

**PALÄOÖKOLOGISCHE ANALYSEN VON BOHRKERNEN AUS DEM NIEDERMOOR
WAWERNER BRUCH (TRIER-SAARBURG, RHEINLAND-PFALZ)
VOM SPÄTGLAZIAL BIS ZUR MODERNE**



Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität zu Köln

vorgelegt von
KATRIN GEIGER
aus Essen

Köln 2024

Berichterstatter: 1. Gutachter: Prof. (retired) Dr. Frank Schäbitz

 2. Gutachter: Prof. Dr. Tony Reimann

Vorsitzende Prüfungskommission: Prof. Dr. Kirsten Schlüter

Tag der mündlichen Prüfung: 20. November 2024

DANKSAGUNG

Mein größter Dank gilt Prof. (retired) Dr. **Frank Schäbitz**, zunächst für die Annahme des Dissertationsthemas und dessen Betreuung als Doktorvater. Herzlichen Dank für die jahrelange Unterstützung, den wissenschaftlichen Austausch, für fachliche Anregungen, der finanziellen Unterstützung für Datierungen, Konferenzen und Fortbildungen, dem jahrelangen entgegengebrachten Vertrauen und das immer offene Ohr für Fragen aller Art. Für die Möglichkeit, während meiner Individualpromotion am Institut für Geographiedidaktik, Universität zu Köln, als wissenschaftliche Mitarbeiterin in Lehre und Forschung beschäftigt zu sein, bin ich außerordentlich dankbar.

Ich danke Prof. Dr. **Tony Reimann** aus dem Geographischen Institut der Universität zu Köln für die Übernahme des Zweitgutachtens.

Mein zweitgrößter Dank gilt Dr. **Karsten Schittek**, der mich während der Promotionszeit unterstützt und mentoriell begleitet hat. Danke u.a. für die viele Zeit, die Inspirationen, Kritik, Geduld, den Humor, für die Übernahme von Datierungskosten, für die Möglichkeit der Mitarbeit in anderen Projekten, für Mate-Tee bei den vielen Arbeitsstunden am Mikroskop.

Ich möchte die vorliegende Dissertation **Manfred Weishaar** widmen. Er war Naturschützer für den NABU Trier und setzte sich langjährig für die Belange des Wawerner Bruchs ein. Er war mein Ansprechpartner für diesbezügliche Fragen, und stetig interessiert am Fortgang meiner Arbeiten. Bei seinen Führungen durchs Wawerner Bruch, in Gummistiefeln wadentief im Schlamm versunken, konnte ich mir ein gutes Bild meines Arbeitsgebietes machen. Leider starb er, für mich unerwartet, im Jahr 2022, so dass er die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit nicht mehr zu Kenntnis nehmen kann.

Die Bereitstellung technischen Equipments und der Arbeitskraft bei den teils schwierigen Geländearbeiten erfolgte u.a. durch die Hilfe von **Florian Steininger** und **Maximilian Kanig**, Geographisches Institut, Universität zu Köln. Für die Unterstützung bei den XRF-Messungen danke ich Dr. **Christian Ohlendorf** (Universität Bremen). Die Radiokarbondatierungen wurden am Poznan Radiocarbon Laboratory durchgeführt. Vielen Dank an Prof. **Tomasz Goslar** für die Durchführung der ¹⁴C-Datierungen, sowie hilfreiche Antworten auf meine Fragen. Die C/N-Analysen wurden im Labor der Geobotanik (Universität Trier) in Auftrag gegeben. Für die freundliche Übernahme der Analysen, der Zusammenarbeit, und der geduldigen Beantwortung meiner Fragestellungen danke ich Prof. Dr. **Frank Thomas**, Dr. **Carsten Eichberg**, **Bernhard Backes** und vor allem **Dorothee Krieger**.

Dem Laborteam des Geographischen Instituts (Universität zu Köln), Dr. **Stephan Opitz** und **Karin Greef**, sowie deren Hilfskräften, sei gedankt für die Unterstützung und die Bereitstellung von Arbeitsmitteln. Für die Hilfe im Paläoökologischen Labor bei der Probenaufbereitung, möchte ich mich insbesondere bei unseren ehemaligen studentischen Hilfskräften **Sinja Kraus**, **Hannah Siep**, **Ahrabi Ananthan** und **Rene Mathia** bedanken.

Hilfreiche fachliche Unterstützung bei der Identifikation verschiedener Proxies bekam ich von einigen aktuellen und ehemaligen Mitarbeitenden, Fachkollegen, Doktoranden. Auch berieten sie mich in verschiedenen Fragestellungen, in der Anwendung von Software, zur Literatursuche, oder halfen mir bei den ersten Schritten durch den Daten-Dschungel. Mein persönlicher Dank gilt hierzu besonders Dr. **Kostantinos Panagiotopoulos**, Dr. **Jonathan Hense**, **Jan Wowrek**, Dr. **Sebastian Kock**, Dr. **Astrid Röpke**, Dr. **Bertil Mächtle**, Prof. Dr. **Werner Tietz**, Dr. **Frederik von Reumont**, Dr. **Verena Förster-Indenhuck**, Dr. **Elena Hensel-Karamalacidou** und **Bahru Zinaye Asegahegn**.

Einem anonymen Korrekturleser danke ich für die hilfreichen Anmerkungen und Vorschläge.

Viele andere Menschen haben mich durch die Zeit begleitet, mich moralisch unterstützt, insbesondere möchte ich hier Elena H.-K., Bernhard D., Somaye K., Dorothee R., Sandra N., Anna H., Thomas P., Eva H.-M. und Lea G. erwähnen.

Besonders meinen Eltern, Ursula und Hermann-Josef Geiger, danke ich für die unendliche Geduld und Unterstützungen aller Art.

ABSTRACT

This doctoral thesis deals with the palaeoecological analysis of sediments from the Wawerner Bruch fen (district of Trier-Saarburg, Rhineland-Palatinate) using modern methods in a multi-proxy approach. The focus is on high-resolution palynological analyses in combination with macro-remains (sieve fractions), XRF measurements, C/N analyses, the evaluation of data from charred particles and an age-depth model based on AMS-radiocarbon dating. Due to the almost uninterrupted accumulation of peat from the Allerød to the Roman period, the sediments of the Wawerner Bruch prove to be excellently suited for palaeoecological analyses. This study focused on the cultural epochs in the region, and a contribution to history of the transformation from an original natural landscape into a cultural landscape.

The Wawerner Bruch study area lies in a former meander bend of the predecessor of the Saar river, which was separated after a meander breakthrough. Within this area, which initially functioned as a floodplain, oxbow lakes formed. The accumulation of peat began around 13,400 cal. yr. BP. The peat-forming vegetation consists of Cyperaceae, sedges (*Carex*), accompanied by willows (*Salix*). The immigration of Scots pines (*Pinus sylvestris*) and oaks (*Quercus*) from the warmer refugia probably took place from the west-southwest direction into the steppe landscapes of the region. The climatic fluctuations in the Younger Dryas period are evidenced by the intermittent introduction of allochthonous particles. A cooling phase because of the IRD event “Event 7” can be seen at the Wawerner Bruch through increased Ti/coh contents. Around the “8.2- event” there are decreasing proportions of *Quercus*, *Corylus* and *Carex* stands and the entry of charred particles. Until 7200 cal. yr. BP, the Trier-Saarburg region is characterized by natural influences, before the first human interventions are recorded. Up to around 6500 cal. yr. BP, the Wawerner Bruch is an open fen with sedge vegetation, with intermittent phases of scrub encroachment by *Salix*. From 6500 cal. yr. BP, *Alnus* spreads and forms dense stands from time to time. The successive emergence of a wet forest of *alder* is probable. A first intervention in the natural landscapes in Trier-Saarburg is the disappearance of *Quercus* from the data archive around 7200 cal. yr. BP. The first cultivated plants appear from 7000 cal. yr. BP onwards. Increased interventions in nature took place during the Bronze Age. At the beginning of the Bronze Age, typical arable weeds and probably secondary cultivated plants followed. In the middle Holocene, between 5500-5000 cal. yr. BP, the valley floodplain and the Wawerner Bruch were dominated by an alder quarry forest. Between 5000-5300 cal. yr. BP there was a strong opening of the landscape, into which light-loving plants spread and cultivation was practiced. An increased accumulation of carbonized particles between 4100-3700 cal. yr. BP is interpreted as a reference to the processing of metals such as bronze and iron. Between 3600-3000 cal. yr. BP there are maxima in the deposition of *Cerealia*. Intensive intervention in the natural landscape takes place during this cultural stage, presumably the transformation to a cultural landscape began here.

Due to the protected valley location, the effects of the 850 cal. BC event (around 2800-2700 cal. yr. BP) were only minor in the Wawerner Tal, regarding terrestrial plant species. By 2800 cal. yr. BP, however, the alder forest had disappeared, possibly due to clearings, and the Wawerner Bruch was an open fen with sedge vegetation. Up to 2500 cal. yr. BP (600 BC), *Pinus* and *Fagus* were heavily used during HEK I (Hunsrück-Eifel Culture I); from 2500 cal. yr. BP, however, more *Betula*, *Quercus* and *Carpinus*. Alder began to expand into the open situation at the Wawerner Bruch between 2500 and 2400 cal. yr. BP. The urban sprawl of the cultural landscapes in Trier-Saarburg is initiated by clearing intervals. From the Treverian period (ca. 2400 cal. yr. BP) to the Gallic War (ca. 2000 cal. yr. BP), a thinning of the forests is evident. Peat accumulation at the Wawerner Bruch stagnates with the beginning of the Roman period. Entries, in the form of three phases of allochthonous mineral particles (“Ti/coh phases”), can be seen in the Wawerner Bruch data archive: up to 0 AD (2000-1900 cal. yr. BP), up to 150 AD (1800 cal. yr. BP) and up to 550 AD (1400 cal. yr. BP). Around 350 AD (1600 cal. yr. BP), the effects of the Migration Period are a successive regression of the landscape to a near-natural forest, with still high proportions of *Castanea*. The area under investigation was sparsely populated when the Franks conquered the city of Trier. During the Little Ice Age, the archive contains higher levels of *Linum* and *Corylus*. *Picea* (spruce) was also cultivated as a manorial forest, especially between 400-100 cal. yr. BP (1550-1800 AD). Today, the landscape at the Wawerner Bruch is completely shaped by man, using the Wawerner Valley up to close to the Wawerner Bruch wetland.

The varied history of the development of the cultural landscape and the development of the Wawerner Bruch since the beginning of peat accumulation could be reconstructed based on the evaluation of the drill cores and contribute to palaeoecological research in the region. It has been shown that the Wawerner Bruch fen is an excellent climate and environmental archive.

KURZZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Dissertation befasst sich mit der paläoökologischen Analyse von Sedimenten aus dem Niedermoor Wawerner Bruch (Landkreis Trier-Saarburg, Rheinland-Pfalz) mithilfe moderner Methoden im Multi-Proxy-Ansatz. Der Fokus liegt auf hochaufgelösten palynologischen Analysen in der Kombination mit Makroresten (Siebfraktionen), XRF-Messungen, C/N-Analysen, der Auswertung von Daten verkohlter Partikel und einem Alters-Tiefen-Modell anhand AMS-Radiokarbondatierungen. Aufgrund der nahezu ununterbrochenen Akkumulation von Torf vom Allerød bis zur Römerzeit, erweisen sich die Sedimente des Wawerner Bruchs als hervorragend geeignet, um paläoökologische Analysen durchzuführen.

Im Rahmen dieser Untersuchung wurden besonders die kulturellen Epochen der Region beleuchtet, die zum Wandel von der ursprünglichen Naturlandschaft zu einer Kulturlandschaft beigetragen haben.

Das Untersuchungsgebiet Wawerner Bruch befindet sich in einem früheren Mäanderbogen des Vorläufers der Saar, der nach einem Mäanderdurchbruch vom restlichen Flusslauf abgetrennt wurde. Innerhalb des Altarms, welcher zunächst als Überschwemmungsgebiet fungierte, bildeten sich zunächst Altwasserseen (*oxbow lakes*). Die Akkumulation von Torf begann vor etwa 13.400 cal. Jahren BP. Die torfbildende Vegetation bestand aus Cyperaceen, d.h. Seggen (*Carex*), begleitet von Weiden (*Salix*). Die Einwanderung der Waldkiefern (*Pinus sylvestris*) und Eichen (*Quercus*) erfolgte aus den wärmeren Refugien vermutlich aus West-Südwestlicher Richtung in die Steppenlandschaften der Region. Bis 7200 cal. Jahre BP ist die Region Trier-Saarburg von natürlichen Einflüssen geprägt, bevor die ersten Eingriffe des Menschen zu verzeichnen sind. Bis etwa 6500 cal. BP ist das Wawerner Bruch ein offenes Niedermoor mit Seggenbewuchs, mit zeitweiligen Phasen der Verbuschung durch *Salix*. Ab 6500 cal. Jahre BP breitet sich *Alnus* aus, und bildet von Zeit zu Zeit dichte Bestände. Die sukzessive Entstehung eines Erlenbruchs ist wahrscheinlich. Von den Klimaschwankungen in der Jüngerer Dryaszeit zeugen intervallartige Einträge allochthoner Partikel. Eine Abkühlungsphase infolge des IRD-Ereignis „Event 7“ zeigt sich am Wawerner Bruch durch erhöhte Ti/coh-Gehalte. Um das „8.2 ka BP-Ereignis“ erfolgen absinkende Anteile von *Quercus*, *Corylus* und *Carex*-Beständen und der Eintrag verkohlter Partikel. Ein erster Eingriff in die Naturlandschaften in Trier-Saarburg ist das Verschwinden von *Quercus* aus dem Datenarchiv um 7200 cal. Jahre BP. Ab 7000 cal. BP zeigen sich die ersten Kulturpflanzen. Erhöhte Eingriffe in die Natur erfolgen während der Bronzezeit. Zum Beginn der Bronzezeit folgen typische Ackerunkräuter und vermutlich sekundäre Kulturpflanzen. Im mittleren Holozän, zwischen 5500-5000 cal. Jahre BP, war die Talaue und das Wawerner Bruch von einem Erlenwald dominiert. Zwischen 5000-5300 cal. Jahre BP erfolgte eine starke Öffnung der Landschaft, in die sich lichtliebende Pflanzen ausbreiteten und Kulturanbau betrieben wurde.

Eine erhöhte Akkumulation verkohlter Partikel zwischen 4100-3700 cal. Jahre BP wird als Referenz zur Verarbeitung von Metallen wie Bronze und Eisen interpretiert. Zwischen 3600-3000 cal. Jahre BP zeigen sich Maxima in der Einlagerung von *Cerealia*. In dieser Kulturstufe erfolgt ein intensiver Eingriff in die Naturlandschaften, vermutlich begann hier die Umwandlung zu einer Kulturlandschaft.

Aufgrund der insgesamt geschützten Tallage waren die Auswirkungen des 850 cal. BC-Ereignis (ca. 2800-2700 cal. Jahre BP) nur gering im Wawerner Tal, betreffend der terrestrischen Pflanzenarten. Bis 2800 cal. BP war jedoch der Erlenwald, evtl. durch Rodungen, verschwunden und das Wawerner Bruch lag als offenes Niedermoor mit Seggenbewuchs vor. Bis 2500 cal. Jahre BP (600 v. Chr.) wurden *Pinus* und *Fagus* stark genutzt, während der HEK I, ab 2500 cal. Jahre BP hingegen *Betula*, *Quercus* und *Carpinus*. In die offene Situation am Wawerner Bruch beginnt ca. 2500-2400 cal. Jahre eine Expansion der Erlen. Die Zersiedelung der Kulturlandschaften in Trier-Saarburg wird von Rodungsintervallen eingeleitet. Ab der Trevererzeit (ca. 2400 cal. Jahre BP) bis zum Gallischen Krieg (ca. 2000 cal. Jahre BP) zeigt sich eine Ausdünnung der Wälder. Die Torfakkumulation am Wawerner Bruch stagniert mit dem Beginn der Römerzeit. Einträge, in Form dreier Phasen allochthoner mineralischer Partikel („Ti/coh-Phasen“), zeigen sich im Datenarchiv Wawerner Bruch: bis 0 AD (2000-1900 cal. Jahre BP), bis 150 n. Chr. (1800 cal. Jahre BP) und bis 550 n. Chr. (1400 cal. Jahre BP).

Um 350 n. Chr. (1600 cal. Jahre BP) sind die Auswirkungen der Völkerwanderungszeit eine sukzessive Rückbildung der Landschaften zu einem naturnahen Wald, mit noch hohen Anteilen von *Castanea*. Das Untersuchungsgebiet war in der Zeit der Einnahme der Stadt Trier durch die Franken siedlungsarm. Während der Kleinen Eiszeit sind im Archiv höhere *Linum*- und *Corylus*-Gehalte eingelagert. Als herrschaftlicher Wald wurden auch *Picea* (Fichten) kultiviert, besonders zwischen 400-100 cal. Jahre BP (1550-1800 AD). Die Landschaft am Wawerner Bruch ist heute vollkommen geprägt durch den Menschen, durch die Nutzung des Wawerner Tales bis dicht an das Feuchtgebiet Wawerner Bruch.

Die wechselvolle Geschichte der Kulturlandschaftsentwicklung und die Entwicklung des Wawerner Bruchs, seit dem Beginn der Torfakkumulation, konnte anhand der Auswertung der Bohrkerne rekonstruiert werden und leistet einen Beitrag zur paläoökologischen Forschung der Region. Es zeigt sich, dass das Niedermoor Wawerner Bruch ein hervorragendes Klima- und Umweltarchiv ist.

INHALTSVERZEICHNIS

Abstract	7
Kurzzusammenfassung	9
Abbildungsverzeichnis	13
Tabellenverzeichnis	17
Abkürzungen	17
1. Einleitung	18
2. Physisch-geographische Betrachtung des Untersuchungsgebietes	19
2.1. Regionalgeologischer Überblick	19
2.2. Hydrologie	21
2.3. Geomorphologie, Sedimente und Böden	24
2.4. Abriss der Morphologie und Terrassengliederung an der Unteren Saar	25
2.5. Klima	27
2.6. Lokale und regionale Vegetation	29
2.6.1. Naturräumliche Gliederung	29
2.6.2. Vegetation im Wawerner Tal und Umgebung	29
2.6.3. Das Naturschutzgebiet „Wawerner Bruch“	31
2.6.4. Biotoptypen und die rezente Vegetation im Wawerner Tal	32
2.6.5. Heutige potentielle natürliche Vegetation (hPnV) am Wawerner Bruch	40
3. Das Untersuchungsgebiet aus prähistorischer und historischer Sicht	42
3.1. Übersicht über die regionale Siedlungs- und Kulturgeschichte von der Altsteinzeit bis zu den Kelten	42
3.2. Historische Siedlungs- und Kulturgeschichte des Naturraumes Trier von den Treverern bis zur Neuzeit	48
4. Überblick über den Stand der palynologischen Forschung	54
5. Material und Methoden	57
5.1. Sedimentaufnahme Wawerner Bruch	57
5.1.1. Bohrlokalisierung, Beprobung, Stratigraphie	57
5.1.2. Kompositkern WB16A	58
5.1.3. Radiokarbondatierungen WB16A	58
5.2. Geochemische Analysen WB16A	59
5.2.1. Röntgenfluoreszenzanalyse (XRF)	59
5.2.2. Kohlenstoff-Stickstoff-Analyse (C/N)	59
5.3. Analyse der Mikro- und Makrofossilien von WB16A	59
5.3.1. Palynologie	59
5.3.2. Makroreste (Siebfraktion) und NPP	60
5.3.3. Verkohlte Partikel als Proxy und deren statistische Auswertung	60
5.3.4. Zonierung, Clusteranalyse der Daten	63

5.4.	Exkurs: Identifikation von Proxies	63
5.4.1.	Pollenkörner: <i>Betula</i>	63
5.4.2.	Pollenkörner: <i>Cerealia</i>	66
5.4.3.	Pollenkörner: <i>Quercus</i>	67
6.	Ergebnisse	68
6.1.	Stratigraphie der Bohrkerne WB16A	68
6.1.1.	Alters-Tiefen-Modell und Chronologie WB16A	71
6.2.	Pollenanalysen WB16A	72
6.2.1.	Pollenzonen und prozentuale Anteile der Pollen	72
6.3.	Analyse von NPP und Makroresten (Siebfraction) von WB16A	78
6.3.1.	Konzentrationen der Makroreste (Siebfraction) und NPP	78
6.3.2.	Ergebnisse der Analyse verkohlter Partikel	82
6.4.	Ergebnisse der XRF-Messungen von WB16A	83
6.5.	Ergebnisse der geochemischen Analyse: C/N von WB16A	86
7.	Diskussion	87
7.1.	Paläoökologische Rekonstruktion der Kulturlandschaft in Trier-Saarburg	87
7.1.1.	Spätglaziale Ereignisse und Torfakkumulation am Wawerner Bruch	88
7.1.2.	Frühholozäne Ereignisse: Klimaänderungen und Expansion mesolithischer Kulturen	94
7.1.3.	Das Wawerner Bruch zu Beginn des Holozäns	95
7.1.4.	Erste Siedler in Wawern und im Großraum Saar-Lor-Lux	101
7.1.5.	Erste Kulturpflanzen in Wawern	102
7.1.6.	Die Entwicklung der frühen Kulturlandschaften in Trier-Saarburg	106
7.1.7.	Römerzeitliche Einflüsse auf die Kulturlandschaften in Wawern und Trier-Saarburg	113
7.1.8.	Spätantike und Mittelalterliche Einflüsse auf die Region Trier-Saarburg	117
8.	Zusammenfassung und Ausblick	127
	Literaturverzeichnis	128
	Anhang	151
	Erklärung	

