gab es Geschäfte und Vortragsorte, Einrichtungen für Sport aber auch Bibliotheken. Es handelte sich also um veritable Stadtteilzentren, nicht nur um Badeanlagen. Es ist hervorzuheben, dass sich in Trier mit den Barbarathermen (Fig. 5) eine Anlage befindet, deren Größe sich mit denjenigen Anlagen in Rom messen kann. Der Baubeginn der Barbarathermen lag vor der Mitte des 2. Jahrhunderts, in der Größe stand sie nur den Trajansthermen in Rom nach – d.h. Trier verfügte zur Zeit der Erbauung über die zweitgrößte Thermenanlage des Römischen Reichs! Aber nicht nur die Größe, sondern auch die Ausstattung mit zahlreichen Skulpturen ist bemerkenswert. Es handelt sich um Kopien nach griechischen Originalen, z.B. des hochklassischen Bildhauers Phideas. Der antike Name der Thermen ist nicht bekannt, der heutige Name „Barbarathermen“ leitet sich von einem ehemaligen Vorort Triers ab. Etwa in der gleichen Zeit wie die Barbarathermen wurden auch die ‚Thermen am Viehmarkt‘ errichtet. Tatsächlich handelt es sich bei ihnen um ein öffentliches Gebäude, dessen Funktion allerdings unbekannt ist.

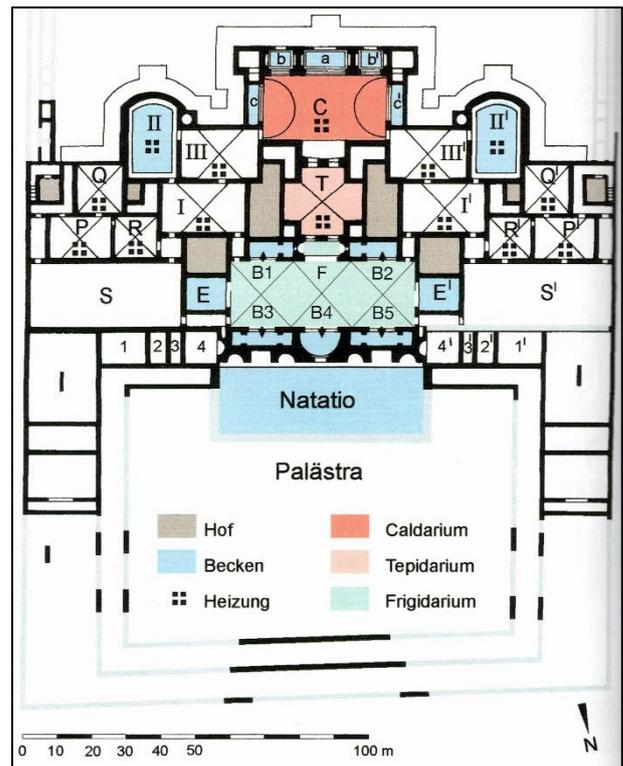


Fig. 5: Haupttrakt der Barbarathermen (Römerbauten 2010)

Die *Porta Nigra* (Fig. 6) ist das bekannteste Denkmal Triers. Es ist das am besten erhaltene Stadttor nördlich der Alpen, sein antiker Name ist nicht bekannt, erst im Mittelalter erhielt es den Namen ‚Schwarzes Tor‘ durch die markante Verwitterung des Sandsteins. In der heute sichtbaren Form wurde es zu Beginn des 19. Jahrhunderts wieder freigestellt, seit dem Mittelalter wurde die Toranlage als zwei-stöckige Simeons-Kirche genutzt und war bis zu seinem ersten Stockwerk verschüttet und umbaut. Errichtet wurde die ursprüngliche Doppelturmanlage als Hof der Stadtmauer, die jüngst dendrochronologisch auf 169 n. Chr. datiert werden konnte. Reste der antiken Stadtbefestigung sind auch an weiteren Orten innerhalb der Stadt nachzuweisen. Die Stadtmauer hatte eine Länge von etwa 6,4 km und umschloss etwa 285 ha. Sie hatte eine Höhe von 6,4 m. Bei dem monumentalen Stadttor handelte es sich aber nicht ausschließlich um eine fortifikatorische Anlage, sondern auch (oder seinerzeit wohl vorrangig) um einen städtischen Repräsentationsbau, der Ankommende begrüßte. Ähnliche Stadttore wird es auch im Süden und an der Mosel gegeben haben.