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

1. Abbildungen im Text

- Abb. 1.** Geologische Übersichtskarte der Region Trier mit grenznahen Regionen West-Luxemburgs, im Umfeld des Arbeitsgebietes Wawerner Bruch (bei Markierung *Hm* (Moorbildungen; rotes Quadrat) in der holozänen Talniederung). Im Bereich des Ortes Wawern (roter Punkt) grenzt der triassische Buntsandstein (*sum*) an den devonischen Hunsrückschiefer (*dzH*). Kartengrundlage und Legende (überarbeitet): WMS-Daten: Geologische Karte von Rheinland-Pfalz (GUEK 300) (<https://mapserver.lgb-rlp.de>), ©LGB-RLP <2023>, dl-de/by-2-0, www.lgb-rlp.de [Daten bearbeitet]. Luxemburg (INSPIRE- Annex II Theme Geology- WMS View Service (<https://wms.inspire.geoportail.lu>)**20**
- Abb. 2.** Karte und Fotos der Gewässer 3. Ordnung im Wawerner Bruch (A-C). **Foto A:** Ausblick auf das WB mit Verlauf des Weyerbachs und des Wawerngrabens. **Foto B:** Weg (Lehrpfad) entlang des Wallenborns. **Foto C:** Der als Ausgleichsgewässer konzipierte, hier trockengefallene See, in der Nähe des Saarufers. Karte: WMS-Dienst Gewässernetz (<https://geodienste-wasser.rlp-umwelt.de/>, CC BY 4.0)**22**
- Abb. 3.** Nachzeichnung des ungefähren Verlaufs der Paläomäander (Teilkarten A. u. B.) im Landkreis Trier-Saarlouis an der Unteren Saar im Bereich zwischen den Ortschaften Ockfen und Hamm, beim Arbeitsgebiet Wawern. Die ungefähre Lage der Bohrstelle ist mit einem Kreis markiert. **Teilkarte A.:** Verlauf der Mäander im Pleistozän (Niederterrassenzeit) und Holozän bzw. der Moderne, mit Markierung des Saarverlaufs vor und nach der Kanalisierung. **Teilkarte B.:** Darstellung der Paläomäander im Pleistozän (d.h. Aufgliederung der Mittelterrassen u. der Hauptterrasse). Datenquelle nach MÜLLER 1976, Basiskarten: ArcGIS Online Map Viewer (überarbeitet)**26**
- Abb. 4.** Klimadiagramm der Messstation Trier-Petrisberg. Niederschlag in mittlerer Monatssumme [mm], Temperatur im Monatsmittel [°C], und mittlere Sonnenscheindauer [h] von Januar-Dezember des Zeitraums 1961-1990. Die höchsten Niederschläge fallen im Juni (73 mm) und November (74 mm), die niedrigsten im Januar (60 mm). Die höchsten Temperaturen erreichen die Sommermonate Juni, Juli, August (16-18 °C), die Geringsten die Wintermonate Dezember, Januar und Februar (1-2 °C). Die Sonnenscheindauer ist in Dezember und Januar kurz mit nur 1 h, lang mit 7 h zwischen Mai und August (Datenquelle Messdaten: Deutscher Wetterdienst)**28**
- Abb. 5.** Zuordnung von Pflanzenarten der rezenten Vegetation zu Biotoptypen (Auswahl) und Landschaftselementen mit individueller Kennzeichnung I-V. Eigene Vegetationsaufnahme durch Fotoauswertung und Begehung des öffentlich zugänglichen Lehrpfades und örtlicher Gehwege im nördlichen Areal des Wawerner Bruchs**38**
- Abb. 6.** Eigene Vegetationsaufnahme auf Basis der eigenen Fotodokumentation (siehe Abb. X) der rezenten Vegetation im Wawerner Bruch. Zuordnung der Pflanzen zu einer Auswahl von Biotoptypen. Die Vegetationsaufnahme diente als Orientierung über die Verteilung der Pflanzenarten im Bruch und ist keine Vegetationskartierung im klassischen Sinne**39**
- Abb. 7.** Karte der heutigen potentiellen Vegetation (hpnV) im Arbeitsgebiet Wawerner Bruch. Kartengrundlage und Legende: WMS RP DOP40 (LVerGeo RLP) und hpnV WMS (Landesamt für Umwelt RLP). ©LGB-RLP <2023>, dl-de/by-2-0, www.lgb-rlp.de [Daten bearbeitet]**41**

- Abb. 8.** Einige der in Kapitel 3 genannten Fundplätze archäologischer und historischer Stätten zwischen dem Paläolithikum bis zur Römerzeit, mit dem Fokus auf das Untersuchungsgebiet, zwischen Trier, Saargau, Gutland, Luxemburg und dem Saarland (Quellen siehe Text). Die genannten Orte sind in ungefähre Lage markiert. Hintergrundkarte-Quelle: Ausschnitt aus der BFD 50 des LGB RLP**47**
- Abb. 9.** Übersicht einiger palynologischer und paläo-ökologischer Untersuchungsgebiete (Auswahl) in Rheinland-Pfalz als Referenzorte, aus dem räumlichen Umfeld des Wawerner Bruchs (Sternmarkierung), dem Saarland, Baden-Württemberg, Luxemburg und Frankreichs. (Kartenreferenz: ArcGIS Online, Themenlayer „Terrain: Elevation Tinted Hillshade“ by ESRI; bearbeitet)**56**
- Abb. 10.** Übersicht über die Bohrpunkte (Kreismarkierungen) WB16 im Wawerner Bruch. Die Hauptbohrung WB16A und die Parallelbohrung WB16C liegen im Seggenried im nördlichen Bereich des Wawerner Bruchs. Markierung ungefähre Lage. (Quellen Hintergrundgrafiken: Vegetationsskizze siehe Kapitel 2.6.4. Luftbild WMS RP DOP40 (LVermGeoRLP), Topographische Karte WMS Top Plus-Web Open Graustufen, geoportal.rlp.de, Bundesamt für Kartographie und Geodäsie, 2023, Datenquellen: https://sg.geodatenzentrum.de/web_public/Datenquellen_TopPlus_Open.pdf)**57**
- Abb. 11.** Bildtafel: Übersicht verschiedener *Betula*-Pollen in WB16A (400x). Reihe A zeigt PK, die sich dem *B. nana*-Typ zugeordnet werden könnten. Die beiden B-Reihen zeigen PK triploider *Betula*-Hybriden mit tiefen Poren und kleinem Durchmesser. Reihe C zeigt ebenfalls triploide *Betula*-Hybride mit Anomalien: v.l.n.r.: PK mit unregelmäßig angeordneten Poren; 4-porige PK; 2-porige PK**65**
- Abb. 12.** Bildtafel: Fotos verschiedener Pollenkörner (400x), die als *Cerealia* identifiziert wurden. Reihe A: *Secale cereale*. B: weitere *Cerealia***66**
- Abb. 13.** Stratigraphie (Einheiten I-III) der Sedimente der Bohrkern-Segmente (Geländetiefen) nach Bohrkernaufnahme aus dem Wawerner Bruch (WB). Makroskopische Aufnahme der Komponenten bei der Bohrkernbeschreibung. WB16A: Hauptbohrung, WB16C: Parallelbohrung. Bezeichnung der Komponenten in Anlehnung an TROELS-SMITH (1955). *Detritus herbosus*: Fragmente krautiger Pflanzen >2 mm, *D. lignosus*: Fragmente verholzender Pflanzen/ Bäume >2 mm, *D. granosus*: Überreste krautiger u. verholzender Pflanzen <2 mm bis > ca. 0,1 mm (BIRKS & BIRKS 1980)**69**
- Abb. 14.** Darstellung des Original-Bohrkernes (Sedimentsäule links) nach stratigraphischer (makroskopischer Bohrkernbeschreibung). Kompositprofil WB16A (Sedimentsäule rechts) nach Berücksichtigung von Nachfall und Stauchung des Sedimentmaterials. Erläuterungen zur Legende siehe Abb. 13**70**
- Abb. 15.** Alters-Tiefen-Modell und Stratigraphische Zuordnung (Einheit) zu Bohrkern WB16A (0-14,0 ka cal. BP) mit Referenzen zur Sediment-Akkumulationsrate (cm² a), in Relation zur Tiefe (cm) (Grafik rechts) und zum Alter (cal. yr. BP) (Grafik unten). In den jüngeren (Einheit III, Subatlantikum) und älteren Schichten (Einheit I – II (unten) (Spätglazial und jüngeres Holozän, Präboreal) sind die Sedimentakkumulationsraten erhöht, im Vergleich zum mittleren Teil (Einheit II (oben) (mittleres Holozän, Boreal bis Subboreal))**71**

- Abb. 16.** Darstellung der Ergebnisse der Pollenzählung WB16A in prozentualen Anteilen gegen die Komposittiefe und die Altersskala. Pfeile: Lage der ^{14}C -Datierungen. Die Auswahl der Bäume/Sträucher und Kräuter erfolgte ab 1 % der Gesamtsumme terrestrischer Arten. Die Feuchteanzeiger, lokale und (semi-) aquatische Arten sind von der Gesamtsumme ausgenommen. Abk.: NAP: Non-arboreal Pollen (Nichtbaumpollen); AP: Arboreal Pollen (Baumpollen); LPAZ: Local Pollen Assemblage Zone. CONISS: Clusteranalyse der Zählergebnisse mit Dendrogramm77
- Abb. 17.** Übersicht über die Ergebnisse der in WB16A ausgezählten Mikrosporen (NPP) und Makroreste der Siebfractionen in Konzentrationen [n/cm^3] gegen die Komposittiefe und die Altersskala, mit Lagen der ^{14}C -Datierungen. Im vorderen Bereich sind Pflanzen- und Pilzsporen der Nicht-Pollen-Palynomorphen (NPP) sowie der Makroreste (Siebfraction) dargestellt, hinten botanische u. zoologische Makroreste (Siebfraction) inkl. verkohlter Partikel. Die Zonen TS-Waw 1-7 orientieren sich an den LPAZ81
- Abb. 18.** Ergebnisse der Analyse verkohlter Partikel der Makroreste-Siebfraction $>125 \mu\text{m}$ mit CharAnalysis 1.1. Darstellung gegen die Zeitachse (cal. yrs. BP), den Komposittiefen [cm] und Angaben über die ^{14}C -Messwerte. CHAR: Akkumulationsraten verkohlter Partikel [$\text{cm}^2\text{yr}^{-1}$], Peak magnitude [peak $\text{cm}^2 \text{peak}^{-1}$], Fire frequency [fires 900yr^{-1}]82
- Abb. 19.** Auswahl einiger Messwerte von Einzelementen und Ratios der XRF-Messung in counts [cnts] von WB16A, dargestellt gegen das Alter (cal. yrs. BP) und die Komposittiefen [cm], mit Referenz der ^{14}C -Messwerte. Mit vereinfachter Chronologie (Holozän, Spätglazial). Die blau dargestellte Messkurve von Ti/coh, unterhalb der durch das ATM referenzierten Chronologie, erweitert den Kurvenverlauf über das Alters-Tiefen-Modell hinaus und zeigt beispielhaft den Eintrag von Ti/coh in den Sedimentschichten älter als ca. 13,5 ka BP85
- Abb. 20.** Ergebnisse der Messungen von C [%], N [%] und C/N des Bohrkerns WB16A, Darstellung der Werte gegen das Alter (cal. yrs./ Jahre BP) und die Komposittiefe [cm], mit Angabe der ^{14}C -Messwerte. Gestrichelte Linien: Referenz zur vereinfachten Chronologie (Holozän, Spätglazial)86
- Abb. 21.** Auswahl von Proxies für das Spätglazial und Frühholozän (ca. 13.3-10.0 ka cal. BP) am Wawerner Bruch: $\delta^{18}\text{O}$ (VINTHER et al. 2009), S, Zr, Ti/coh (Ratio), AP/ NAP, (über-) regionale Pollen (%), lokale Pollen (von Gesamtsumme exkludiert), Fe/Ti (Ratio), C/N und Akkumulationsraten verkohlter Partikel. Abkürzungen LSE: Laacher See-Eruption, UMT: Ulmener Maar Tephra; beides in Bezug zur Eifel. Horizontale Linien (gestrichelt) dienen der zeitlichen Orientierung im Diagramm, Linie (durchgehend): Unterteilung Spätglazial-Holozän90
- Abb. 22.** Auswahl einiger Proxies für das Früh- und Mittelholozän (ca. 10-6 ka cal. BP) für Trier-Saarburg/ das Wawerner Bruch: $\delta^{18}\text{O}$ (VINTHER et al. 2009), Zr, Ti/coh (Ratio), AP/ NAP, (über) regionale Pollen (%), lokale Pollen (von Gesamtsumme exkludiert), Fe/Ti (Ratio), C/N und die Akkumulationsrate verkohlter Partikel. Horizontale Linien (gestrichelt) dienen der zeitlichen Orientierung im Diagramm, Linie (durchgehend): Abgrenzung Boreal-Atlantikum und Mesolithikum-Neolithikum97
- Abb. 23.** Auswahl einiger Proxies für das Mittel- und Spätholozän, mit Beginn der Bronzezeit (ca. 6-4 ka cal. BP) für Trier-Saarburg/ das Wawerner Bruch: $\delta^{18}\text{O}$ (VINTHER et al. 2009), Ti/coh (Ratio), AP/ NAP, (über-) regionale Pollen (%), lokale Pollen (von Gesamtsumme exkludiert), Fe/Ti (Ratio), C/N und die Akkumulationsrate verkohlter Partikel. Linien (gestrichelt): Markierung 4.2-Ereignis104

- Abb. 24.** Auswahl einiger Proxies für die Bronze- und Eisenzeit, Antike und dem beginnenden Mittelalter bis zur Wikingerzeit. (ca. 4-1 ka cal. BP) für Trier-Saarburg/ das Wawerner Bruch: VWZ = Völkerwanderungszeit, $\delta^{18}\text{O}$ (VINTHER et al. 2009), Zr, Ti/coh (Ratio), AP/ NAP, (über-) regionale Pollen (%), lokale Pollen (von Gesamtsumme exkludiert), Farn- und Pilzsporen (n/ml), Fe/Ti (Ratio), C (%), C/N und die Akkumulationsrate verkohlter Partikel. Horizontale Linien (gestrichelt) dienen der zeitlichen Orientierung im Diagramm, Linie (durchgehend): Übergang Subboreal-Subatlantikum107
- Abb. 25.** Ansicht ausgewählter Proxies für die Eisenzeit, Antike und das Frühmittelalter, zur detaillierten Betrachtung der Eisen- und Römerzeitlichen Epoche (ca. 2.8-1.3 ka BP) für Trier-Saarburg/ das Wawerner Bruch. VWZ = Völkerwanderungszeit. Ti/coh (Ratio), Kulturanzeiger (Pollen), C (%), C/N, die Akkumulationsrate verkohlter Partikel. XRF-Messwerte (Mn, Cu, Zn, Zr), AP/ NAP, (über-) regionale Pollen (%), lokale Pollen (von Gesamtsumme exkludiert). Horizontale Linien (gestrichelt) dienen der zeitlichen Orientierung im Diagramm111
- Abb. 26.** Ansicht ausgewählter Proxies für das Mittelalter bis in die Moderne (ca. 1 ka BP - heute) für Trier-Saarburg/ das Wawerner Bruch. VWZ = Völkerwanderungszeit. TSI (Total Solar Irradiance, W/m^2), Sauerstoffisotopenkurve $\delta^{18}\text{O}$ NGRIP (VINTHER et al. 2009), Ti/coh und Pb/Ti (Ratio), *Glomus*-Sporen, die Akkumulationsrate verkohlter Partikel, C (%), C/N, AP/ NAP, (über-) regionale Pollen (%), (über-) regionale lokale Pollen und lokale Pollen (von Gesamtsumme exkludiert), *Sordaria*-Sporen. Horizontale Linien (gestrichelt) dienen der zeitlichen Orientierung im Diagramm123

2. Abbildungen im Anhang

- Abb. 27.** Ergebnisse der Pollenanalyse von WB16A in Pollenkonzentrationen [PK/cm^3] der Bäume/ Sträucher, Kräuter und lokaler, (semi-) aquatischer Pflanzen. Abk.: LPAZ: Local Pollen Assemblage Zone (TS-Waw 1-7); CONISS: Ergebnis der Clusteranalyse mit Dendrogramm153
- Abb. 28.** Ergebnisse der Pollenanalyse von WB16A in Akkumulationsraten [$\text{PK}/\text{cm}^2\text{a}$] der Bäume/ Sträucher, Kräuter und lokaler, (semi-) aquatischer Pflanzen. Abk.: LPAZ: local Pollen Assemblage Zone (TS-Waw 1-7); CONISS: Ergebnis der Clusteranalyse mit Dendrogramm. Markierungen (blau): erheblich erhöhte Raten (Peaks)155
- Abb. 29.** Bildtafel: Ascosporen in WB16A (400x). Reihe A: *Diporotheca rhizophila*. Reihe B: *Cercophora*. Reihe C: *Sordaria* sp. Reihe D: *Glomus* sp., z.T. mit Hyphen158
- Abb. 30.** Überblick über einige Ergebnisse aus WB16A (Beschreibungen von links nach rechts): Trophiestufen: Einteilung der C/N-Werte nach SUCCOW & JOOSTEN 2001 zu einer Trophiestufe (poly-, eu-, meso-, oligotroph), dargestellt gegen die Altersskala (cal. Jahre BP) und einer stark vereinfachten Chronologie. Vergleiche der Messergebnisse von C [%] zu Ti/coh und Fe/Ti [cnts]. Einstufung des Humusgehaltes auf Basis von Berechnungen nach AD-HOC-AG BODEN 2005, S.110f; SUCCOW & JOOSTEN 2001, S. 78: humos, anmoorig, Anmoor, Niedermoortorf. Darstellung der Pollen [%] von Cyperaceae (hellgrün), *Salix* (dunkelgrün) und *Alnus* (braun); Vergleiche der Pollen von Lemnaceae (hellblau), *Typha* (dunkelblau) zu Fe/Ti [cnts], farbige Balken: blau: Nässe, orange: Trockenperioden161

TABELLENVERZEICHNIS

1. Tabellen im Text

Tab. 1.	Ergebnisse der AMS- ¹⁴ C-Radiokarbondatierungen und der Kalibration mittels IntCal20. Die in der Spalte „good date (14C)“ mit der Ziffer Eins markierten ¹⁴ C-Daten wurden zur Generierung eines Alters-Tiefen-Modells verwendet, die mit einer Null markierten Alter ausgeschlossen	58
----------------	---	-----------

2. Tabellen im Anhang

Tab. 2.	Profilbeschreibung des Bohrkerns WB16A	151
Tab. 3.	Profilbeschreibung des Bohrkerns WB16C	152

ABKÜRZUNGEN

AD	Anno Domini (Kalenderjahre n. Chr.)
AMS	Accelerator Mass Spectrometry
AP/ NAP	Arboreal Pollen/ Non Arboreal Pollen
BP	Before Present (konventionelle, unkorrigierte ¹⁴ C-Jahre, bezogen auf das Jahr 1950)
b2k	Kalenderjahre, bezogen auf das Jahr 2000
BC	Before Christi (Kalenderjahre, v. Chr.)
BP/ NBP	Baumpollen/ Nichtbaumpollen
cal. BP	Kalenderjahre vor heute (korrigierte ¹⁴ C-Jahre)
C	Carbon, Kohlenstoff
CHAR	Charcoal Accumulation Rates
FRI	Fire Return Intervals (Jahre)
HEK	Hunsrück-Eifel-Kultur
ka	1000 years/ 1000 Jahre
LBK	Linearbandkeramik
LIA	Little Ice Age, Kleine Eiszeit
LSE	Laacher See-Eruption
LST	Laacher See-Tephra
IPAZ	local Pollen Assemblage Zone
MFM	Meerfelder Maar
NAO	Nordatlantische Oszillation
NPP	Non-Pollen-Palynomorphe
NSG	Naturschutzgebiet
PK	Pollenkorn
RLP	Rheinland-Pfalz
TS-Waw	Trier-Saarburg-Wawern
VWZ	Völkerwanderungszeit
WB	Wawerner Bruch
XRF	Röntgenfluoreszenz
YD	Younger Dryas, Jüngere Dryas

Kapitel 1

1. EINLEITUNG

Das hier vorliegende Untersuchungsgebiet „Wawerner Bruch“ entwickelte sich in einem abgetrennten Mäanderbogen an der Unteren Saar in Rheinland-Pfalz, Kreis Trier-Saarburg. Durch Brunnenbohrungen zur Trinkwassergewinnung um 1911 wurden Horizonte mit Niedermoortorf festgestellt. Es wurde angenommen, dass dieser Altarm, nach Abschluss des Mäanderdurchbruchs, vermutlich zum Ende der letzten Kaltzeit vermoorte. Viele Altarme sind heute weitgehend überbaut oder dienen der landwirtschaftlichen Nutzung. Seit 1990 stehen 43,8 ha des Wawerner Bruchs unter Naturschutz, so dass sich ein Feuchtgebiet erhalten konnte (ZOLITSCHKA 2015).

In der Stadt Trier wird intensiv archäologisch-historisch geforscht, insbesondere zur Römerzeit. Im Kontext zur Paläoökologie seien die Beispiele aus dem Trierer Stadtgebiet genannt, der Trierer Walramsneustraße (DÖRFLER et al. 1998) hinsichtlich der Rekonstruktion von Landschaftsbildern der Trierer Talweite (CLEMENS & LÖHR 2001). Im nahegelegenen Luxemburg (Gutland) finden sich eher ältere pollenanalytische Rekonstruktionen zur Landschaftsgeschichte (COUTEAUX 1969, 1970). Eine moderne paläoökologische Rekonstruktion ist z.B. SCHITTEK et al. (2021). Die Methode älterer Studien, die sog. „Ein-Proxy-Methode“, führt in heutiger Zeit aufgrund mehrerer Aspekte, zu Schwierigkeiten im Gebrauch älterer Daten im direkten Vergleich mit modern datierten und bzw. oder hoch aufgelösten Sedimentprofilen. Auf dem gegenwärtigen Stand der Forschung sind die oft zitierten Eifelmaare (z.B. SIROCKO et al. 2024), die sich einerseits mit der Chronologie der Tephraschichten beschäftigen, und sich häufig auf die Erforschung älterer, pleistozäner Sedimente fokussieren. Meist spezialisieren sich die Autoren auf bestimmte Zeithorizonte, wie z.B. die Jüngere Dryas im Spätglazial (z. B. OBREHT et al. 2020).

Diese drei Aspekte,

- (A) die Unklarheit über den exakten Beginn der Torfakkumulation im Wawerner Bruch sowie dessen Entwicklungs- und Umweltgeschichte,
- (B) das Vorhandensein fast nur älterer Vergleichsliteratur der Region Trier und des angrenzenden Raumes, welcher häufig als „Sar-Lor-Lux“ bezeichnet wird, und
- (C) die jüngeren Kulturstufen im Kontext der Kulturlandschaftsentwicklung im südwestlichen Rheinland-Pfalz zu beleuchten,

bilden die Grundlage der wissenschaftlichen Fragestellungen.

Diese Arbeit möchte mit der Rekonstruktion der Paläoumwelt am Wawerner Bruch, vom Spätglazial bis zur Moderne, im Vergleich besonders zu den frühgeschichtlichen Epochen des Holozäns, hinsichtlich der genannten Aspekte, einen Beitrag leisten.

Kapitel 2

2. PHYSISCH-GEOGRAPHISCHE BETRACHTUNG DES UNTERSUCHUNGSGBIETES

2.1. REGIONALGEOLOGISCHER ÜBERBLICK

Das Bundesland Rheinland-Pfalz zeigt eine große Bandbreite geologischer Formationen (Abbildung 1), welche die heutigen Naturräume prägen. Die wichtigsten rheinland-pfälzischen Flussläufe und Durchbruchstäler von Rhein, Mosel, Lahn und ihrer Nebenflüsse, wie z.B. der im Arbeitsgebiet verlaufenden Saar, sind „Trennlinien“ großer geologischer Strukturen Südwestdeutschlands. Das Rheintal zerschneidet im Bereich des Mittelgebirges das Rheinische Schiefergebirge in zwei Areale. Im westlichen Teil liegen u.a. die Naturräume Eifel, Moseltal und Hunsrück. Das Moseltal teilt Hunsrück und Eifel. Das Pariser Becken erstreckt sich nordöstlich bis nach Rheinland-Pfalz und bildet hier die von einem Schichtstufenland geprägte Trierer Bucht, welche geographisch die Südeifel und den östlich der Saar befindlichen Saargau einschließt (LGB: LANDESAMT FÜR GEOLOGIE UND BERGBAU RHEINLAND-PFALZ 2005).

Durch Rheinland-Pfalz verläuft ein Teil des sich vermutlich ab dem späten Proterozoikum (Zeitalter Präkambrium) formierenden Grundgebirges (variskische Gebirgsbildung), dessen Gesteine am Südrand des Hunsrücks anstehen (LBG 2005). Zwei tektonische Einheiten untergliedern das Bundesland entlang des südlichen Randbereiches von Hunsrück und Taunus (Hunsrück-Taunus-Südrandstörung). Der nördliche Teil, in dem das Arbeitsgebiet liegt, wird dem Rhenoherynikum zugeordnet, der Südliche dem Saxothuringikum. Die Grenzzone zwischen Hunsrück und Taunus markiert zugleich den Randbereich der Mitteldeutschen Kristallinschwelle (BEHR & HEINRICHS 1987). In Eifel und Hunsrück haben sich Sedimente und Gesteine des Übergangs Silur/Devon und des Devons (Paläozoikum) abgelagert. Das Saar-Nahe-Becken und die Wittlicher Senke sind von Ablagerungen aus dem Oberkarbon und Rotliegenden (Unteres Perm/ Paläozoikum) geprägt. Vom Ende des Perms (Zechstein) bis in die Trias (Muschelkalk/ Mesozoikum) stehen Gesteine im Pfälzerwald an. Die Westeifel ist geologisch ausgehend ab der Trias (Buntsandstein) bis vermutlich ins Jura (Lias) entstanden. Die Gesteinsbildungen im Ablagerungsraum Oberrheingraben und Mainzer Becken bildeten sich dagegen im Tertiär (Eozän/ Känozoikum) und reichen bis in das Quartär (Holozän) (LBG 2005).

Der Eifelvulkanismus zeigte während des Quartärs eine starke Aktivität. Die während des Pleistozäns abgelagerten pyroklastischen Sedimente und die für die Eifel typischen Maare prägen hier das Rheinische Schiefergebirge. Die Auswurfprodukte des Laacher See-Vulkans sind stratigraphisch als Laacher-See Tephra (LST) bekannt und vielerorts abgelagert (z.B. FÖRSTER et al. 2020, ABBOTT et al. 2021), aber auch die Sedimente anderer Maare wie u.a. des Holzmaares, Meerfelder Maares oder Dehner Maares werden bis jüngst untersucht (z.B. SIROCKO et al. 2024, GARCÍA et al. 2023, OBREHT et al. 2020, MARTIN-PUERTAS et al. 2017, ENGELS et al. 2016, u.v.m.).

Das Saartal wird morphologisch in die Abschnitte Obere Saar, Mittlere Saar und Untere Saar untergliedert. An der Unteren Saar schnitt sich der Fluss ins Rheinische Schiefergebirge und in die dort anstehenden Gesteine. Das Saartal wird im zentralen Bereich von Hunsrückschiefer dominiert, im westlichen Ausläufer überdeckt eine Buntsandsteindecke den Schiefer (MEYNEN et al. 1962).

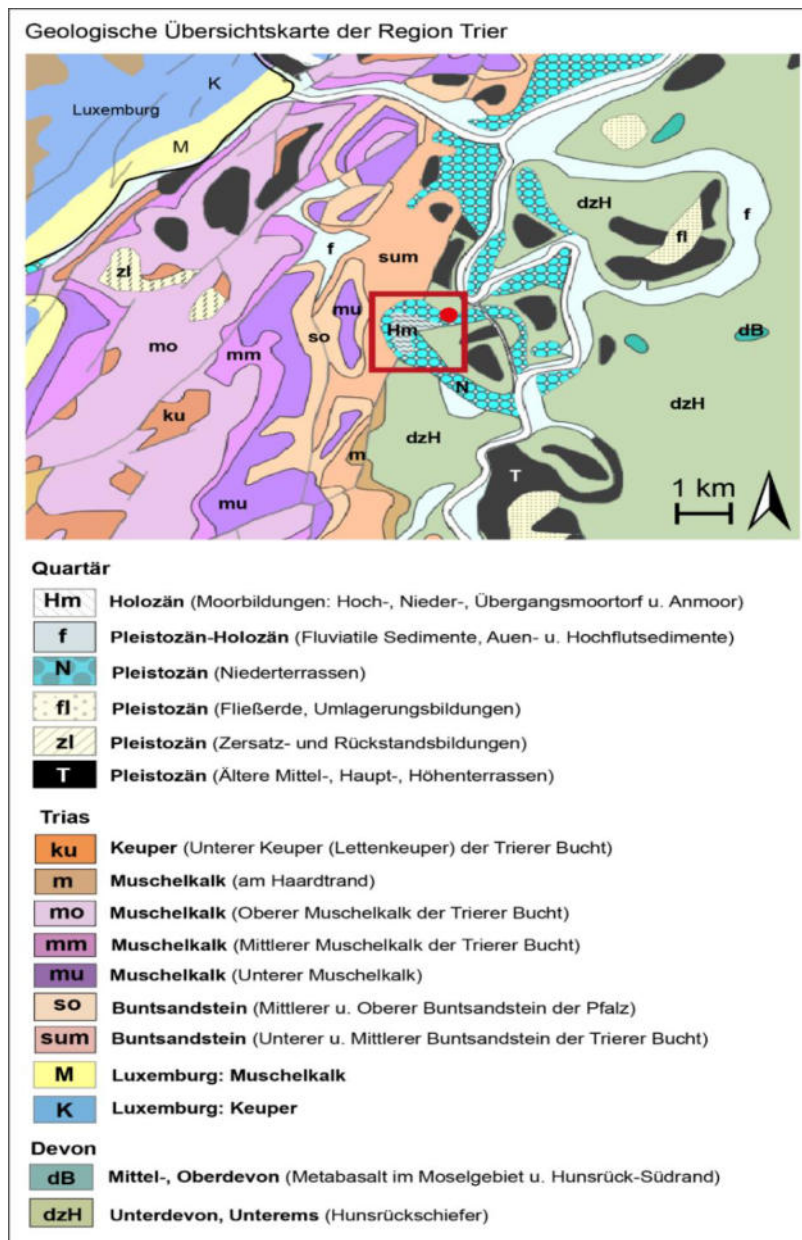


Abb. 1. Geologische Übersichtskarte der Region Trier mit grenznahen Regionen West-Luxemburgs, im Umfeld des Arbeitsgebietes Wawerner Bruch (bei Markierung *Hm* (Moorbildungen; rotes Quadrat) in der holozänen Talniederung). Im Bereich des Ortes Wawern (roter Punkt) grenzt der triassische Buntsandstein (*sum*) an den devonischen Hunsrückschiefer (*dzH*). Kartengrundlage und Legende (überarbeitet): WMS-Daten: Geologische Karte von Rheinland-Pfalz (GUEK 300) (<https://mapserver.lgb-rlp.de>), ©LGB-RLP <2023>, dl-de/by-2-0, www.lgb-rlp.de [Daten bearbeitet]. Luxemburg (INSPIRE- Annex II Theme Geology- WMS View Service (<https://wms.inspire.geoportail.lu>)).

Die Umgebung des Wawerner Bruchs ist von Gesteinen geprägt: nach Osten von devonischem Hunsrückschiefer, nach Westen von Sedimenten der Trias (Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper). In Richtung Luxemburg steht Jura an (LGB 2015 Kartenbeilagen). Bei Wawern tritt Rotliegendes auf (WAGNER et al. 2012).

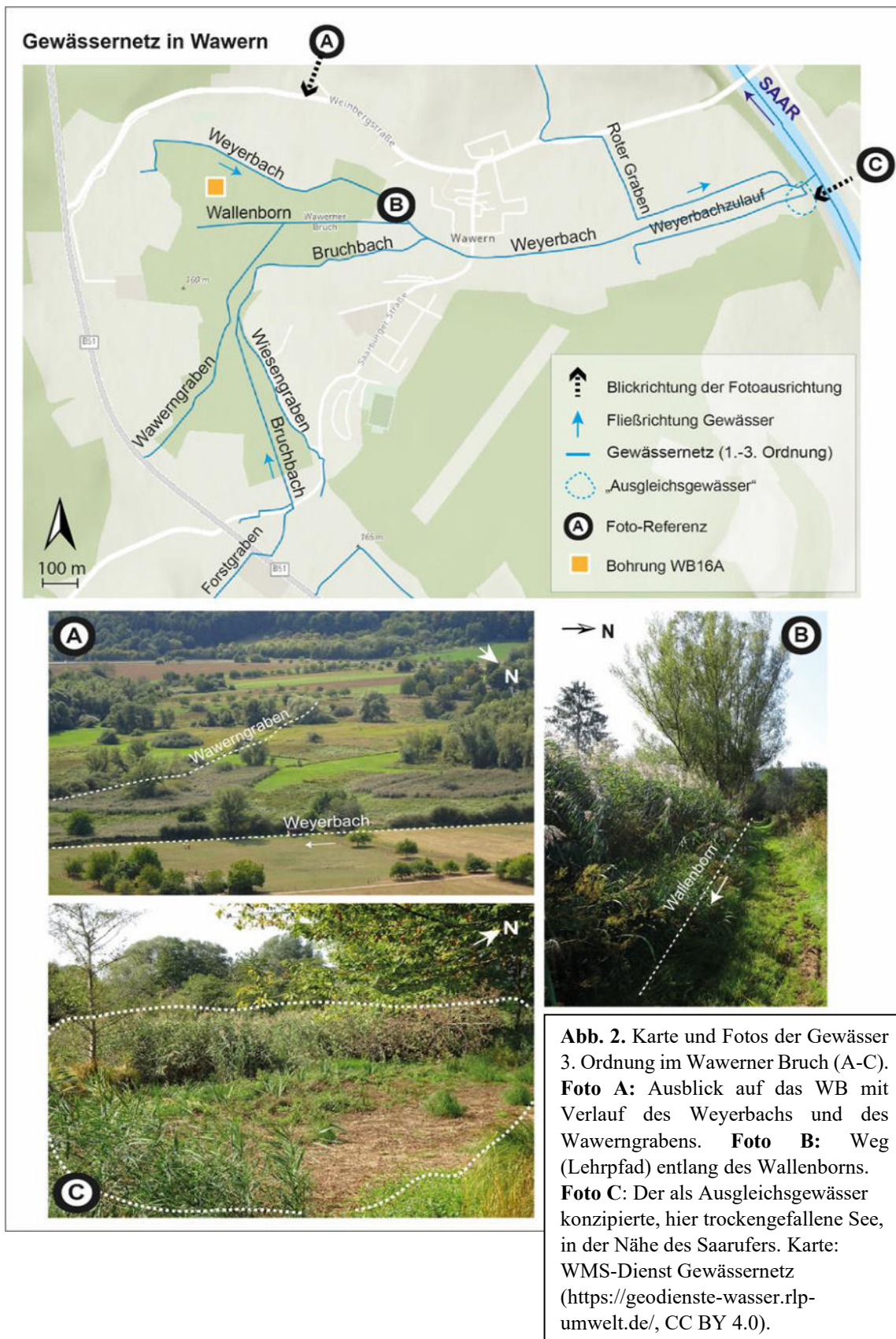
Im Pliozän und Pleistozän begann die Tiefenerosion und Formung der Saartäler, wobei ein weites Talquerprofil, z.B. durch den Hunsrück-Quarzit (Devon), verhindert wurde (SOYEZ et al. 1989). An der Unteren Saar, sowie im Taunusquarzit und Hunsrück-Schiefer sind während des Pleistozäns Talmäander entstanden, die heute fossil vorliegen. Das Tal der rezenten Saar ist von lockerem Schotter gekennzeichnet, da sich der nach-würmzeitliche Fluss nicht bis an das anstehende Gestein eingegraben hat (STETS 2021).

2.2. HYDROLOGIE

Die Saar entspringt in zwei Quellbächen (Rote und Weiße Saar) in den Nordvogesen (Frankreich) am Berg Donon (1009 m ü. NN), vereinigt sich bei Hermelange zu einem Fluss und gilt als größter Nebenfluss der Mosel. Von der deutschen Grenze bis zum Mündungsgebiet in Konz befindet sich die Saar nur zu 1/3 auf rheinland-pfälzischem Gebiet (zu 2/3 im Saarland). Die Saar fließt von der Quelle zur Mündung in nordwestlicher Richtung. Das Einzugsgebiet der Saar umfasst etwa 7400 km², inklusive ihrer, im Saarland gelegenen, wichtigsten Nebenflüsse Blies, Nied, Prims (SOYEZ et al. 1989).

Der größte Teil des Flusses Saar ist heute anthropogen überprägt, die Saar aus wirtschaftlichen Gründen teilweise kanalisiert und begradigt, um den Anforderungen der modernen Großschifffahrt zu genügen, z.B. durch die Staustufe Kanzem nahe Wawern. Durch den Bau von sechs Staustufen zwischen Saarbrücken und Konz wurde die Fließgeschwindigkeit der Saar verringert und eine Höhendifferenz von 55 m überwunden (SOYEZ et al. 1989).

Nach MOOR (1958) lassen sich in Gebirgen entspringende Flüsse in verschiedene Abschnitte gliedern, die jeweils bestimmte Standortfaktoren aufweisen. Das Arbeitsgebiet Wawerner Bruch (Abbildung 2) befindet sich geographisch an der unteren Saar, sodass dieses in den vierten Abschnitt, den des Unterlaufs, zuzuordnen ist. Der Unterlauf weist nur noch ein sehr geringes Gefälle von unter 0,3 % auf, wodurch es zu einer Ausbildung von Flussmäandern kommt. In den Auen lagern sich feinkörnige Sedimente ab. Besonders im Winter sind Hochwassergänge durch Niederschlagsmaxima und im Frühjahr durch die Schneeschmelze zu vermuten, im Sommer vornehmlich nur durch vereinzelte Starkregen-Ereignisse. Besonders anzumerken ist eine Häufung von „Altläufen“ am Unterlauf eines Flusses. Diese Altarme entstehen durch Verlagerungen der Hauptfließrinne und ihrer Abtrennung von dieser, durch beispielsweise extreme Hochwasserereignisse. Das Flussbett kann infolgedessen der Erosion, Akkumulation und Umlagerung ausgesetzt sein. Durch den Ausbau des Saarkanals erfolgte eine Tieferlegung des Flussbettes, wodurch der Grundwasserspiegel künstlich eingeregelt wurde. Unterhalb einer Staustufe senkt, oberhalb einer Staustufe hebt sich der Grundwasserspiegel. Dies kann zu weitreichenden Problemen im Siedlungsraum, in der Vegetation, sowie der Lebensgemeinschaften am Gewässer führen (SOYEZ et al. 1989).



Nach einer Studie von BRAUNER & WEBER (1976) kam es im benachbarten Saarland nach dem Ausbau der Saar zur Zerstörung von Auenwäldern und Auenwaldsäumen (17,2 ha), Röhrichten (15,0 ha) und Altwässern (5,0 ha), desweiteren wurden 21 wertvolle Flächen aufgelistet, die unmittelbar oder infolge des Saarausbaues durch Aufschüttungen, Versiegelungen, Rodungen und Trockenlegungen verloren waren (DEUTSCHER BUND FÜR VOGELSCHUTZ 1986).

Die Anfänge der Grundwasserförderung im Wawerner Bruch lassen sich nach FEIL (1963) bis zum Beginn des 20. Jahrhunderts zurückverfolgen. Die Stadt Trier veranlasste ab 1901 die erste Tiefbohrung im Wawerner Bruch, als Vorarbeiten für einen Brunnenbau. In den Kiesablagerungen des früheren Mäanderbettes wurde ein starker Grundwasserstrom in einer Tiefe von 15 m und 25 m entdeckt (FEIL 1963). Daraufhin wurde ein Versuchsbrunnen (Brunnen I) in der Nähe der artesischen Quelle Wallenborn eingerichtet. In den Jahren um 1912 begann der Ausbau der Grundwasserförderung großflächig unter Einbeziehung der Höhenzüge um das Wawerner Bruch. Das stoßweise austretende Wasser des Wallenborns versiegt jedoch schon 1912. Ab den 1950er Jahren erfolgte der Bau weiterer Brunnen innerhalb des Bruchs. Die geologischen Besonderheiten des Wawerner Tales sind ausschlaggebend für die Entstehung des Aquifers. Im Wawerner Tal handelt es sich um einen silikatischen Porengrundwasserleiter mit organischen Anteilen (LGB 2005). Der für Wasser hochdurchlässige Buntsandstein trifft in Wawern auf relativ undurchlässigen Schiefer. Das Wasser wird zusätzlich aufgrund geologischer Strukturen (Verwerfungen) in geringere Tiefen geleitet, so dass es sich zur Trinkwassergewinnung eignet, und bildete so den Ursprung der artesischen Quelle (GEMEINDE WAWERN, www.wawern-saar.de, Zugriff Juli 2024).

Nach dem Bau des Saarkanals wurde, östlich des Ortes Wawern, eine unterirdische Dichtwand aus Lehm installiert. Diese sollte die Entwässerung des Grundwassers aus dem Wawerner Bruch ins 13 m tiefer liegende Saarkanal-Bett verhindern. Die Dichtigkeit dieser als Lehmschürze bezeichneten Konstruktion wurde angezweifelt. Nicht nur zeugten Gebäudeschäden in den Anfangsjahren mutmaßlich von Veränderungen im Grundwasserspiegel. Das Trockenfallen des Ausgleichsgewässers deutet an, dass möglicherweise Wasser aus dem Weyerbach versickert, bevor es den nachträglich errichteten „See“ und die Saar erreicht. Bei einer Undichtigkeit der Lehmschürze würde zudem Grundwasser unbemerkt aus dem Aquifer in den Saarkanal entweichen. Eine Übernutzung der Trinkwassergewinnung im Wawerner Bruch wurde mehrfach vermutet. Detaillierte technische Beschreibungen und weitere Ausführungen der örtlichen Trinkwassergewinnung finden sich u.a. in FEIL (1963). Innerhalb des Wawerner Bruchs sollen sich tief im Untergrund „partiell hochdurchlässige Kiesablagerungen“ und insgesamt „ein hochdurchlässiges System zwischen Bruch und Grundwasserleiter“ befinden (Daten liegen vor). Zwischen dem Moorkörper und dem Grundwasserleiter existiert daher offenbar keine durchgängige wassersperrende Trennschicht, so dass sich der Moorkörper durch „Fenster“ in der Ton-/Lehmschicht mit Wasser versorgt. Ein Austausch erfolgt allerdings nur unter störungsfreien Bedingungen, d.h. ohne eine Wasserförderung zur Trinkwassergewinnung und ohne eine Störung der artesischen Druckverhältnisse.