Fig. 6: Rekonstruktion von Porta Nigra und Stadtmauer (landseitig) (Römerbauten 2010)

Ungewöhnlich ist, dass auch das *Amphitheater* (Fig. 7) in die Stadtbefestigung so mit einbezogen wurde, dass es seinerseits eine Toranlage bildete. Es ist folglich gleichzeitig mit der Stadtmauer zu datieren und war Austragungsort von *munera*, d.h. Spielen die sowohl Tierhatze wie auch Gladiatorenkämpfe umfasste. Die große Beliebtheit dieser Spiele bezeugen Darstellungen auf Mosaiken, aber auch ein Glasbecher mit Gladiatordarstellungen, der jüngst sogar noch im Hunsrück, im römischen *Vicus Belginum* (bei Morbach) gefunden wurde. Das Amphitheater, etwa 71 x 48 m groß, besteht aus einer Erdaufschüttung auf Steinkammern und einem zentralen, unterirdischen Arenakeller.



Fig. 7: Rekonstruktion des Amphitheaters (Römerbauten 2010)

Eine derartig wachsende Stadt benötigte natürlich auch eine geregelte Trinkwasserversorgung. Hierfür dienten gleich mehrere

Wasserleitungen. Die bedeutendste und auch archäologisch am besten zu fassende Leitung führte Wasser über eine Strecke von etwa 13 km aus dem Ruwertal herbei. Sie wurde im 2. Jh., vor der Stadtmauer, angelegt. Besucher finden heute keine Reste mehr von ihr, nur in Waldrach im Ruwertal gibt es eine leicht zu erreichende Nachbildung eines Abschnitts. Weitere Wasserleitungen kamen aus dem Tal bei Oewig und wurden teilweise auch über Aquäduktbrücken geführt. Ganz sicher stieg der Wasserbedarf durch die großen Thermenanlagen, aber auch zahlreiche Laufbrunnen werden die Versorgung der Bevölkerung sichergestellt haben. Leider finden sich von diesen sowie dem innerstädtischen Wasserleitungsnetz nur noch geringe Spuren.

Allgemein scheint also Wohlstand geherrscht zu haben, der auch in dem Ausbau von privaten Wohnhäusern in Trier deutlich wird, aber auch in zahlreichen, zum Teil äußerst luxuriösen *Villen* im Umland Triers. Die Villenlandschaft im Trierer Land ist tatsächlich beeindruckend. Mindestens 200 Gehöfte und Villen sind archäologisch bekannt. Sie reichen von Gutshöfen kleinerer und mittlerer Größe bis hin zu riesigen Anlagen, deren Wohntrakt bereits Flächen von bis zu mehreren hundert Quadratmetern einnahmen und die über große Empfangssäle und eigene Thermen sowie eine kostbare Ausstattung verfügten. Häufig waren sie im Typus der Axialvilla angelegt, bei der es eine spiegelsymmetrische Anordnung der Räume gab. Die Fassade wurde oftmals durch eine, mitunter mit vorspringenden Flanken (*Risaliten*) verzierten, Veranda mit Säulen (*Portikus*) geschmückt. Wer hier gewohnt hat, ist im Einzelnen nicht bekannt. Wahrscheinlich dürften sich unter den Besitzern auch Angehörige der treverischen Oberschicht befunden haben, die so romanisiert wurden. Trotz aller prunkhaften Ausstattung handelte es sich immer auch um Gutshöfe, die im *pars rustica* der Villa landwirtschaftliche Güter produzierten. Zu den Produkten gehörte natürlich auch der Wein, römische Kelteranlagen wurden an der Mosel mehrfach gefunden.