2.3. GEOMORPHOLOGIE, SEDIMENTE UND BÖDEN

Während des Quartärs haben sich im Untersuchungsgebiet insbesondere fluviale und äolische Sedimente abgelagert (FETZER et al. 1995). In den Glazialen des Pleistozäns war dort ein Periglazialgebiet mit Permafrosterscheinungen (MEYER 1994, LBG 2005). Lössdecken akkumulierten im Tiefland und in Senken, z.B. entlang des Rhein- und Moseltals, so wie in den Gaulandschaften (z.B. im Saargau, Bitgau, Gutland). Auf den Terrassenstufen der Flüsse haben sich Sande und Kiese abgelagert, mit eingelagerten Lössen und lössgeprägten Parabraunerden. Flusssedimente wie Kies, Sand, Lehm und Ton bilden die „Verfüllung“ ehemaliger Mäander.

Altarme, wie auch an der Saar, unterliegen der sukzessiven Verlandung. Die Sedimentationsprozesse finden, geomorphologisch betrachtet, in kurzen Zeiträumen statt (hunderte bis tausende Jahre); dadurch stellen Altarme Übergangsformen zwischen einem fließenden und einem stehenden Gewässer dar. Nach Mäanderdurchbruch und Abtrennen einzelner Mäander entstanden Umlaufberge in der pleistozänen Tallandschaft (SOYEZ et al. 1989), wie die „Ayl-Kupp“ des Ayl-Wawerner-Biebelhausener Mäanders (abgekürzt auch als „Ayl-Wawerner-Mäander“ bezeichnet). Auf den Hangfelsen entwickelten sich Ranker. In höheren Lagen bildeten sich lehmige Braunerden auf dem silikatischen Ausgangsgestein (HAND et al. 2016). Im Verlauf der Flüsse Saar und Mosel sind die Gleithänge von Sandfließerden, die Prallhänge von Lehmschuttfließerden geprägt. In den breiteren Talabschnitten herrschen Hochfluttone vor, während sich in den engeren Durchbruchstätern wenig Auenlehm und Auensand entwickelt. In der Trierer Talweite gibt es hingegen Ablagerungen von mehreren Kilometern Breite (HAND et al. 2016). Erosive Prozesse erfolgen heute vor allem an den Weinberghängen bei starkem Niederschlag, wobei der Charakter des Weinberges (ökologischer vs. konventioneller Weinanbau, alter vs. neuer Weinberg) in Zusammenhang mit der Erosionstätigkeit zu betrachten ist; im ökologischen Weinbau und an alten Weinbergen ist die Erosion und der Abfluss geringer (COMINO et al. 2016), auf jungen und aufgegebenen Weinbergen erhöht (SEEGER et al. 2019).

Im Bereich des Ayl-Wawerner-Biebelhausener Mäanders, in dessen nordwestlichen Abschnitt sich das Arbeitsgebiet „Wawerner Bruch“ befindet, wurden im Teilstück zwischen den Orten Biebelhausen und Hamm, im Zuge der Baumaßnahmen des Saarkanals (Abbildung 3, Verlauf des heutigen Saarkanals) Profilaufschlüsse freigelegt und bodenkundlich sowie palynologisch untersucht. Am Rand dieses Talabschnittes der Saar wurden ungestörte schräggeschichtete Sande von 12 m Mächtigkeit freigelegt. Oberhalb der Sande zeigen sich in diesem Profil tonig-schluffige Sedimente, die auf den Mäanderdurchbruch deuten, welcher vermutlich vor Beginn des Spätglazials vollendet war (MÜLLER et al. 1983). Der in MÜLLER et al. (1983) als „Profil Weingut Greif“ bezeichnete Geländeaufschluss beschreibt drei, in den Sanden eingelagerte, fossile Bodenhorizonte, deren Sedimentablagerungen der Zeit zwischen Frühglazial bis Spätglazial zugeordnet werden.

In Bodenschichten des Holozäns an der unteren Saar wurden Torfe gefunden (STETS 2021). Der Profilaufschluss aus den Baumaßnahmen der Saarkanalisierung ist bislang die einzige palynologische Bearbeitung von Sedimenten in der näheren Umgebung des Wawerner Bruchs.

2.4. ABRISS DER MORPHODYNAMIK UND TERRASSENGLIEDERUNG AN DER UNTEREN SAAR

Das Untere Saartal ist von dem im Pleistozän stark mäandrierenden Flusslauf der Saar (Abbildung 3) geprägt und in Terrassenstrukturen gegliedert (u.a. RÜCKLIN 1935; MATHIAS 1936, 1952; REICHRATH 1938; ZANDSTRA 1954). Die Terrassengliederung der Unteren Saar ist komplex und untergliedert sich aufgrund einiger Mäanderdurchbrüche in weitere Unterterrassen. Durchbrüche ereigneten sich z.B. bei Schoden (südöstlich Wawerns) oder Konz (nördlich Wawerns), an der heutigen Saarmündung in die Mosel. Das Wawerner Bruch entstand innerhalb eines Mäanders, der sich weiträumig zwischen den Orten Ayl und Biebelhausen aufspannte.

Die Benennung der Unterterrassen unterscheidet sich je nach Autor: ZÖLLER (1985) beschreibt die Niederterrasse 1 (NT1) mit einer unterliegenden Niederterrasse 2 (NT2); letztere bildete sich oberhalb des Mäanderdurchbruchs bei Schoden (nach dem „Amersfoort-Interstadial“ (Frühglazial; MIS 5c), welches heute als Frühphase des Brörup-Interstadials (LITT et al. 2007) geführt wird.

Die Aufspaltung der Niederterrasse bis zum Quarzit-Engtal ist vermutlich durch die verstärkte Tiefenerosion, nach einer veränderten Verteilung des Gefälles, als Folge der Abschnürung des Ayl-Wawerner-Mäanders verstärkt worden (SOYEZ et al. 1989). Die fluvialen Ablagerungen der Niederterrassenzeit stammen demnach wohl aus der Weichsel-Kaltzeit (ZÖLLER 1985). An einem Profilaufschluss östlich Wawerns (beim Weingut Greif) beschreibt ZÖLLER (1985) die Verfüllungen der früheren Talsohle mit Kiesen fluvialer Herkunft, Hochflutsanden und Fließerden von insgesamt 18 m Mächtigkeit.

Oberhalb Schodens ist zwischen der NT und der unteren Mittelterrasse (uMT) eine weitere Niederterrasse eingegliedert, die sich in den ehemaligen Ayl-Wawern-Biebelhausener Mäander ausdehnt. In MATTHIAS (1936) wird diese Terrasse als T_2 definiert (ZÖLLER 1985). Eine weitere Aufspaltung der uMT erfolgte vermutlich durch die Abschnürung eines Moselmäanders (ZÖLLER 1985); so dass sich hier zwischen der höheren uMT_1 und der tieferen uMT_2 unterschieden wird (MÜLLER 1976). Die Mosel soll noch während der uMT dem Mäander um Kommlingen (nordöstlich Wawerns) gefolgt sein, der schon zu Hauptterrassenzeit existiert haben soll (MÜLLER 1976). Der Irsch-Ockfener-Mäander (in südlicher Richtung in Höhe Saarburg) wurde am Ende der uMT (Anm., auch: uMT_1 , T_3) abgeschnürt (ZÖLLER 1985), als die Saar bei Niederleuken zum Leuktal durchbrach (MATHIAS 1952).

Zum Ende der uMT_2 -Zeit (T_2) fiel der Ayl-Wawerner-Mäander trocken, beim Durchbruch der Saar bei Biebelhausen (MATHIAS 1952). Dies erfolgte vermutlich gegen Ende des Frühglazials oder zu Beginn des Spätglazial, da darüber keine grobklastischen Sedimente mehr abgelagert wurden, sondern nur noch tonig-schluffige Sedimente (ZÖLLER 1985). Der Mäanderdurchbruch soll sich laut ZÖLLER (1985) bis vor dem Beginn des Spätglazial ereignet haben.

ZÖLLER (1985) interpretiert Tonablagerungen direkt über dem Grobschotter und Tonschiefer als Sedimenteintrag durch einen Altarm, der bei Hochwasserereignissen als Entlastungsrinne diente. Im Schotterkörper sollen sich „tümpelartige“ Vertiefungen („Kolke“) gebildet haben. Die darin akkumulierten Feinsedimente trugen zu einer Verfüllung dieser bei; eine ^{14}C -Datierung eines in der Tonschicht-Basis eingelagerten Kiefernholzes ergab ein Alter von 15.800 ± 300 Jahre (ZÖLLER 1985). Der Ursprung der fluviolen Sedimente der Niederterrasse wird in der Weichsel-Kaltzeit vermutet (ZÖLLER 1985). Die heutigen Flussauen liegen bis zu 200 m unterhalb der pleistozänen Terrassensysteme (HAND et al. 2016).

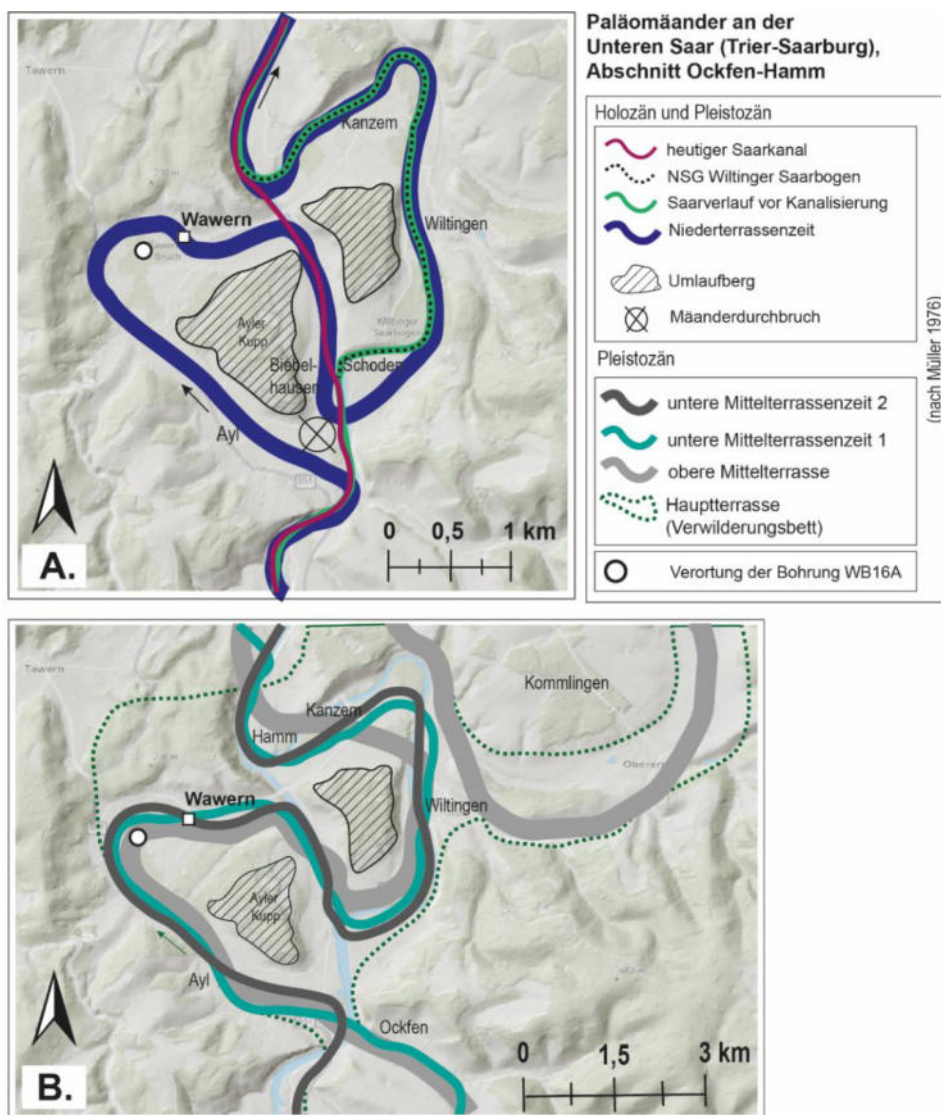


Abb. 3. Nachzeichnung des ungefähren Verlaufs der Paläomäander (Teilkarten A. u. B.) im Landkreis Trier-Saarburg an der Unteren Saar im Bereich zwischen den Ortschaften Ockfen und Hamm, beim Arbeitsgebiet Wawern. Die ungefähre Lage der Bohrstelle ist mit einem Kreis markiert. **Teilkarte A.:** Verlauf der Mäander im Pleistozän (Niederterrassezeit) und Holozän bzw. der Moderne, mit Markierung des Saarverlaufs vor und nach der Kanalisierung. **Teilkarte B.:** Darstellung der Paläomäander im Pleistozän (d.h. Aufgliederung der Mittelterrassen u. der Hauptterrasse). Datenquelle nach MÜLLER 1976, Basiskarten: ArcGIS Online Map Viewer (überarbeitet).

2.5. KLIMA

Die mitteleuropäischen Temperaturen werden insbesondere von Vorgängen der Atmosphäre und des Nordatlantiks gesteuert. Der nach Mitteleuropa in die Nordhemisphäre reichende Zweig des Golfstroms wird als Nordatlantikstrom (oder die Nordatlantikdrift) bezeichnet. Hier bewirkt die thermohaline Zirkulation (eine Umwälzströmung, engl. *Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC*), dass warmes/ leichtes Oberflächenwasser evaporiert, durch erhöhten Salinitätsgrad absinkt und als kaltes, salzhaltiges Wasser in das Nordatlantik-Tiefenwasser eingespeist wird (z.B. THORNALLEY et al. 2009). Die Tiefenwasserbildung vor Island und Norwegen setzte erneut nach dem Ende der letzten Vereisung vor etwa 14.700 Jahren vor heute (BP) im Spätglazial ein (GROOTES et al. 1993; SARNTHEIN et al. 1994; WAELBROECK et al. 2001). Die Schmelzwässer der Vergletscherungen Norwegens und Nordamerikas bedeckten den Atlantik. Dies begünstigte eine Schwächung oder Unterbrechung des Golfstroms (STOCKER & WRIGHT 1991, MCCABE & CLARK 1998), so dass es während des Spätglazials erneut zu Kälterückschlägen kam (z.B. SARNTHEIN et al. 1994, MCMANUS et al. 2004, KNUTZ et al. 2007). Die letzte dieser Kaltphasen war die Jüngere Dryas, vor Beginn der heutigen Warmzeit, des Holozäns. Das Tiefenwasser bildet sich in eisfreiem Meer. Mit der Wiederaufnahme der Zirkulation des Golfstroms beginnt eine Phase der Wiedererwärmung der mitteleuropäischen Landmassen. Tiefdruckgebiete erreichen nun wieder Mitteleuropa, so dass Wärme und Niederschlag die Wiederausbreitung von Pflanzen begünstigen (SIROCKO et al. 2013).

Andere Kälterückschläge, wie u.a. die Kleine Eiszeit (engl. *Little Ice Age, LIA*), die z.B. zur Eisbildung auf Gewässern führte, begründen sich in Sonnenflecken-Minima, welche zyklisch auftreten und eine Verringerung der UV-Strahlung zur Folge haben. Die Stratosphäre erwärmt sich dabei zunächst und führt zu Luftdruckunterschieden über dem Nordatlantik. Nachfolgend treten Veränderungen in der Nordatlantischen Oszillation (engl. *North Atlantic Oscillation, NAO*) auf. In Phasen der Sonnenflecken-Minima ist zudem auch der ^{14}C -Gehalt in der Atmosphäre erhöht (z.B. SIROCKO et al. 2013, MUSCHELER et al. 2005).

Die Nordatlantische Oszillation beruht auf der Verteilung des Luftdrucks zwischen dem Azorenhoch und dem Islandtief, die miteinander agieren. Bei einer Druckzunahme des Azorenhochs verändert sich auch das Islandtief (Druckabfall); die Interaktion dieser Hochs und Tiefs ereignet sich kontinuierlich im Jahresverlauf. Die jahreszeitlichen Übergänge in Mitteleuropa (z.B. Winter-Frühling) oder die Ausprägung des Sommerwetters sind von der Zugrichtung des Azorenhochs beeinflusst. In der kalten Jahreszeit (November-April) sind die Druckunterschiede besonders groß (z.B. HURRELL 1995, 2003). Der NAO-Index beschreibt die Stärke der Nordatlantischen Oszillation als die Differenz (der Mittelwerte) der gemessenen Druckabweichungen der jeweiligen Messstation auf den Azoren und Island. Ist der NAO-Index positiv, treten in den mittleren Breiten starke Westwinde auf; ist der NAO-Index negativ, sind die Westwinde schwach. Die Luftmassen, die temperierte und feuchte Luft nach Europa bringen, haben ihren Ursprung über dem westlichen Atlantik und werden durch Zykclone ostwärts verfrachtet.

Dieser Transport atlantischer Luftmassen hängt mit der Ausprägung der NAO zusammen. Ist diese stark, werden atlantische Luftmassen eher nach Nordeuropa transportiert, bei schwacher NAO nach Südeuropa. Aufgrund der Aktivität der NAO wechseln sich in Mitteleuropa Schön- und Schlechtwetterperioden kontinuierlich ab. Der Niederschlag ist in Mitteleuropa in allen Jahreszeiten vorhanden, so dass längere Trockenperioden ausgesprochen selten sind (LAUER & BENDIX 2006). Das Moseltal zählt zu den warmen Regionen Deutschlands, während der Hunsrück, die Eifel und der Westerwald regenreich sind (MINISTERIUM FÜR UMWELT, FORSTEN UND VERBRAUCHERSCHUTZ, RHEINLAND-PFALZ 2007). Das Arbeitsgebiet gehört demnach der gemäßigten Klimazone an, die sich durch westeuropäisch-atlantische Einflüsse auszeichnet, und kühle Sommer und milde Winter hervorbringt. HAND et al. (2016) beschreibt das Klima der Trierer Moseltalweitung, von der Mündung der Saar bei Konz bis zur Wittlicher Senke, als „sommerwarm, wintermild und vergleichsweise niederschlagsreich“. Das Wawerner Tal ist ringförmig von Hügeln umgeben. Nördlich des Ortes Wawern befindet sich ein südexponierter Hang, auf dem Weinbau betrieben wird. Westlich entlang des Wawerner Tales befinden sich die Hänge des Nitteler Waldes mit E-SE- bis N-NE-Exposition. Der „Keil“ des Umlaufberges am Hochwald beim Ort Wawern ist größtenteils N-NW-exponiert, im Süden SW-W. Die Exposition der Tallage westlich der Ortschaft ist größtenteils E-SE. Im übrigen Wawerner Tal ist diese gemischt, SE bis NE, mit kleinräumigen Expositionen nach Süd oder Nord.

Die Sommermonate sind feucht mit hohen Niederschlägen (Abbildung 4), sonnig, aber mäßig warm mit Temperaturen unter 20 °C, die Wintermonate fallen feucht-kalt aus, wobei die mittleren Wintertemperaturen bei Plusgraden liegen, so dass der Winterniederschlag zumeist als Regen fällt.

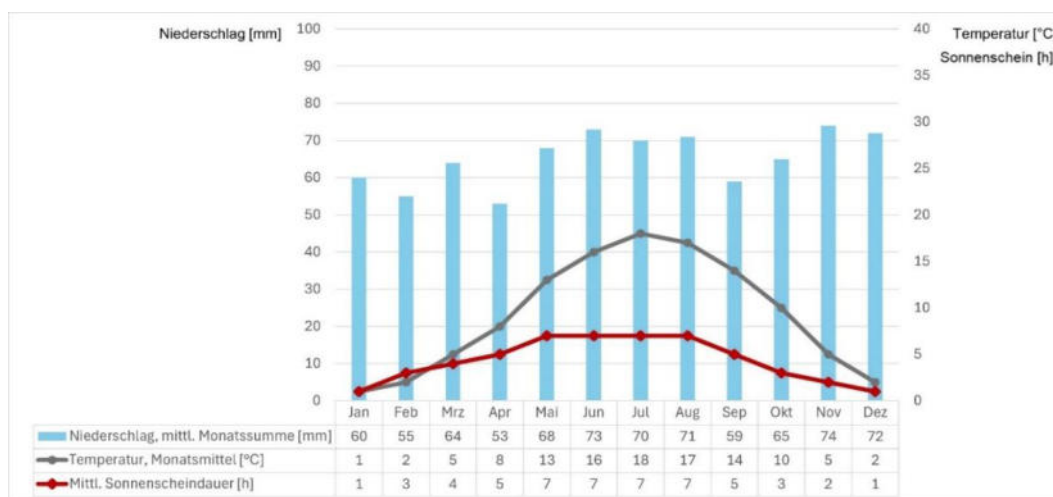


Abb. 4. Klimadiagramm der Messstation Trier-Petrisberg. Niederschlag in mittlerer Monatssumme [mm], Temperatur im Monatsmittel [°C], und mittlere Sonnenscheindauer [h] von Januar-Dezember des Zeitraums 1961-1990. Die höchsten Niederschläge fallen im Juni (73 mm) und November (74 mm), die niedrigsten im Januar (60 mm). Die höchsten Temperaturen erreichen die Sommermonate Juni, Juli, August (16-18 °C), die Geringsten die Wintermonate Dezember, Januar und Februar (1-2 °C). Die Sonnenscheindauer ist in Dezember und Januar kurz mit nur 1 h, lang mit 7 h zwischen Mai und August (Datenquelle Messdaten: Deutscher Wetterdienst).

Bezüglich des Klimawandels zeigen sich erste Klimafolgen im Naturraum Moseltal. Zwischen 1881 bis 2023 ist die Temperatur (Jan-Dez) um +1,7 °C angestiegen im Vergleich zum letzten 30-jährigen Mittel 1994-2023. In dieser Klimaperiode liegen auch die 10 Jahre, in denen die höchsten Temperaturen gemessen wurden (MINISTERIUM FÜR WIRTSCHAFT, KLIMASCHUTZ, ENERGIE UND LANDESPLANUNG RHEINLAND-PFALZ 2013; KOMPETENZZENTRUM FÜR KLIMAWANDELFOLGEN RHEINLAND-PFALZ: klimaneutrales.rlp.de, Zugriff: Juli 2024).

2.6. LOKALE UND REGIONALE VEGETATION

2.6.1. Naturräumliche Gliederung

Das Wawerner Bruch (Landkreis Trier-Saarburg) liegt im Südwesten des Bundeslandes Rheinland-Pfalz und ist naturräumlich in die Großlandschaft Moseltal eingebettet („Einheit 25“ = Moseltal, MEYNEN et al. 1962). Das Moseltal ist ein schmaler, langer Reliefeinschnitt zwischen Eifel und Hunsrück. Das Schiefergebirgs-Moseltal (= „Einheit 250“) erstreckt sich entlang der Mosel, dort, wo der Fluss in das Rheinische Schiefergebirge eintritt, dies ist zwischen der Saar- und Moselmündung der Fall. Das Untere Saartal (= „Einheit 252“) ist die südlich verlaufende naturräumliche Fortführung des Schiefergebirgs-Moseltals (MEYNEN et al. 1962). Südöstlich grenzt der Hunsrück an das Untersuchungsgebiet. Entlang des Saarverlaufs, auf dem Gebiet des südlich angrenzenden Saarlandes, besonders am Durchbruchstal des Orscholzer Riegels (246 m ü. NN), wird die Vegetation noch dem Naturraum Moseltal zugeordnet, da sich diese Areale deutlich von der Flora des Hunsrücks unterscheiden (HAND et al. 2016).

2.6.2. Vegetation im Wawerner Tal und Umgebung

Das Wawerner Tal ist von bewaldeten Hügeln umgeben. Nach Westen liegt der Nitteler Wald (ca. 345 m ü. NN), nach Norden schließen sich die Höhen des Hardtwaldes (ca. 263 m ü. NN) an. Südöstlich liegt der Wawerner Hochwald (ca. 235 m ü. NN). An den Talhängen entstanden warme, trockene Biotope (HARTZ et al. 2018), auf deren Kalk- oder Schieferböden sich ursprünglich wärmeliebende Eichenmischwälder etablierten. Die Wälder im Raum Trier waren vor ca. 3000 v. Chr. geprägt von Buchenwäldern verschiedener Ausprägungen; in den Talniederungen unterhalb von 300/350 m. ü. NN. sollen sich auch Eichenwälder etabliert haben (RUTHSATZ & ZOLDAN 1983). Talhänge, Streuobst- und Magerwiesen sind wichtige Ökosysteme dieser Region (HARTZ et al. 2018). Etwa im Verlauf des 1. Jh. n. Chr. wurden geeignete Standorte für Rebpflanzungen links des Rheins erschlossen (CÜPPERS 1984). Besonders Südosthänge eignen sich für den Weinanbau, da dort die Pflanzen bis in den Nachmittag von Sonnenschein profitieren; „Dunst- und Nebelschleier“ einerseits zur Reife der Weinbeeren beitragen, andererseits gegen Nachtfröste (zur Blütezeit und Weinlese) Schutz bieten.

Bis heute ist das Mosel-Saar-Ruwer-Gebiet ein bekanntes Weinbaugebiet, mit einer Weinchronik seit dem Jahr 300 n. Chr. Die Weinregionen an Ruwer, Saar und Mosel sind von silikatischen Böden dominiert, die den Bewuchs mit einer basenliebenden Weinbergsflora nicht gestatten. Auf einigen früheren Rebhängen sind heute Streuobstwiesen angelegt, wenn sie nicht verbuschen (HELMINGER et al. 2019). Im Wawerner Tal gibt es am Nordrand des Ortes Wawern Weinbau in mehreren Weinlagen, die sich entlang eines mäßig steilen Südhangs verteilen. Geologie und Relief der Region Trier bieten kleinräumig unterschiedliche Standorte, die bis zu den ersten Rodungsmaßnahmen in der frühen Bronzezeit (um 3000 v. Chr.) zu einer vielfältigen natürlichen Waldvegetation beitrugen (RUTHSATZ & ZOLDAN 1983). Seit der Frühantike kommt es durch die Eingriffe des Menschen in die Landschaft zu Bodenerosion und großflächigen Waldzerstörungen. Besonders seit der Römerzeit ist der Bedarf am Holz in der Region um Trier gewachsen. Noch heute lässt sich eine relative Artenarmut der Wälder identifizieren. Mit der Rodung der Hochflächen zum Zweck landwirtschaftlicher Nutzung gehen nach DECKER (1984) Fröste in Frühjahr und Herbst einher: abfließende Kaltluft aus den Hochflächen bedrohen die Weinberge und ihre Bepflanzung, da die Hochwälder wie „Frostschutzgürtel“ fungierten.

Auenvegetation an der Unteren Saar

Die Flusstäler Saar und Mosel bieten seit Jahrtausenden regionale „Wanderrouten“ bei der Ausbreitung verschiedener Neophyten, besonders submediterraner Arten aus südwestlich gelegenen Regionen. Stromtalarten finden sich unmittelbar entlang der Flussläufe Mosel und Saar. Die Ufervegetation von Mosel und Saar ist heute stark vom Bewuchs mit Neophyten geprägt (HAND et al. 2016).

Der Saar-Ausbau zwischen 1978-1983 veränderte die Vegetation entlang der Ufer nachhaltig. Die Flussauen und die Niederterrassen dienen heute aufgrund ihrer nährstoffreichen Böden als Ackerland. Der Wiltinger Saarbogen, nordöstlich des Wawerner Bruchs gelegen, ist ein letzter Standort naturnaher Auenvegetation, die LUDEWIG (1999) als ein „Refugium“ beschrieb. Der unter Naturschutz stehende Wiltinger Saarbogen wird seit dem Bau des Saarkanals nicht mehr für die Schifffahrt genutzt (ZOLITSCHKA 2015). Im Gesamtverlauf der Saar beschreibt LUDEWIG (1999) den Verlust der Auenvegetation, besonders seit den Wasserbaumaßnahmen: Bestände von Silberweidenwäldern, Baumweiden, Schwarzerlen, Röhrichten, Wasserpflanzen und Hochstauden feuchter Areale sind z.T. verschwunden, oder durch angepflanzte Weidengebüsche ersetzt worden. Die Auen waren in früherer Zeit von Salbei-Glatthaferwiesen geprägt, deren Bestände bedroht sind.

Sowie noch Auwälder an Mosel oder Saar vorhanden sind, handelt es sich um stark gestörte Restbestände. Moorbirken, Erlen und Eschen stockten an Quellorten und Bächen (RUTHSATZ & ZOLDAN 1983). Das Problem fehlender Überflutungsflächen entlang vieler künstlich veränderter Flüsse zeigt sich auch an den Ufern der unteren Saar (LUDEWIG 1999). Nach LESCHIK (1961) waren die Flussauen an der Saar stark bewaldet. LUDEWIG (1999) beschreibt die Vegetation des Saartals als schwer rekonstruierbar, da Pollenanalysen fehlen; nur die Arbeit von LESCHIK (1961) beschäftigte sich bislang mit einer Vegetationsrekonstruktion des mittleren Saartals.

Nicht nur die Ufer- und Auenvegetation, auch die Wasserpflanzen selbst rekultivierten sich nur langsam nach der Saarkanalisierung. Eine Bestandaufnahme der Wasserpflanzen entlang der unteren Saar von REICHERT (2010) ergab damals das Fehlen von Wasserpflanzen im Bereich des Saarkanals, zwischen Schoden und Konz, mutmaßlich durch erhöhten Wellenschlag durch die Schifffahrt in dem schmalen Fluss.

Moornutzung aus historischer Sicht

Feuchtgebiete und Moore sind bekannt für ihre gute Konservierung organischer Materie, z.B. von Samenkörnern, Pollen, Holzresten. Funde sind häufig von archäologischem oder historischem Interesse und Wert. Mit der Zeit wurden Moore vielfältig genutzt, besonders wenn ein Mangel an bestimmten natürlichen Rohstoffen herrschte, oder um die gesamte Landschaft, im Sinne des vorhandenen Raumes, auszunutzen. Moore dienten zunächst als Weidegrund, vornehmlich für Schafe. Auch im Winter boten vereiste Moore dem Vieh Nahrung, da Schilf, Ried- oder Wollgräser (z.B. *Phragmites australis*; Cyperaceae) aus dem Eis ragten. Trockenere Bereiche dienten Pferden und Rindern als Weidefläche, bevor die Moorböden gemäht wurden. Aus eher trockenen Randlegen wurden Süßgräser (Poaceae) als Heu gewonnen. Der Seggenbewuchs (*Carex* sp.) wurde zu Stroh verarbeitet oder diente als Polstermaterial (SCHLENKER 1914). Ab dem 13. Jahrhundert begannen Europäer die Moore zur Gewinnung von Brennmaterial zu nutzen, dabei wurde auch die Rasendecke verwendet, besonders bei Holzknappheit.

2.6.3. Das Naturschutzgebiet „Wawerner Bruch“

Die in den 1970er und 1980er Jahren intensiv bewirtschafteten Flächen des Wawerner Bruchs wandelten sich nach ihrer Aufgabe zu Brachflächen mit Feuchtwiesen (Hochstaudenfluren), auf denen sich Mädesüß (*Filipendula ulmaria*) ausbreitete (JASKOWSKI 2012). Seit 1990 stehen einzelne Flurstücke des Wawerner Bruchs, mit einer Gesamtausdehnung von 44 ha, unter Naturschutz (JASKOWSKI 2012). Die Erhaltung des Feuchtbiotops in Hinblick auf gefährdete Flora und Fauna, sowie der Erhalt des Bruchs aus landeskundlich-naturgeschichtlicher Sicht sind die wichtigsten Schutzzwecke. Das NSG Wawerner Bruch ist dem Flora-Fauna-Habitat „Nitteler Wald und Nitteler Fels“ zugeordnet (JASKOWSKI 2012), das kleinräumig verschiedene Biotoptypen vereint, und heute verschiedenen Fledermausarten Lebensraum ermöglicht. Das Wawerner Bruch und angrenzende Wälder bieten Vorkommen der Bechsteinfledermaus (*Myotis bechstenii*) vornehmlich in Baumhöhlen Quartiere, sowie Jagdreviere in der halboffenen Landschaft (HILLEN et al. 2010).

Trotz des Schutzstatus als NSG und FFH-Gebiet, kommt es in Teilabschnitten des Wawerner Bruchs zu Beeinträchtigungen der Fauna und Flora. Eine landwirtschaftliche Nutzung ist seitens der Naturschutzverordnung nicht gestattet, obwohl eine extensive Wiesen- und Weidennutzung der anthropogen entstandenen, für den Artenschutz relevanten Areale vorgeschlagen wird (JASKOWSKI 2012). Die gelegentliche Ineffizienz des vertraglich geregelten Naturschutzes in Rheinland-Pfalz ist Gegenstand häufiger Diskussionen (z.B. JACOB 2016).

Seit den 1980er Jahren führen Verbuschung und Verlandung von Tümpeln zum Verlust von Lebensräumen verschiedener Amphibien- und Vogelarten, z.B. der Bekassine (*Gallinago gallinago*) und des Braunkehlchens (*Saxicola rubetra*) (HAND & HEYNE 1984, JASKOWSKI 2012). Seit vielen Jahren gibt es Anzeichen einer schleichenden Austrocknung von Teilen des Wawerner Bruchs; eine Übernutzung des Bruchs zur Trinkwassergewinnung wurde hier mehrfach vermutet. Das Mädesüß (*Filipendula ulmaria*) ist ein Gewinner dieses Prozesses und zeigt mittlerweile weiträumige Bestände. In den Arealen mit *Filipendula*-Bewuchs zeichnet sich eine Belüftung des Moorkörpers ab, wodurch dieser oxidiert. Mineralisierungen des Moorkörpers und fortschreitender Bewuchs wurzel-intensiver Pflanzen führen zur Freisetzung von Kohlenstoffdioxid (CO₂) im Wawerner Bruch. Um 1990 wurde, auf Anforderung der Wasserwirtschaft, eine Abwasserleitung errichtet, um zu verhindern, dass das an der Bundesstraße B51 anfallende Regenwasser in das Bruch gelangt. Dieser teilweise offene Abwasserkanal, der auch Straßenabwässer abführt, wurde daraufhin quer durch sensible Bereiche des Wawerner Bruchs gebaut. Über eine im Durchmesser von 80 cm große Abwasserleitung münden ungeklärte Straßenabwässer in unter Naturschutz stehenden Bereiche und führen zu Eutrophierungserscheinungen an Rohrkolbenbeständen (Daten liegen der Autorin vor). Die unterirdische Dichtwand zur Verhinderung einer Entwässerung des Grundwassers in den Saarkanal war in den Anfangsjahren undicht und führte zu Gebäudeschäden in Wawern. Als Ausgleichsmaßnahme für den Eingriff in den Weyerbach während des Saarkanalbaues wurde, kurz vor der Mündung in den Saarkanal, ein kleines Gewässer angelegt, um Amphibien und anderen aquatisch lebenden Organismen einen alternativen Lebensraum zu bieten. Dieses Gewässer fiel in der Vergangenheit häufig trocken, so dass der Verdacht einer Übernutzung des Wawerner Bruchs im Rahmen der Trinkwassergewinnung und/ oder die Undichtigkeit der unterirdischen Trennschicht vermutet wurde. Bei einer Begehung im Sommer 2020 wurde festgestellt, dass das Ausgleichsgewässer komplett trocken, und die zwischen dem Ausgleichsgewässer und dem Saarkanal verbaute Fischtreppe im oberen Bereich ausgetrocknet war. Die Feuchtwälder sind heute ein Teil der Kulturlandschaft. Die Vegetation staunasser Senken und Flussauen wird aus Natur- und Klimaschutzgründen durch Rekultivierungsmaßnahmen gefördert. Vorschläge für die Pflege des Wawerner Bruchs werden in JASKOWSKI (2012) erläutert. Die gegenwärtige Biotoppflege durch Mahd wird vornehmlich durch den NABU Trier initiiert.

2.6.4. Biotoptypen und die rezente Vegetation im Wawerner Tal

Das NSG Wawerner Bruch bildete verschiedene Vegetationsschichten aus, die aus mehreren Stockwerken besteht, welche sich aus Kraut-, Gras-, Schilfschicht, den Gehölzen und kleiner Wasserflächen zusammensetzen (ZOLITSCHKA 2015).

Im zentralen Bereich des Bruchs befinden sich die Großseggenriede und teils auch das Schlankseggenried mit *Carex acuta* (Schlanke Segge). Das Seggenried und die anderen, im Verlauf dargestellten Vegetationseinheiten, werden von brachgefallenen Feucht- und Nassgrünland umgeben, auf denen Cyperaceae (Sauergräser), Röhrichte, Stauden, Glatthaferwiesen und Weiden (Gebüsche oder Einzelbäume) gedeihen (Abbildungen 5 und 6). Einzelne Arten zeigen auf hohe Nährstoffgehalte, diese Bereich werden als Weidegrund für Pferde genutzt (ZOLITSCHKA 2015).

Die nachfolgend beschriebenen Informationen rezenter Pflanzen stammen aus der Biotopkartierung 1992-1997 des Landesamtes für Umwelt Rheinland-Pfalz, die im dortigen Kartenserver hinterlegt sind: Beim Naturschutzgebiet Wawerner Bruch handelt es sich um den Biotoptypenkomplex „Sümpfe/ Moore“, welcher sich in drei Biotoptypengruppen mit unterschiedlichen prozentualen Anteilen gliedert. Das NSG Wawerner Bruch besteht zu 1% aus der Biotoptypengruppe „Gewässer und Uferzone“. Dabei handelt es sich um langsam fließende oder stehende Gewässer und Uferzonen, die sich als Wassergräben (Gewässer 3. Ordnung) und Tümpel darbieten. In der Biotopkarte sind die im Wawerner Bruch verlaufenden Wassergräben, u.a. der Wawerngraben, der Bruchbach, der östliche Teil des Weyerbach und des Roten Grabens markiert; dort haben sich Röhricht/ Großseggenriede, Hochstauden und Einzelbäume von z.B. *Salix alba* (Silberweiden), teils auch dicht gewachsene Weidengebüsche mit evtl. *Salix caprea* (Sal-Weide) oder/ und *Salix aurita* (Ohr-Weide) ausgebildet. Eine exakte Bestimmung der Weidenarten anhand der Blattform ist erschwert, da die Weiden miteinander Bastarde bilden. Die *Salix* der Flussauen sind diesem Lebensraum durch Ausbildung schmaler Blätter, biegsamer Jungtriebe, schneller Regeneration, u.a. durch die Bildung von Adventivwurzeln, angepasst, da sie der Wasserströmung ausgesetzt sind. Die Weiden sind aufgrund ihrer vegetativen Vermehrung erfolgreiche Arten, die häufig als „Pioniere“ Flussauen besiedelt (ELLENBERG & LEUSCHNER 2010). *Salix*-Pollen stammen daher aus den lokal wachsenden Weidengebüschen und Bäumen im Wawerner Bruch.

Der Biotoptypengruppe „Sumpf/ Moor“ sind 59 % des NSG Wawerner Bruchs zuzuordnen, mit Röhricht und Großseggenried. Die übrigen 40 % gehören der Biotoptypengruppe „Grasland/ Brache“ an, die sich in Feucht- und Nasswiesen aufgliedern. Die Kennung nach §24 ist „4a 10a“. Das Kürzel 4a beschreibt dabei Bestände von u.a. Schilfröhricht sowie Großseggenriede. Mit dem Kürzel 10a werden Feuchtwiesen bezeichnet, die von Binsen, Seggen und Hochstauden bewachsen sein können. Gemäß der o.g. Biotopkartierung des Landesamtes bildet sich die reale Vegetation im NSG Wawerner Bruch aus den folgenden Vegetationseinheiten:

In den im Wawerner Bruch verlaufenden Wassergräben und Tümpeln entsteht das LEMNETUM MINORIS (die Gesellschaft der kleinen Wasserlinse), der typischen Vegetation dieses Biotoptypus. Dabei entwickelt sich auf den Oberflächen sonniger und zumeist stehender Kleingewässer eutropher bis hypertropher Wasser diese freischwimmende Wasserpflanzen-Gesellschaft (ELLENBERG & LEUSCHNER 2010) der *Lemna minor* (Kleine Wasserlinse).

Die Vegetationseinheit PHRAGMITION AUSTRALIS (Stillwasser-Röhricht) gedeiht meist entlang Ufern oder Stillwasserbereichen; im Wawerner Bruch befinden sich Schilfgürtel entlang der Wassergräben und des „Ausgleichsgewässers“, nahe der Einleitung des Weyerbachs in die Saar. Die Vegetation des PHRAGMITION sind Verlandungsgesellschaften stehender oder fließender Gewässer, und setzen sich zumeist aus Schilf (*Phragmites australis*) und Rohrkolben (z.B. *Typha angustifolia*, *T. latifolia*) zusammen und bildet hochwachsende Röhrichte bis 3,50 m über der Wasseroberfläche. Schilfröhrichte können dichte Bestände bilden, die außer Konkurrenz zu anderen Pflanzenarten sind und daher artenarm ausfallen. Ein dichtgewachsener Schilfgürtel reduziert das Licht auf <1 % Beleuchtungsstärke (MEYER 1957), so dass sich die Ausbreitung begleitender Charakterarten verringert.

Andere Arten, die im WB erhoben wurden, sind *Lysimachia vulgaris* (Gewöhnlicher Gelbweiderich), *Lythrum salicaria* (Blutweiderich) als bestandsbildende Arten und *Hypericum tetrapterum* (Geflügeltes Johanniskraut) als gefährdete Art. Schilf hat eine große ökologische Amplitude und gedeiht in unterschiedlichsten Nährstoffvorkommen (basisch-oligotroph, sauer-oligotroph bis eutroph) und Wassertiefen. Nur *Typha* gelingt eine sehr rasche Ausbreitung in Schilfgürteln, da ihre Samen in Schlamm schneller gedeihen als der von *Phragmites* (ELLENBERG & LEUSCHNER 2010). Pollen von *Typha* kommen nur vereinzelt in den Pollenpräparaten vor.

Der SPARGANIETUM ERECTI (Röhrichtgesellschaft mit Ästigem Igelkolben als einzelner Bestand) ist eine untergeordnete Vegetationseinheit der Röhrichte. *Sparganium erectum* (Ästiger Igelkolben) erreichen eine geringere Wuchshöhe (max. 1 m) und wenig dichte Bestände innerhalb eines Röhrichtgürtels (ELLENBERG & LEUSCHNER 2010). *Sparganium*-Pollen wurden gelegentlich in den Pollenpräparaten gesichtet, jedoch noch seltener als *Typha*-Pollen.