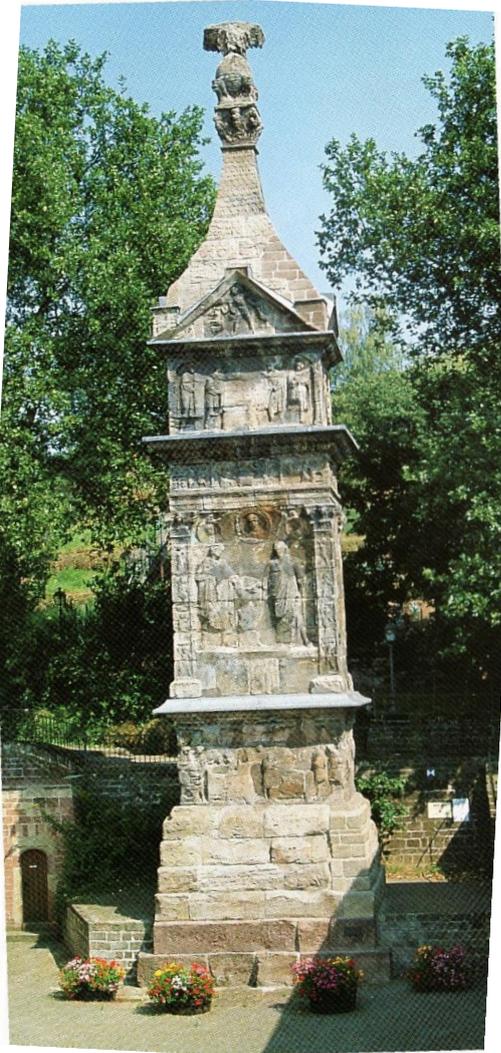


Fig. 8: Pfeilerdenkmal der Secundinier in Igel (Landesmuseum 2008)

Über den Wohlstand gibt auch eine andere Denkmälergruppe Auskunft, die im Trierer Land zahlreich vertreten ist, die Grabbauten. Es handelt sich dabei vielfach um Pfeilerdenkmäler, deren Front und Seiten mit Reliefs geschmückt waren. Diese zeigen die Grabherren und/oder Szenen des täglichen Lebens. Zahlreiche dieser Grabbauten befinden sich heute im Rheinischen Landesmuseum. Ein hervorragend erhaltener Pfeiler, ist die sog. Igeler Säule (Fig. 8). In Igel, an der linken Seite der Mosel und auf dem Weg nach Luxemburg gelegen, steht heute noch gut sichtbar ein Pfeilerdenkmal, der von der durch den Tuchhandel reich gewordenen Familie der Secundinier errichtet wurde.

4. Die Stadt im dritten Jahrhundert n. Chr.

Am Ende des zweiten Jahrhunderts stieg aber auch die Bedrohung der Stadt, das römische Reich geriet erstmals seit fast zweihundert Jahren wieder unter ernsthaften militärischen Druck, hinzu kamen Bürgerkriege. Doch auch im dritten Jahrhundert setzte sich die Entwicklung Triers ungebrochen fort. 260 n. Chr. wurde, wohl ausgelöst durch die mangelnde Präsenz der Zentralgewalt angesichts zunehmender Bedrohung, in den Nordwestprovinzen das Gallische Sonderreich errichtet, vielleicht mit Trier als Zentrum, das erst 274 wieder in das Römische Reich integriert wurde. Eine Reaktion des römischen Kaisers Diokletian war die Einführung einer dezentralen Regierungsform, der Tetrarchie, bei der zwei Kaiser und ihre jeweiligen Stellvertreter ihnen zugeordnete Teile des Reiches regierten. Jetzt begann die eigentlich herausragende politische Bedeutung Triers, das, weil es bereits Sitz des Provinzstatthalters gewesen war und zugleich in sicherem Abstand zur Rheingrenze lag, nun eine der Hauptstädte des Römischen Reiches wurde. Der Vater Kaiser Konstantins d. Gr., Konstantius Chlorus initiierte hier ein Bauprogramm, das, nicht konsequent vollendet, zu der Errichtung des Kaiserpalastes führte.