Die Vegetationseinheit MAGNOCARICION (Großseggenried) ist ein eigener Verband innerhalb der hochwüchsigen Seggenriede. Die Seggenriede und die Röhrichte zeigen teils gemeinsame Arten, so dass sie derselben Ordnung und Klasse angehören. Seggenriede siedeln sich in Bereichen an, in denen das Bodensubstrat hin- und wieder trockenfällt. Der Verband vereinigt *Carex* (Seggen) mit überflutungstoleranten Pflanzenarten. Dabei erreichen die Seggenarten namensgebend hohe Wuchshöhen bis 1,5 m und bilden, je nach Art, Bulten (z.B. *Carex elata*). Das Artenspektrum der Großseggenriede ist standortabhängig, d.h. vom Nährstoffgehalt des Wassers und der Art der Überstauung (ELLENBERG & LEUSCHNER 2010). Bei den bei der Vegetationskartierung im Wawerner Bruch vorgefundenen *Carex*-Arten, die dem MAGNOCARICION zuzuordnen sind, handelt es sich um die das Bruch dominierende *Carex acutiformis* (Sumpf-Segge), *Carex elata* (Steife Segge) und *Carex vulpina* (Fuchs-Segge) als bestandsbildende Arten, sowie *Carex paniculata* (Rispen-Segge), welche als gefährdete Art eingestuft wurde. Die Seggen gehören zur Familie der Sauergrasgewächse (Cyperaceae),

Das JUNCETUM ACUTIFLORI als Vegetationseinheit des Wawerner Bruchs mit der namensgebenden Spitzblütigen Binse (*Juncus acutiflorus*), ist ein Anzeiger kalkarmer Standorte rasenbildender Binsen-Quellwiesen.

Die Binsen können sich stark ausdehnen, wenn sie nicht gemäht werden. Weitere bestandsbildende Charakterarten, die im Bruch vorkommen, sind *Lotus pedunculatus* (Sumpf-Hornklee), *Juncus conglomeratus* (Knäuel-Binse), *Juncus effusus* (Flutter-Binse), *Juncus subnodulosus* (Knoten-Binse, gefährdete Art), *Holcus lanatus* (Wolliges Honiggras), *Cirsium palustre* (Sumpf-Kratzdistel), *Ranunculus repens* (Kriechender Hahnenfuß) und *Angelica sylvestris* (Wald-Engelwurz).

Zusammen mit *Scirpus sylvaticus* (Wald-Simse) können sie als Waldsimsen-Quellwiese (SCIRPETUM SYLVATICI) optisch an Großseggenriede erinnern (ELLENBERG & LEUSCHNER 2010), die ebenso als Vegetationseinheit auch im Wawerner Bruch vorkommt. Wiesen der Wald-Simse gehören auch dem CALTHION-Verband an.

Aufgrund ihres Artengefüges können sie auch der Vegetationseinheit CALTHION (Sumpfdotterblumen-Wiesen) zugeordnet werden, welche brachgefallen sind. Das CALTHION gedeiht auf kalkarmen Standorten, die jedoch über nährstoffreiches Wasser verfügen (ELLENBERG & LEUSCHNER 2010). Weitere Kennarten des CALTHION-Verbandes (SCHNEIDER et al. 2023), die im NSG erhoben wurden, sind *Juncus effusus* (Flutter-Binse) und *Lotus pedunculatus* (Sumpf-Hornklee), die auch im JUNCETUM vorkommen können.

Eine eigene Vegetationseinheit und Verband ist das FILIPENDULION, das von *Filipendula ulmaria* (Mädesüß) gekennzeichnet ist. Mädesüß wächst zwar auch begleitend in Sumpfdotterblumen-Wiesen (ELLENBERG & LEUSCHNER 2010), wird im NSG aber von den Feuchtwiesen des CALTHION getrennt. Heute bilden sich *Filipendula*-Bestände besonders auf brachliegenden Feuchtwiesen, die dann als Sukzessionsreihe zur Waldvegetation betrachtet wird und nicht mehr die ursprünglichen Charakterarten des FILIPENDULION ausbildet (ELLENBERG & LEUSCHNER 2010). Hochstaudenfluren mit Mädesüß und anderen Arten erhalten sich heute besonders gut entlang Entwässerungsgräben (RUTHSATZ 1983), die es im Wawerner Bruch ja reichlich gibt. Dort kann auch *Berula erecta* (Aufrechter Merk) gedeihen.

Der in der Biotopkartierung aufgenommene Teil des Staatsforstes Saarburg-West westlich und südwestlich bei der Gemeinde Wawern besteht zu 2 % aus „Gewässern/ Uferzonen“, beschrieben als Sickerquellen und langsam fließender beschatteter Quellbach mit Lehm- und Tonufern. Zu 98 % handelt es sich um einen Wald mittlerer Standorte, der sich aus ungleichaltrigen Hochwald-Bäumen, Altbäumen, Unterwuchs auszeichnet, und auch teils Waldstücke innerhalb des Waldes vorweist. Die Vegetationseinheit der realen Vegetation des Forstes ist das LUZULO-FAGETUM mit den bestandsbildenden Arten *Pteridophyta* (Gefäß-Sporenpflanzen), *Pteridium aquilinum* (Adlerfarn), *Dryopteris filix-mas* (Männlicher Wurmfarne). Bei den Baumarten *Fagus sylvatica* (Rotbuche) und *Quercus* (Eiche), im Unterholz wachsen *Rubus fruticosus* agg. (Artengruppe Echte Brombeere), *Rubus idaeus* (Himbeere), *Impatiens parviflora* (Kleinblütiges Springkraut), *Oxalis acetosella* (Wald-Sauerklee), *Luzula luzuloides* (Weiße Hainsimse), *Deschampsia flexuosa* (Draht-Schmiele), *Milium effusum* (Fluttergras) und *Poa nemoralis* (Hain-Rispengras). Als gefährdete Art gilt *Fragula alnus* (Faulbaum).

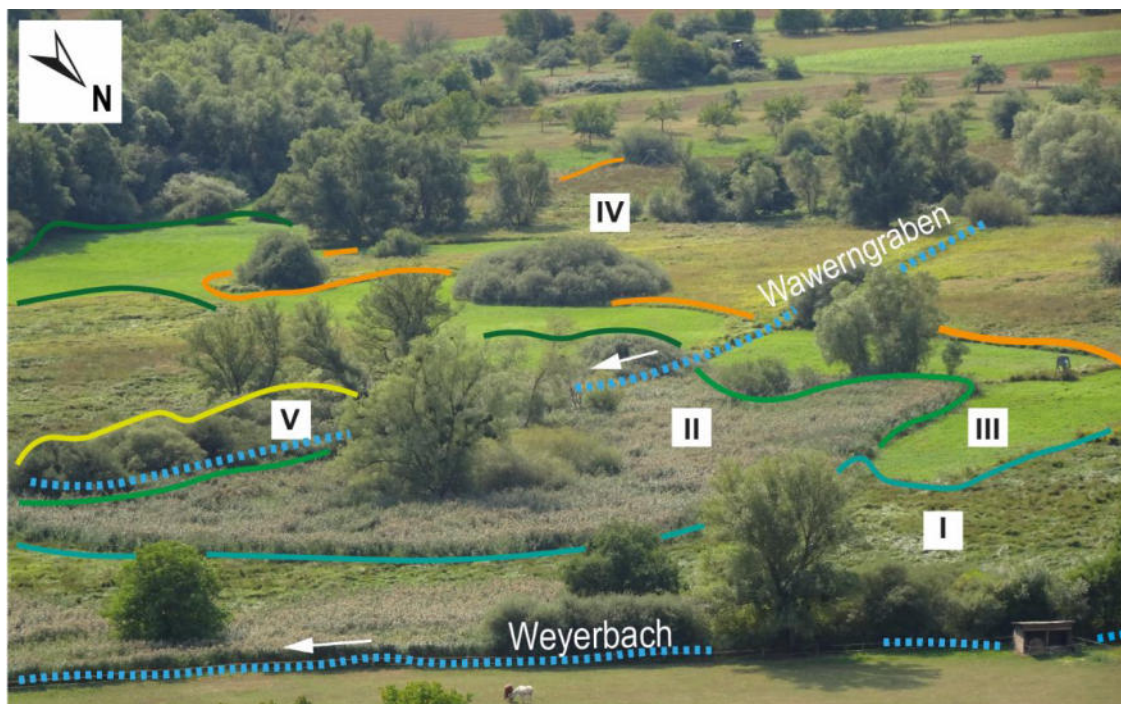
Der Pollenniederschlag im Einfluss natürlicher Faktoren

Ein Pollenspektrum ist eine Art Aufzeichnung der Vegetation eines bestimmten Untersuchungsgebietes. Zu beachten ist dabei, dass es aufgrund natürlicher Faktoren keine exakte 1:1-Korrelation zwischen Arten der örtlichen Vegetation und deren Pollenniederschlag im Pollenspektrum gibt (FAEGRI et al. 1989, S. 116). Einige natürliche Faktoren wirken limitierend bezüglich der Intensität des Polleneintrags in Sedimentarchive. Pollenkörner entstehen z.B. nur in den Blühphasen der Pflanzen, sowie diese nicht geerntet oder gemäht wurden, bevor die Pflanze zur Blüte kam, so dass Pollendiagramme die Blühphasen repräsentieren (FAEGRI et al. 1989). Klimatische Aspekte spielen u.a. eine Rolle im Frühjahr und Sommer zur Hauptblüte der Pflanzen. Die Menge der Ausbildung von Pollenkörnern ist natürlich abhängig von der Intensität und Dauer der Blühphase. Aufgrund ihrer Morphologie und Flugeigenschaften durch Luftsäcke gelten z.B. Pollen von *Pinus sylvestris* als Fernflug, die nicht die regionale oder lokale Vegetation darstellen. Einzelne Pollen lagern sich leichter ab als solche, z.B. von *Alnus*, *Salix* oder *Corylus*, deren Blütenstände aus vielen Einzelblüten bestehen (Blütenkätzchen), deren einzelne Pollenkörner miteinander „verkleben“ können, so dass die Flugfähigkeit möglicherweise eingeschränkt wird. Auch zeigen die Pflanzen allgemein Unterschiede in der Menge ihrer Pollenproduktion. So produzieren (Wald-) Kiefern viele Pollenkörner, Birken hingegen wenige; so dass z.B. ein Wert von 10 % des Pollens einer Pflanzenart unterschiedliche Aussagekraft hat (FAEGRI et al. 1989). Diese Einschränkungen aufgrund verschiedener Faktoren müssen bei der Interpretation von Pollendiagrammen bedacht werden; hierzu finden sich in Handbüchern zur paläoökologischen Analyse zahlreiche Hinweise, z.B. FAEGRI et al. (1989), BIRKS & BIRKS (1980), BERGLUND (2003), BEUG (2004).

Der rezente Pollenniederschlag für u.a. quartäre und holozäne paläoökologisch orientierte Fragestellungen zur Vegetationsentwicklung, wird in der Regel durch die Entnahme von Oberflächenproben, d.h. der obersten Bodenschichten einiger ausgewählter Standpunkte oder in der Form eines Transekts ermittelt (z.B. WRIGHT 1967). Diese Methode wird besonders in Regionen verwendet, in denen Forschungsdaten zur Vegetation, z. B. Vegetationskartierungen, fehlen. In den vergangenen Jahrzehnten und bis heute werden Oberflächenproben besonders aus, teils unwegsamen Gebieten, u.a. Nord-/ Südamerikas oder Asiens gewonnen (z.B. SCHÄBITZ 1989, RODRÍGUEZ-PÉREZ et al. 2024, SHI et al. 2024, MA et al. 2024).

Der sub-fossile Pollenniederschlag wird meist anhand der Analyse von Sedimentbohrkernen/ Profilen ausgewertet. Bei einem Gros solcher paläoökologischer Arbeiten, die sich mit der Rekonstruktion vergangener Kulturstufen oder Klimaereignissen befassen, werden keine Oberflächenproben gesammelt. Dies kann durchaus kritisiert werden.

Der Polleneintrag regionaler Vegetation in das Wawerner Tal erfolgt vermutlich vor allem von den westlichen und südwestlichen, heute bewaldeten Hängen, die sich entlang der Talweite erheben. Bei stärkerem Wind ist es denkbar, dass sich Pollen auch entlang der Talöffnung bei Tobiashaus, südwestlich des Wawerner Bruchs, bei der Mündung der Talstraße aus den Nachbarort Mannebach, per Fernflug eintragen. Zusätzlichen Einzugsbereich regionalen Pollenflugs oder durch Fernflug bietet auch die Talweite bei Ayl, welche die südliche Ausdehnung des ehemaligen Umlaufales darstellt. Der lokale Eintrag erfolgt durch direkt oder unmittelbar im Wawerner Bruch wachsende Vegetation, wie z.B. der Seggen, Erlen oder Weiden. Es ist anzunehmen, dass auch der Polleneintrag von Offenland-Pflanzen, wie z.B. der Wiesen, Weiden und agrarischer Flächen, aus dem Wawerner Tal stammen.



Vegetationseinheiten (Auswahl) des Wawerner Bruchs

I. MAGNOCARICION



II. PHRAGMITION AUSTRALIS



IV. FILIPENDULION



weitere Strukturen/ Pflanzenarten:

V. *Salix*



III. Wiesen u. Weiden



Abb. 5. Zuordnung von Pflanzenarten der rezenten Vegetation zu Biotoptypen (Auswahl) und Landschaftselementen mit individueller Kennzeichnung I-V. Eigene Vegetationsaufnahme durch Fotoauswertung und Begehung des öffentlich zugänglichen Lehrpfades und örtlicher Gehwege im nördlichen Areal des Wawerner Bruchs (Fotos: Katrin Geiger).

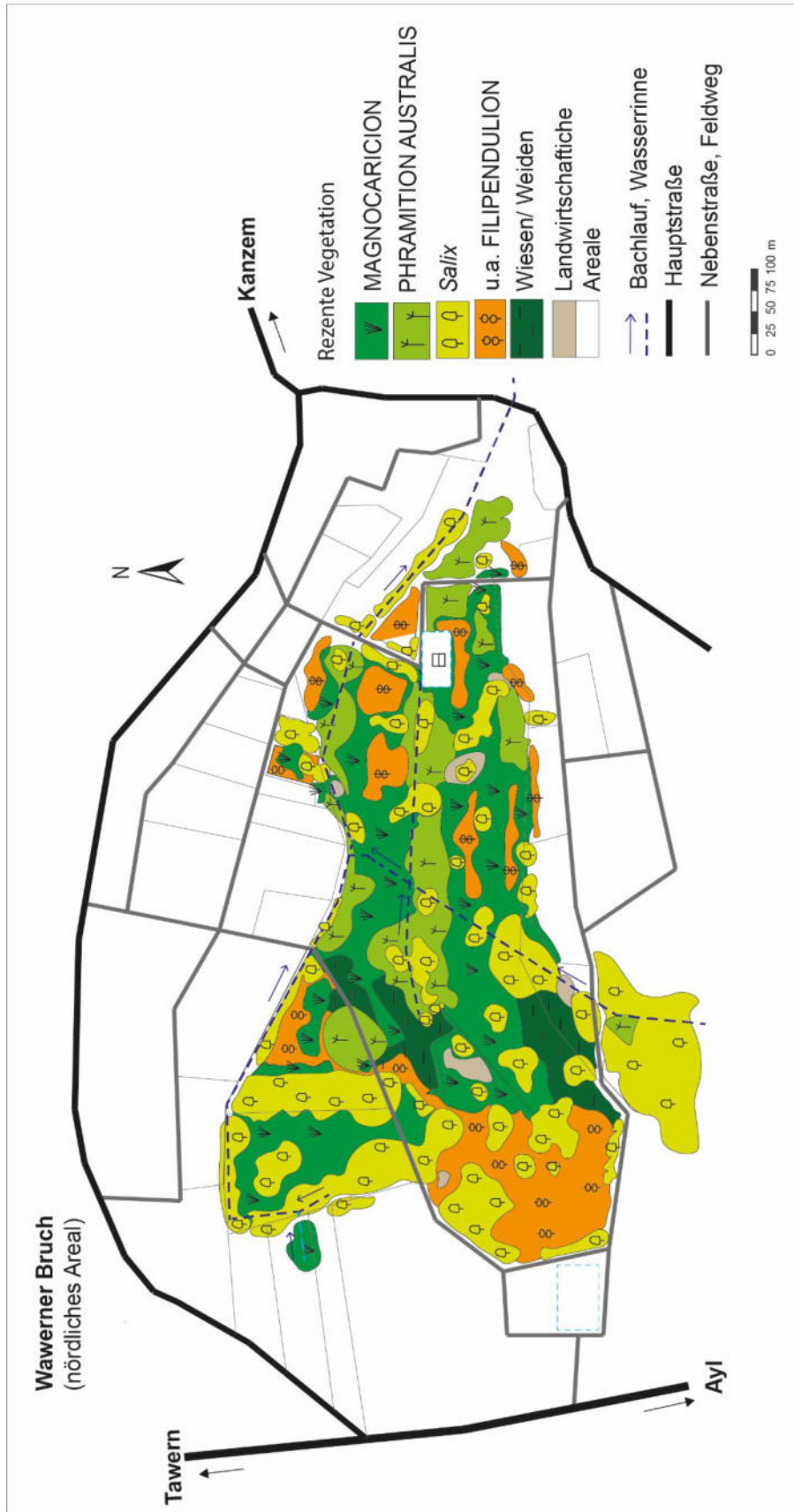


Abb. 6. Eigene Vegetationsaufnahme auf Basis der eigenen Fotodokumentation (siehe Abb. 5) der rezenten Vegetation im Wawerner Bruch. Zuordnung der Pflanzen zu einer Auswahl von Biotoptypen. Die Vegetationsaufnahme diente als Orientierung über die Verteilung der Pflanzenarten im Bruch und ist keine Vegetationskartierung im klassischen Sinne.

2.6.5. Heutige potentielle natürliche Vegetation (hPnV) am Wawerner Bruch

Die heutige potentielle natürliche Vegetation (hpnV) dient zur Rekonstruktion der Vegetation an einem Standort, die sich unter aktuellen und natürlichen, geographischen Gegebenheiten ihres Ökosystems entwickeln würde (BFN 2000). Dabei werden charakteristische Pflanzengesellschaften abgebildet, die sich entsprechend des Standortes ausbilden würden (LUWG: LANDESAMT FÜR UMWELT, WASSERWIRTSCHAFT UND GEWERBEAUF SICHT 2014). Die Prognose der heutigen potentiellen natürlichen Vegetation basiert auf der Kartierung von Zeigerpflanzen und ist unabhängig von äußeren Einflüssen (anthropogener Eingriff, Beweidung durch Wildtiere, Klimawandel). Kartiereinheiten zeigen die Schlussgesellschaft des jeweiligen Standortes, die in Mitteleuropa meistens Gesellschaften verschiedener Waldvegetation ist (WAHL & BUSHART 2014).

Die Karte über die natürliche Vegetation Europas (BFN 2000) zeigt eine Übersicht über europäische Landschaftsräume; einzelne Regionen, Städte, Areale sind auf der Karte nicht kleinteilig erkennbar, somit ist die Gesamtkarte nur als grobe Einordnung zweckdienlich. Die Region an der unteren Saar lässt sich diesem Kartenmaterial zufolge in Großgebiete der Buchen- und Buchenmischwälder mit planarer bis submontaner Ausbildung (Legende: F5a) zuordnen (Kürzel F110, F83). Dabei dominieren die Rotbuchen (*Fagus sylvatica*; z.T. auch *F. sylvatica subsp. moesiaca*). Im Folgenden werden die in der Karte (Abbildung 7), aus den Erläuterungen des LUWG (2014), die zur heutigen potentiellen Vegetation zugehörigen dargestellten Pflanzen für die Lokalität Wawerner Bruch zusammenfassend dargestellt:

Die tiefliegenden Innenbereiche des Wawerner Bruchs, die weitgehend dem aktuellen Naturschutzgebiet entsprechen, sind als klima-unspezifisch, feucht-stauend und mäßig basisch klassifiziert und werden in die Gruppe der basenhaltigen/ basenreichen Sümpfe und Moore eingeordnet, die einen staunassen Erlen- und Eschensumpf ausbilden würden (Kartiereinheit: SD, LUWG 2014). Ein waldfreies Niedermoor mit z.B. Röhrichten (GC, LUWG 2014) würde sich an Gewässern innerhalb des Erlen- und Eschensumpfes bilden; der Standort ist lokal begrenzt im westlichen „mittleren“ Bereich des Bruchs. Entlang des Erlen- und Eschensumpfes würde sich, im gesamten westlichen Bereich des WB, an den sehr nassen, mäßig basischen Standorten, ein Schwarzerlenbruch (SE, LUWG 2014) ausbilden. Ein Schwarzerlenbruch wäre partiell, in den noch feuchten, mäßig-hoch basischen Bereichen, ein basenreicher Feuchtstandort mit einem Stieleichen-Hainbuchenwald auf silikatischem Boden (HAu). Auch die in den Tieflagen ausgeprägten, frischen, mäßig-hohen basenreichen Standorte, wären von Stieleichen-Hainbuchenwald (HAi) bewachsen (LUWG 2014). In den warmen Lagen der frisch und mäßig-hohen basenreichen Tieflagen würde ein Perlgras-Buchenwald (BCaw) entstehen, allerdings nur an den westlichen Arealen.

Nördlich (u.a. auf den heutigen Weinhängen), südlich (u.a. im Staatsforst Wawerner Hochwald) und westlich der Kartiereinheit BCaw (z.B. in Höhe bei Tobiashaus und Staatsforst Saarburg), standortkundlich als basenarme Hochlagen und Hügelland bezeichnet, mit klimatisch mittleren Lagen, frischer und mäßig-geringer Basizität, würde sich ein Hainsimsen-Buchenwald (BAbw, BAw, Baiw) bilden (LUWG 2014). Auf dem heutigen Gebiet des Nitteler Waldes würde Perlgras-Buchenwald (BCai, BCa) entstehen, welcher im Unterschied zur Einheit BCaw klimatisch zur mittleren Lage, mit sehr frischer Feuchte und mäßig-hoher Basizität gehört. Entlang des Saarkanals wäre eine mittlere und tiefe Hartholzaue der Flüsse (SH) ausgeprägt. Auf vereinzelt, sehr steilen, windexponierte Lagen (westlich der Saarschleuse Kanzem), am Westhang des Umlaufberges Ayler Wald und an einer Stelle südwestlich Wawerns, würden Habichtskraut-Traubeneichenwälder gedeihen, welche diese trockenen, gering-basischen Standorte bevorzugt (LUWG 2014).

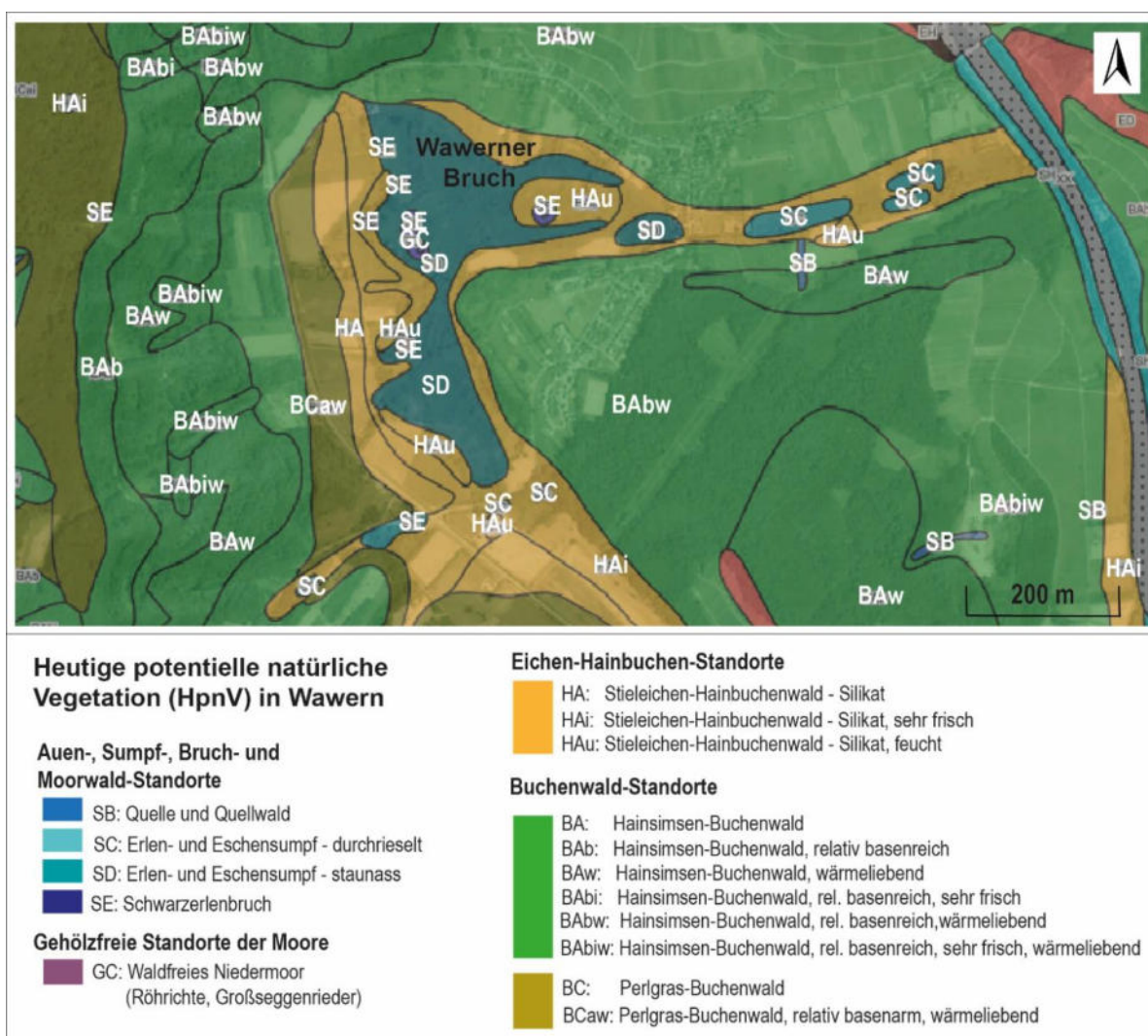


Abb. 7. Karte der heutigen potentiellen Vegetation (hpnV) im Arbeitsgebiet Wawerner Bruch. Kartengrundlage und Legende: WMS RP DOP40 (LVermGeo RLP) und hpnV WMS (Landesamt für Umwelt RLP). ©LGB-RLP <2023>, dl-de/by-2-0, www.lgb-rlp.de [Daten bearbeitet].

Kapitel 3

3. DAS UNTERSUCHUNGSGEBIETES AUS PRÄHISTORISCHER UND HISTORISCHER SICHT

3.1. ÜBERSICHT ÜBER DIE REGIONALE SIEDLUNGS- UND KULTURGESCHICHTE VON DER ALTSTEINZEIT BIS ZU DEN KELTEN

Paläolithikum Mitteleuropas (ca. 1.000.000 – 9600 v. Chr.)

Für die Südeifel gilt das Buchenloch (Höhle) bei Gerolstein als sicherer Nachweis für die Anwesenheit paläolithischer (altsteinzeitlicher) Menschen. Hier wurden Stein-, Knochengeräte, Überreste von Jagdbeute und Spuren des Gebrauchs von Feuer gefunden. Im umliegenden Bergland, das klimatisch ungünstig war, konnte die Anwesenheit des Neandertalers und von Jägergruppen durch die Funde von Feuersteinklingen und Knochen von Mammut, Nashorn, Rentier und Wildpferd belegt werden. Das in West-Luxemburg gelegene Oetringen ist ebenso als Fundstätte eiszeitlicher Fauna, Stein- und Knochengeräte bekannt (DEHN 1964). Aus den Schwemmterrassen der Mosel (bei Remich), dem Grenzfluss zwischen Luxemburg und Deutschland, konnten Steingeräte aus Quarz und Quarzit geborgen werden, die die früheste Anwesenheit des Menschen in dieser Region dokumentieren, welche sich chronologisch dem *Homo erectus* oder *H. heidelbergensis*, zuordnen lassen (PAULKE 2019). Archäologische Funde steinzeitlicher Menschen, wie z.B. Feuersteine und Pfeilspitzen, wurden im Trierer Land und in der Genovevahöhle (Abbildung 8) in Kordel (bei Trier) gefunden (DEHN 1964).

Mesolithikum (ca. 9600–5300 v. Chr.)

Im nahegelegenen Luxemburg dokumentieren Fund-, Lager-, und Begräbnisplätze die Anwesenheit mesolithischer Menschengruppen. Felsüberhänge (Abriss), welche in der Mittleren Steinzeit als Unterstände genutzt wurden, zeigen sich in den Felsen des Luxemburger Sandsteins besonders entlang der Flusstäler der Sauer und Schwarz. Die Höhle Karelslé bei Waldbillig (Kanton Echternach) fungierte als Lagerplatz. Begräbnisplätze wurden in Loschbour bei Reuland (Kanton Mersch) dokumentiert (PAULKE 2019). Offenbar wurden während des Mesolithikums auch topographisch höher gelegene Areale, vornehmlich in der Eifel, aufgesucht (SCHÜTT et al. 2002). Umherziehende Jägergruppen können durch Funde aus den Kartsteinhöhlen, am Nordrand der Eifel, belegt werden. Der späteiszeitliche Jägerrastplatz auf dem Martinsberg bei Andernach wurde infolge des Ausbruchs des Laacher See-Vulkans unter Bims verschüttet (DEHN 1964).

Neolithikum (ca. 5300–2200 v. Chr.)

Die sesshaften Bauern und Viehzüchter des Neolithikums gehörten der Bandkeramischen Kultur an (SCHÜTT et al. 2002). Diese ersten Bauern der sich seit der Jungsteinzeit aus der Levante ausbreitenden Kultur des Ackerbaus und der Viehzucht („Neolithische Revolution“), nutzten die Lössböden des Rhein-Main-Gebietes, der unteren Nahe, des Neuwieder Beckens, sowie die Börden am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges.

Zusätzlich bevorzugten sie waldärmere Standorte, die sich leicht mit einfachen Holzgeräten und Steinwerkzeugen bearbeiten, und mit Langhäusern bebauen ließen (DEHN 1964). In den mitteleuropäischen Laubwäldern (mit z.B. Eiche, Ahorn, Linde) schufen sie Rodungsinseln und betrieben intensiven Gartenbau. Sie nutzten den Wald und Waldrand als Quelle natürlicher Rohstoffe (Holzbedarf), als Ort zur Beweidung von Vieh (Waldweide) und zum Gebrauch der Nahrungspflanzen bzw. ihrer Früchte, z.B. Haselnüsse, Himbeeren, Wildapfel (SCHARL 2021). Auch in den Talauen entlang der Mosel und evtl. der unteren Saar, sowie der angrenzenden Mittelgebirge, wurde vermutlich Waldweide betrieben (KALIZ & ZIMMERMANN 1988, KALIZ & MEURERS-BALKE 1997).

Die vielen Neuerungen dieser Zeit, der Lebensweise und der Wirtschaftsform, begünstigten die Schaffung einer Handwerkskultur und die Bildung dörflicher Gemeinschaften (DEHN 1964). Jungsteinzeitliche Besiedlungen aus dem Luxemburger Raum sind aus den Flusstälern der Schwarzen und Weißen Enz, der Alzette, der Attert, der Sauer, auch aus der grenznahen Stadt Remich (an der Mosel) und Aspelt bekannt. Der Luxemburger Sandstein diente als Schleifmittel im Werkzeugbau. Ein Menhir aus dem Kanton Mersch, und die Megalithgräber aus dem Kanton Diekirch, zeugen von den kulturellen Begräbnisriten neolithischer Siedler (PAULKE 2019). Es ist im Trierer Naturraum sehr wahrscheinlich, dass Menschen verschiedener Wirtschaftsformen metachron lebten. Gerätefunde aus der Grube Oberbillig zeugen vom Kontakt der Höhlenbewohner mit bandkeramischen Siedlern (DEHN 1964). Die Region um Trier war in der Jungsteinzeit nicht nur von den Nachkommen früherer Jäger- und Sammlerkulturen, sowie den ersten Bauern und Viehzüchtern besiedelt, sondern erhielt darüber hinaus kulturelle Einflüsse aus dem Rheinland, sowie aus dem Gebiet der Luxemburger Bucht. Die Besiedlung war dennoch sehr spärlich und ungleichmäßig verteilt. Die Zeit vor und um 2000 v. Chr. bildet aber die Basis für die dauerhafte Besiedlung dieser Region (DEHN 1964).

Das Trierer Land liegt zwar abseits der bevorzugten Siedlungsgebiete entlang des Rheins, doch ausgehend vom Neuwieder Becken befinden sich entlang des Moseltals eine Reihe an Fundstellen von Kues über Bernkastel nach Trier-St. Matthias, Oberbillig bis nach Luxemburg und in die angrenzende Champagne (DEHN 1964). Die Art der Keramikverzierung deutet auf eine späte Phase der Bandkeramik (DEHN 1964). Besonders auf den landwirtschaftlichen Flächen in der Region Trier, im Gutland und im Saargau wurden zahlreiche bandkeramische Gerätschaften entdeckt. Verschiedene, westeuropäisch anmutende Steinbeiltypen aus Saardiabas (Untere Saar, Ruwer), Braunkohlenquarzit (Sauer, Kyll) mit Verbreitung im Bidgau und im nördlichen Luxemburger Gutland, Glimmer- oder Quarzsandstein (südliche Voreifel bis an den Rhein), fanden lokale Verbreitung an der unteren Saar und Mosel bis Trier (DEHN 1964).

Bronzezeit (ca. 2200-800 v. Chr.)

Die Höhenzüge der Eifel, des Hunsrücks und des Hochwaldes waren unbesiedelt. Im Gebiet von Daun wurden Getreidepollen gefunden, die sich chronologisch der Bronzezeit, 1300-800 v. Chr. (CLEMENS & LÖHR 2001) zuordnen lassen.

Pollenanalysen bronzezeitlicher Schichten aus dem Strohnher Märchen weisen Getreidepollen auf (DEHN 1964). CLEMENS & LÖHR (2001) beschreiben die Bronzezeit als Wendepunkt, bei dem die Naturlandschaft in eine Kulturlandschaft umgewandelt wurde. Menhire wurden in der Eifel und im Pfälzer Bergland entdeckt, z.B. bei Ferschweiler. In Luxemburg begann die Verwendung von Kupfer zum Ende des Neolithikums. Die Landschaft wird als bewaldet beschrieben, unterbrochen von verstreuten Siedlungsplätzen, umgeben von Ackerland. Bei Remich und Mompach wurden Gräber der Urnenfelderzeit lokalisiert (PAULKE 2019).

In der Spätbronzezeit erfahren die Regionen an Rhein, Mosel und Saar einen kulturellen Wandel durch das Aufkommen der nordalpinen *Urnenfelderkultur* und der Verwendung von Eisen. Die Ursprünge der mitteleuropäischen Urnenfelderkultur hat ihren Ursprung in den Unruhen, deren Ausgangslage die Auseinandersetzungen des 13. und 12. Jahrhundert v. Chr. der Hochkulturen des östlichen Mittelmeeres waren u.a. der Untergang der mykenischen Kultur Griechenlands, Schlacht am Nildelta um 1195 v. Chr. durch Ramses III, die zu Unruhen und Migration führten. Die Verteilung der Gruppen und Völker Mitteleuropas bis 1000 v. Chr. fand hier ihren Ursprung (DEHN 1964). Im Raum Trier gibt es zahlreiche Friedhöfe der Urnenfelderkultur, im Tal der Mosel und Saar, im Bidgau, der Südeifel, um Gerolstein, am Südrand des Hunsrück-Hochwaldes. Die Urnenfelderkultur erstreckte sich über mehrere Jahrhunderte, und verbreitete sich in die Region Trier u.a. über das Rhein-Main-Gebiet, das Neuwieder Becken, des Pfälzer Berglandes entlang der Saar bis nördlich von Trier, das Mainzer Becken und aus der Eifel, im Kreis Daun und Gerolstein (DEHN 1964).

Im Saarland gibt es Gräberfelder im Kreis Merzig, die sich Richtung Obermosel, (Remich in Luxemburg) und das Saargau ausbreiten. Im Saargau in Saarburg befindet sich der vermutlich mittelbronzezeitlichen Grabhügel von Kahren, nahe einem alten Höhenweg, in der Nähe des Ortes Trassem, mit seinen Gold- und Bronzefunden (NORTMANN 2018). In Oberleuken (Kreis Saarburg) fanden sich Überreste von Scherben. In der Trierer Talweite gibt es Nachweise der Urnenfelderkultur aus Olewig, Feyen, sowie entlang des Flusses Sauer. Bei den Gegenständen aus Metall finden sich u.a. Messer und Nadeln; viele Gegenstände wurden jedoch weiterhin aus Bronze gefertigt, deren Funde Rückschlüsse auf Handelsrouten metallischer Waren, z.B. aus Lothringen über die Region Trier bis an den Rhein, geben (DEHN 1964). Hortfunde bronzener Gegenstände sind aus Wallerfangen (bei Saarlouis), aus Konz (bei Trier) und aus Horath (Kreis Berncastel) bekannt. Die häufigsten bronzezeitlichen Funde sind Grabbeigaben; Grabhügel gibt es u.a. bei Lautenbach und Nunkirchen (beides im Saarland); diese können einer Kultur ansässig im Rhein-Main-Gebiet zugeordnet werden, die sich der süddeutschen bronzezeitlichen Hügelgräberkultur anschließt (DEHN 1964). Die Funddichte ist eher gering, da sich der Moselraum abseits stärker bevölkerter Siedlungsareale befand. Sehr wahrscheinlich haben die Hügelgräberkulturen der Bronzezeit der Mittelgebirgslandschaften Weidewirtschaft betrieben (DEHN 1964).

Eisenzeit (800-53 v. Chr.)

Eisenzeitliche Ringmauern und -wälle sind aus Preist (Eifelkreis Bitburg-Prüm) und der Dietzenley bei Gerolstein bekannt. Archäologische Fundstücke stammen einerseits von Kulturen aus dem nordwestdeutschen und holländischen Raum (schnurverzierte Keramik), andererseits aus dem Iberischen (Glockenbecherkultur), mit der der Gebrauch des Kupfers in Mitteleuropa bekannt wird (DEHN 1964).

Funde metallzeitlicher Kulturen stammen z.B. aus Langsur, Untermorscholz (Saar) und Trassem (Saargau), wobei die Herkunft der Fundstücke mitunter in die Schweiz verweisen. Der Beginn der frühmetallzeitlichen Produktion wird in der Mitte des 2. Jahrhunderts v. Chr. vermutet (DEHN 1964).

Zum Ende des 8. Jahrhunderts v. Chr. bildete sich die *Hallstattkultur*, die erstmals durch Grabfunde am Hallstätter See im Salzkammergut nachgewiesen werden konnte (DEHN 1964). Die Hallstattkultur unterscheidet sich durch kulturelle Einflüsse aus Westungarn und aus dem südostalpinen Raum von den vorigen Kulturen, u.a. in der Art ihrer Bestattungskultur (Verwendung hölzerner Grabkammern), der Bewaffnung (Eisenschwerter) und der Fortbewegung (Pferd und Wagen).

Eine Spätphase der *Urnfelderkultur* der Region des rheinischen Mittelgebirges, die jedoch schon in die spätere Hallstattzeitkultur übergeht, markiert die *Laufelder Gruppe* (Südeifel). Grabhügel(gruppen) dieser Kultur sind u.a. in Laufeld (Kreis Wittlich), Eckfeld, Niederöfflingen, Mehren (alle Eifel), Brück (Kreis Daun), Hillesheim (Landkreis Vulkaneifel) (DEHN 1964).

Zahlreiche Übergangsformen mit Grabformen und Beigaben jüngerer Kulturen wie z.B. der *Hunsrück-Eifel-Kultur* (HEK), finden sich in höheren Schichten innerhalb der Grabhügel der Laufelder Gruppe, so z.B. in Brandenbüsch (bei Olk, Landkreis Trier-Saarburg), in Oberbillig (Landkreis Trier), Irsch (Kreis Saarburg) und bei Hermeskeil (DEHN 1964). Die Zeit um das Aufkommen der Hunsrück-Eifel-Kultur markiert die allmähliche Besiedlung des gesamten rheinischen Mittelgebirgslandes. Als Nachweis dieser Kultur gelten zahlreiche Hügelgräber, die sich in der Eifel, in Hunsrück und Hochwald verbreiten (DEHN 1964). Im Vergleich zu Landschaften West- und Süddeutschlands sind diese im großen Ausmaß vorhanden; aus dem Regierungsbezirk Trier sind ca. 3000 Hügelgräber bekannt, die sich der Zeit zwischen dem 6.-2. Jahrhundert v. Chr. zuordnen lassen (DEHN 1964). Bemerkenswert ist ein völliges Fehlen von Grabhügeln im Nordwesten des Trierer Regierungsbezirks. Vermutlich erfahren die Waldgebiete dieser Region erst in den mittelalterlichen Bauphasen eine Nutzung (DEHN 1964).

Die Hunsrück-Eifel-Kultur gliedert sich in eine ältere, der *späten Hallstattzeit* (HEK I) zugeordnete Phase (6. Jahrhundert v. Chr.), und eine Jüngere, der *Frühlatènezeit* (HEK II, ab etwa 450 v. Chr., SORMAZ & STÖLLNER 2005). Die Latènekultur (Fundplatz am Neuenburger See, Schweiz) hatte sich da bereits im gesamten süddeutschen Raum und in angrenzende Gebiete verbreitet (DEHN 1964). Während der jüngeren Hunsrück-Eifel-Kultur bildet sich eine soziale Differenzierung heraus, die sich in wertvollen Grabbeigaben äußert und eine Ritterschaft, Kleinfürsten und Herrenhöfe offenbart.

Aus der Zeit der Hunsrück-Eifel-Kultur gibt es erstmals Burganlagen und Befestigungen, z.B. auf dem Dommelsberg bei Koblenz, Burgberg nahe Kordel, die Hummelsburg bei Linz (DEHN 1964) oder die „Aleburg“ (509 v. Chr.) bei Befort (Luxemburg) (NORTMANN 2008).

Die Region Trier liegt während der älteren Latènezeit nur am Rande des Keltengebietes, welches sich in Mitteleuropa ausgebreitet hat. Dennoch finden sich in den Fürstengräbern (z.B. bei Schwarzenbach am Südrand des Hochwaldes) zahlreiche Fundstücke keltischer Zeit. Typische Regionen Triers, die sich durch keltisches Handwerk im 4.-5. Jahrhundert v. Chr. auszeichnen, sind u.a. Schwarzenbach, Weiskirchen und Zerf (DEHN 1964). Erst durch griechisch-etruskische Einflüsse aus dem Süden gelangten neuere kulturelle Impulse über den Alpenraum in die mitteleuropäische Kultur der späten Hallstattzeit des 5. Jahrhunderts v. Chr. und beeinflussten die späte Latènekultur.

In der Region prägte sie die Gebiete an Mittelrhein, Mosel und Saar. Diese kulturellen Gruppen können als *Kelten* bezeichnet werden. Die Kelten beherrschten die nächsten 500 Jahre bis zum Erscheinen der Römer weite Areale Mitteleuropas und verbreiteten ihre Kultur in Italien, Griechenland, Irland, Großbritannien und Frankreich (DEHN 1964).