Sichtbarstes Zeichen des spätantiken Palastes im heutigen Stadtbild ist die sog. *Konstantinsbasilika* (Fig. 9). Der Rufname leitet jedoch in die Irre, es handelt sich um keine Basilika, sondern um die Aula des kaiserlichen Palastes. Ihre Planung dürfte in das vorletzte Jahrzehnt des 3. Jahrhunderts zurückreichen, ausgeführt wurde sie aber wohl erst nach der Wende zum 4. Jahrhundert. Wahrscheinlich war der Bauverlauf aber sehr schleppend, erst im 3. Viertel des Jahrhunderts wurde die Halle fertig, erst jetzt scheint die Erbauung des Kaiserpalasts Vorrang gehabt zu haben. Den Ort der Palastaula gab wohl der frühere Statthalterpalast vor, dessen Empfangshalle möglicherweise unter ihr liegt. Die spätantike Palastaula wurde im 19. Jahrhundert wiederaufgebaut und gibt heute einen hervorragenden Eindruck von der Größe der Anlage wieder. Es fehlt nur die Innendekoration aus Buntmarmoren (in der

Antike und in der Archäologie werden alle polierfähige Gesteine entgegen der heutigen naturwissenschaftlichen Praxis als ‚Marmor‘ bezeichnet), die Heizungsanlage ist dagegen noch heute gut sichtbar. In der Apsis der heutigen Kirche zum Erlöser (= Konstantinsbasilika) thronte bei Empfängen der Kaiser, umrahmt von einer Nischenarchitektur mit Skulpturenschmuck.

Die Palastaula wurde über ein großes, quer gelagertes *Vestibül* betreten, dessen Reste ebenfalls noch gut sichtbar sind. Leider gilt dies nicht für die weiteren Reste der kaiserlichen Residenz. Grabungen haben zwar stattgefunden, geben aber nur ein unvollständiges Bild der ursprünglichen Anlage, die sich über den heutigen Palastgarten bis hin zu den Kaiserthermen erstreckt haben wird.



Fig. 9: Ansicht der ‚Konstantinsbasilika‘ (Unruh 2017)

Die *Kaiserthermen* (Fig. 10) sind die zweite, monumentale Thermenanlage Triers. Auch sie nahm vier *insulae* ein. Für ihren Bau wurde Wohnbebauung abgerissen und zu Beginn des 4. Jahrhunderts mit dem Bau begonnen, der aber niemals fertiggestellt wurde. Obwohl größere Teile des zentralen Badetrakts hochgezogen worden sind und heute noch das Areal prägen, ruhten die Arbeiten wohl ab dem 2. Jahrzehnt. Die Anlage wurde anschließend (in der Mitte des 4. Jahrhunderts?) umgebaut, vielleicht zu einer Kaserne, die dem Schutz des Kaiserhauses diente.

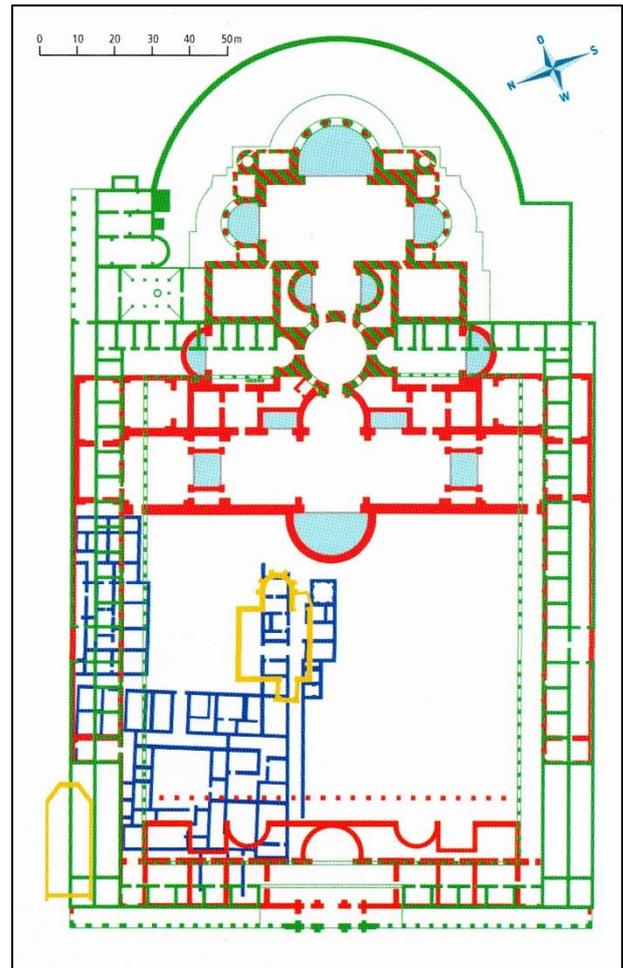


Fig. 10: Plan der Kaiserthermen mit ihren Bauphasen (Denkschrift 2005)

Zu dem Palast gehörte auch ein *Circus*. Seine Existenz ist durch ein Mosaik mit Circus-szenen belegt, seine Lage kann südöstlich des Konstantinsbasilika im Bereich der heutigen Bahntrasse eingegrenzt werden. Aber es ist davon auszugehen, dass es sich bei dem Palast nicht nur um ein mehr oder minder eingegrenztes Areal innerhalb der Stadt handelte, sondern dass die Stadt als gesamte von ihrem neuen Rang betroffen war: Zahlreiche, sehr zahlungskräftige Angehörige des Hofes waren jetzt in Trier anwesend, von Soldaten und Bediensteten bis hin zu höchsten Würdenträgern. Sie werden das Stadtbild nachhaltig verändert haben. So ist wohl auch der Bau von großen Speicherbauten (*horrea*) am Moselufer zu erklären, die die Versorgung sicherstellten. Von der Nachfrage werden zudem auch die Villen und Gutshöfe in der Umgebung profitiert haben.

Auch in der Umgebung Triers entstanden kaiserliche Residenzen, so in *Konz* und *Pfalzel* (Palatiolum) – ganz ähnlich wie dies auch in Rom der Fall war (vgl. die Villa des Kaisers Hadrian bei Tivoli). Es handelt sich um Sommerresidenzen oder Ausweichorte für den Kaiser und den Hof. Bekannt ist, dass er dort durchaus auch Gesetze erließ, es also nicht einfache Feriendomizile waren. Trier war aber auch kulturelles Zentrum, so hielt sich der ‚Prinzen‘erzieher, Verwaltungsfachmann und Dichter Ausonius am kaiserlichen Hof auf, er verfasste ein berühmtes Gedicht, „Mosella“, das den Fluss und die Anreise schildert.

Im vierten Jahrhundert wurden aber auch die Grundlagen für das christliche und mittelalterliche Trier gelegt. Seit 314, also nur ein Jahr nach dem Toleranzedikt von Mailand, das Christen die Religionsausübung erlaubte, ist hier Agritius als Bischof bekannt. Über mehreren, reich ausgestatteten Häusern wurde in mehreren Bauphasen eine Doppelkirchenanlage errichtet, dessen Kernbau (der sog. Quadratbau) heute den Kern des Doms bildet und noch gut sichtbar ist. Zu den Wohnhäusern gehörte auch eine reich mit Fresken ausgemalte Decke, die aus zehntausenden Fragmenten wieder zusammengesetzt wurde und heute im Dommuseum zu sehen ist, ein antikes Unikat! Die Doppelkirchenanlage (Fig. 11) hatte eine gewaltige Größe, sie war bedeutend länger als der heutige Dom mit der Liebfrauenkirche und war vermutlich gegen 380 vollendet, also etwa in der Hauptausbauphase des Palastes.

Am Ende des vierten Jahrhunderts wurde die Residenz jedoch aufgegeben und Trier durch Germaneneinfälle im 5. Jahrhundert schwer in Mitleidenschaft gezogen.



Fig. 11: Modell der frühchristlichen Doppelkirchenanlage (Römerbauten 2010)

Angeboten wird ein Stadtrundgang, bei dem die römischen Monumente, UNESCO-Welt-erbestätten, besichtigt und erklärt werden. Hierzu gehören die Porta Nigra, der Dom, die Konstantinsbasilika, das Amphitheater, Kaiser- und Barbara-thermen, Viehmarkt-thermen und die Römerbrücke.

Literatur

- Clemens, G. u. L. (2007): Geschichte der Stadt Trier. München
 Generaldirektion Kulturelle Erbe Rheinland-Pfalz (Hrsg.) (2010): Römerbauten in Trier, Edition Burgen, Schlösser, Altertümer, Rheinland-Pfalz, Führungsheft 20.
 Rheinisches Landesmuseum Trier (Hrsg.) (2008): Führer zu archäologischen Denkmälern des Trierer Landes, Schriftenreihe des Rheinischen Landesmuseums Trier Nr. 35²
 Unruh, F. (2017): Trier. Biographie einer römischen Stadt. Darmstadt