In Luxemburg wird die Hunsrück-Eifel-Kultur (700-250 v. Chr.) als regional ausgeprägte keltische Kultur der Latènezeit angesprochen. Schwer zugängliche Hochplateaus dienten zugleich als Rückzugsorte und befestigte Herrensitze (z.B. „Aleburg“ bei Befort u. Marienthal) (PAULKE 2019). Der auch als „Hunnenring“ bezeichnete keltische Ringwall und das Oppidum bei Otzenhausen auf dem Dollberg im Hunsrück war vermutlich bis zum Beginn des Gallischen Krieges besiedelt (HORNUNG 2012). Die Siedler des Latène bezogen durch Handel Importgüter aus den weit entfernten etruskischen Regionen Nord- u. Mittelitaliens. Die Verwendung der Töpferscheibe gilt als Technologietransfer. Grabfunde dokumentieren daher den Stand der jeweiligen Kulturen und ihrer Beziehungen.

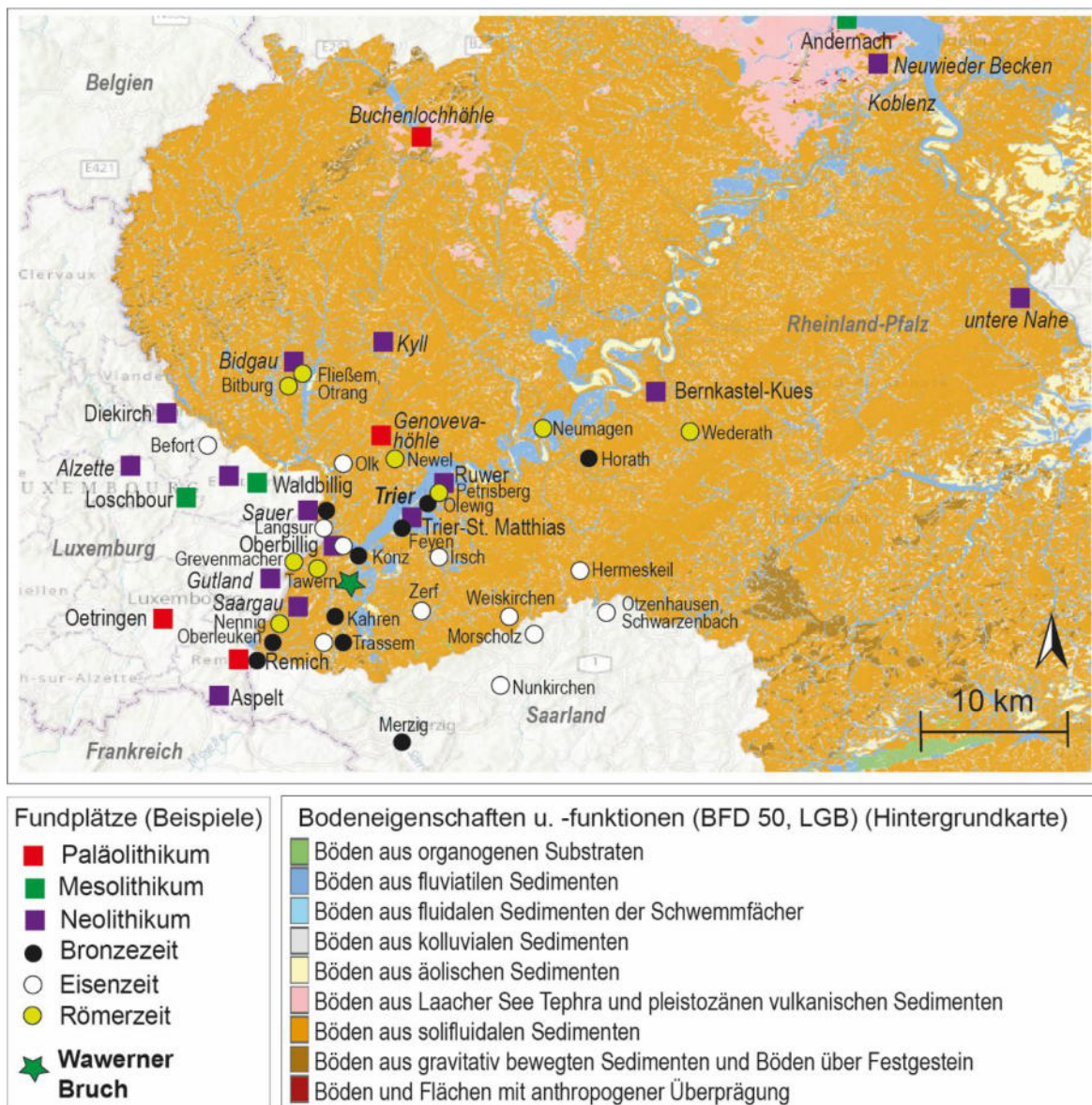


Abb. 8. Einige der in Kapitel 3 genannten Fundplätze archäologischer und historischer Stätten zwischen dem Paläolithikum bis zur Römerzeit, mit dem Fokus auf das Untersuchungsgebiet, zwischen Trier, Saargau, Gutland, Luxemburg und dem Saarland (Quellen siehe Text). Die genannten Orte sind in ungefährer Lage markiert. Hintergrundkarte-Quelle: Ausschnitt aus der BFD 50 des LGB RLP.

3.2. HISTORISCHE SIEDLUNGS- UND KULTURGESCHICHTE DES NATURRAUMES TRIER VON DEN TREVERERN BIS ZUR MODERNE

Treverische und Germanische Stämme

Die Treverer, Bewohner der Trierer Region beiderseits der Mosel, bildeten die Kultur der Spätlatènezeit (DEHN 1964), der Kelten, wie archäologische Funde eindeutig aufzeigen (HEINEN 1988). Das Siedlungsgebiet der Treverer befand sich nach *Gaius Iulius Caesar* (100-44 v. Chr.) zwischen Rhein und Maas. *G. I. Caesar* bezeichnete die nördlich angrenzenden Stammesgebiete der Eburonen, Condruiser, Paemaner, Segner, Caeroser, des nördlichen Rheinlandes, der Nord-Ardennen und der Eifel, als Germanen, während er die Treverer als gallischen Stamm betrachtete. *Publius Cornelius Tacitus* (58 n. Chr. - um 120 n. Chr.) war hingegen überzeugt, dass die Treverer germanischen Ursprungs seien (HEINEN 1988). Die Germanen der sogenannten *Germani cisrhenani*, nördlich des Treverer-Gebietes, waren jedoch keltisiert. Ein politischer Einfluss der Treverer war bis in die nördlichen Eifel- und Ardennengebiete gegeben, der sich im Widerstand gegen die römische Eroberung zeigte (HEINEN 1988). Erst infolge des Gallischen Krieges (58-50 v. Chr.) durch *G. I. Caesar* ging Gallien im Areal zwischen den Pyrenäen und dem Rhein in die römische Herrschaft des *Imperium Romanum* ein (HEINEN 1988) (ca. 50 v. Chr. - 450 n. Chr., SCHÜTT et al. 2002). Militärische Stationen der Römer, z.B. am Titelberg und auf dem Trierer Petrisberg, sind archäologisch u.a. durch italienische *Terra sigillata* und dendrochronologisch datiertes Holz nachgewiesen, die zeitgleich mit den Aufständen der Treverer (30/29 v. Chr.) in Verbindung stehen. Viele Details zu den kriegerischen Auseinandersetzungen erläutert die Publikation von HEINEN (1988). Der Titelberg in Luxemburg war ein keltisches Oppidum des Spätlatène, und gehörte zur römischen Provinz *Gallia Belgica*. Der Titelberg fungierte zunächst als eine Art Hauptstadt der *Civitas Treverorum*. In der Zeit des Kaisers *Augustus* (*Gaius Octavius*, 63 v. Chr. - 14 n. Chr.) wurde die Stadt Trier (*Augusta Treverorum*) dann zur Hauptstadt deklariert und profitierte hier von ihrer verkehrsgünstigen Lage einerseits an der Mosel und auch an der Römerstraße *Via Agrippa* (KREMER et al. 2016).

Die Römer

Die Römerzeit in und bei Trier ist sicherlich die meistuntersuchte Zeitperiode; zahlreiche archäologische sowie historische Publikationen widmen sich einzelnen römischen Fundstellen und Aspekten römischer Kultur und des Lebens. Ein Aspekt der römischen Kultur sind der Bau von Fernstraßen. Ein von Agrippa erdachtes Straßensystem erstreckte sich von Lyon an den Rhein, der Mosel folgend. Bei der Trierer Talweite führte die Strecke ins nördlich gelegene Bitburg, über Jünkerath nach Köln (damals Hauptort der Ubier). Die bedeutenden Städte der Region, einschließlich der Stadt Trier (*Augusta Treverorum*, um 27 v. Chr.), bildeten sich an den wichtigen Punkten der Verkehrsachsen (HEINEN 1988).

Immer wieder kam es zu Aufständen innerhalb der Bevölkerung oder mit benachbarten Stämmen (u.a. die bürgerkriegsartigen Bataveraufstände und die belgischer Stämme 69/70 n. Chr.). Nach den treverischen Aufständen kam es zu einer etwa 150 Jahre langen, nahezu ungestörten Friedenszeit, die als eine Art „Blütezeit“ des Trevererlandes gilt (HEINEN 1988).

Während des 2. Jahrhunderts erlebten die Treverer wirtschaftlichen Aufschwung, als öffentliche Bauprojekte wie z.B. das Amphitheater und die Barbarathermen in Trier realisiert wurden. Um 160-180 n. Chr. wird die Trierer Stadtmauer mit der Porta Nigra erbaut. In der Mitte des 3. Jahrhunderts n. Chr. ändern sich die friedvollen Zeiten durch politische Unruhen (Ende des Gallischen Reiches in der Region Trier, Angriffe germanischer Stämme), viele Landsitze und Villen wurden zerstört (HEINEN 1988). Neben Städten sind Orte der *Civitas Treverorum* kaum durch Texte bekannt. Nur durch Bodenfunde lassen sich Landstädte, kleine Gewerbezentren und Straßendörfer unter dem Sammelbegriff *Vicus* rekonstruieren. Beispiele hierzu sind, aus Deutschland, Neumagen an der Mosel, Bitburg und Pachten (an der Saar), Wederath (im Hunsrück), Karden (Untermosel), aus Luxemburg Arlon, Dalheim und Mamer, aus Belgien Tongern und Virton, sowie der Titelberg (belgisch-luxemburgische Grenze). Bei den ländlichen Anwesen sind besonders, aufgrund ihrer Mosaik, die römischen Villen in Fließem (Villa Otrang, Eifelkreis Bitburg-Prüm) und Nennig (Gemeinde Perl) bekannt (HEINEN 1988). Neben Villen gab es zahlreiche Guthöfe (z.B. bei Newel nördlich von Trier, unweit der Römerstraße Trier-Köln) und Gehöfte (Abbildung 8).

Insgesamt waren die Waldgebiete in Eifel und Hunsrück weiterhin weniger dicht besiedelt, jedoch wurden gerade die Villen in den Gebieten mit ertragsreichen Böden errichtet, bei Arlon, im Trier-Luxemburger und Bitburger Gutland, Wittlicher Senke, Moseltal und im nördlichen Saarland, an verkehrsgünstigen Positionen (HEINEN 1988). Westlich des Untersuchungsgebietes in Wawern gab es im luxemburgischen Grevenmacher ein römisches „Bergheiligtum“; unter dem Ort selbst liegt zudem vermutlich eine römische Villenanlage. In Grevenmacher-Potaschberg wurde, direkt bei der Römerstraße Metz-Trier, bei einer römischen Villa, ein eindrucksvolles Grabdenkmal für einen römischen Großwinzer und Weinhändler lokalisiert, welches aus dem 2. Jahrhundert n. Chr. stammt (KRIER 2010). Das Bergheiligtum ist ein typischer Vertreter seiner Art, wie es im Trevererland und Gallien in dergleichen Bauart öfters vorkommt, beispielsweise auch am „Metzenberg“ bei Tawern. An der Mosel wurde mit solchen, religiös geprägten „Heiligtümern“ der Gott Mars verehrt, welcher regional ein Beschützer der Treverergebiete und seiner der Grundstücke, der Anbauflächen und ihrer Erträge war (KRIER 2010).

Die Trierer Moseltalweitung schien jedoch seit der Spätantike dicht besiedelt gewesen zu sein, mit bis 80.000 Einwohnern inklusive der Stadt Trier, wie in HAND et al. (2016) beschrieben. Zu den landwirtschaftlichen Produkten, die bereits in vorrömischer Zeit angebaut wurden (z.B. Weizen, Hafer,

Gerste, Roggen, Apfelbäume, Erbsen, Dicke Bohnen, Möhren, Rüben, Lauch), wurden in der Gunstphase des „Römischen Klimaoptimum“ mediterrane Kulturpflanzen eingeführt (z.B. Pflaume, Kirsche, Pfirsich, Weinrebe, Edelkastanie, Kohl, Petersilie, Zwiebel, Rettich, Fenchel, Walnuss, Spargel, Senf, Gurke) (HEINEN 1988). Archäobotanische Funde verkohlter Obstkerne, Nussschalen oder Getreidekörner u. -spelzen, deuten auf die Nutzung von Kulturpflanzen, sowie der Wildpflanzen (d.h. Kulturbegleiter sowie heimischer Pflanzen) während der Römerzeit und der vorausgegangenen Latènezeit (KOENIG 2017).

Es wurden neue landwirtschaftliche Geräte eingeführt, die die Bearbeitung des Ackerbodens erleichterten (z.B. Pflug mit Eisenschar, Egge). Die Eichenmischwälder wurden nicht nur zur Gewinnung von Bauholz und Produktion von Heizmaterial in Köhlereien (Holzkohle) (CÜPPERS 1990) genutzt, sondern dienten Herden von Schweinen als Weidegrund. DÖRFLER et al. (1998) rekonstruieren eine „extreme“ Entwaldung der Trierer Region schon in frühromischer Zeit.

Ob Weinbau in vorrömischer Zeit betrieben wurde, ist nicht belegt, jedoch wurde Wein importiert (HEINEN 1988), bzw. Wein war ein „Beutegut“ (CÜPPERS 1984). Wein als Getränk wurde seit dem 6. Jahrhundert v. Chr. (Eisen- bzw. Latènezeit) gemeinsam mit Handelswaren südlicher Länder in die Trierer Region gebracht und diente auch als Grabbeigabe der Fürstengräber. Zu Lebzeiten des Marcus Tullius Cicero (106-43 v. Chr.) wurde Wein in gestempelten und so dokumentierten Amphoren bis Koblenz geliefert. Ein reger Fernhandel verbrachte Waren entlang der Flüsse Rhone und Obermosel in Süd-Nord-Richtung (CÜPPERS 1984). Der Fund von Weinkelterhäusern im Kreis Bernkastel-Wittlich könnte ein Indiz für den Anbau von Wein in den Seitentälern der Mosel, sowie ungünstigerer Lagen im Hinterland des 2. Jahrhunderts sein (HEINEN 1988). DÖRFLER et al. (1998) zeigen im Pollenspektrum der Trierer Walsramsneustraße Pollenkörner von *Vitis vinifera* auf, die aus der Zeit um 150 n. Chr. stammen, so dass hier zumindest von der Existenz der Weinrebe als Pflanze gesprochen werden kann. Dies sagt jedoch nichts über einen großflächigen Anbau aus dieser Zeit aus, da sich die wilde Weinrebe („*Vitis silvestris*“) während des Subboreals bis ins Skandinavische ausgebreitet hatte (TROELS-SMITH 1960). CÜPPERS (1984) beschreibt als Beginn des Rebanbaus die Eroberung und Eingliederung des Rheinlandes in die römischen Provinzen durch Caesar. Weintrauben der Wildrebe wurden als Früchte schon seit frühgeschichtlicher Zeit konsumiert, wie Traubenkerne in archäologischen Funden u.a. in Frankreich nachweisen. Der ertragsmäßig wichtigste Wirtschaftszweig der Treverer war zunächst die Produktion von Getreide (HEINEN 1988), die als Überschussproduktion getätigt wurde (CÜPPERS 1990). Mit Bevölkerungszunahme und einem höheren Lebensstandard wurde die Fleischproduktion intensiviert; dazu wurden die Wälder weiter gerodet, um Raum für die Viehzucht zu gewinnen. Es entstanden unter der römischen Kolonisation Waldsiedlungen, in denen neben der Viehzucht Eisen verhüttet wurde.

Diese Waldsiedlungen, heute Wüstungen, verfielen u.a. nach Untergang der Galliergebiets (274 n. Chr.) und der Landnahme durch die Germanen (z.B. bei den Plünderungen 275/76 n. Chr.). Bald 30 Jahre lang wurde das Trevererland durch Usurpationen, soziale Unruhen oder Überfälle germanischer Volksstämme (z.B. um 355 n. Chr. durch die Alamannen) beeinflusst (HEINEN 1988). Nach der Reform des *C. Aurelius Valerius Diocletianus* (ca. 242/245-311/312 n. Chr.) (Diokletian) wurde Trier zur Kaiserresidenz und Verwaltungsmetropole. Einige Großbauten wie z.B. die Kaiserthermen, die Basilika, der Stadtpalast, die Speicherhallen, der Stadtgraben oder Nekropolen wurden unter Diokletian realisiert (HEINEN 1988).

Die Völkerwanderung

Die Völkerwanderungszeit begann 375 n. Chr., als Reitervölker aus Asien (u.a. die Hunnen) auf die Goten stießen und die untere Donaugrenze des Römischen Reiches durchbrachen (STEINHAUSEN 1964). Um 406/7 n. Chr. drangen dann germanische Volksstämme (Vandalen, Alamannen, Sueben) über den zugefrorenen Rhein bei Mainz ein (STEINHAUSEN 1964), und verbreiteten sich in Gallien (HEINEN 1988). Gegen Ende des 4. Jahrhunderts, zum Beginn des 5. Jahrhunderts, lagen Trier und nördliche Bereiche Galliens in einer Randlage; die politische, sowie militärische Präsenz der Römer war aufgrund weiterer Konflikte in den Süden verlagert worden (410 n. Chr. fiel Rom an die Westgoten) (HEINEN 1988). Die Franken übernahmen mehrfach die Stadt Trier (um 407, 413, 418, 440 n. Chr.) (EWIG 1964). Das westliche römische Reich befand sich jetzt nur noch nominell unter der Herrschaft des römischen Kaisers in Konstantinopel. Das Ende des Römischen Trier und des Trevererlandes wird ins ausgehende 5. Jahrhundert gestellt, als Trier aus dem Verband des Römischen Reiches ausschied und fortan der Herrschaft der Franken unterstand (erst den Rheinfranken, dann den Merowingern des Chlodwig, Beginn des 6. Jahrhunderts n. Chr.) (HEINEN 1988). In Mittelalter und Neuzeit (500-1900 n. Chr.) dehnt sich die Besiedlung in die Mittelgebirge aus, vermutlich aufgrund verbesserter Bedingungen im Zuge des „Mittelalterlichen Klimaoptimums“ und einem Anstieg der Bevölkerungszahlen (SCHÜTT et al. 2002). Fränkische Bauern fokussierten sich auf die Viehzucht und den Getreideanbau, und nutzten dafür vornehmlich die Böden im Bitburger und Luxemburger Gutland, die Bereiche an der oberen Mosel und die mittlerer Saar-Region (EWIG 1964). Siedlungsspuren der Franken sind praktisch nicht existent. Das kulturelle oder handwerkliche Leben der Franken lässt sich oft nur durch die vielfältigen Grabbeigaben rekonstruieren. Von merowingischen Kirchen ist heute archäologisch wenig auffindbar, da sie meist überbaut wurden. Dieses „Fehlen“ archäologischer Funde betrifft insbesondere frühmittelalterliche Siedlungsplätze, aus denen innerhalb einiger Jahrhunderte Dörfer und Städte entstanden (EWIG 1964). Nach verschiedenen kriegerischen Auseinandersetzungen (u.a. unter Führung von König Karl Martell, Pippin II) in 715 n. Chr. zerbrach das Reich der Merowinger, die karolingische Zeit begann (EWIG 1964). Während der Herrschaft Kaiser Karl III. überfielen und verwüsteten die Wikinger 882 n. Chr. Trier, nachdem sie schon seit 881 n. Chr. die von ihnen eroberten Städte Maastricht, Aachen, Stavelot, Malmédy, Prüm verwüsteten und plünderten. Erst 892 n. Chr. ebten die Unruhen um die Wikingereinfälle ab (EWIG 1964).

10.-17. Jahrhundert

Zu Beginn des 10. Jahrhunderts n. Chr. stabilisierten sich die Verhältnisse in Wirtschaft und Machtgefüge in der Moselregion (CLEMENS & CLEMENS 2007). Zwischen 1141-1147 n. Chr. kam es zu Unruhen in den, auch von Hungersnöten, betroffenen Gebieten des Trierer Landes durch Heinrich von Namur (Graf von Luxemburg). Während der ersten Hälfte des 14. Jahrhunderts führte Erzbischof Balduin in Trier die politischen Geschicke Europas, in dem er Heinrich VII, Ludwig den Bayern und Karl IV zu Königen ernannte (CLEMENS & CLEMENS 2007). Zu Ende des 14. Jahrhunderts kam es im Trierer Land zu Missernten im Weinbau infolge einer Klimaabkühlung. Zusätzlich war die Bevölkerung, von wiederkehrenden Seuchen (wie der Pest ab 1349) betroffen (CLEMENS & CLEMENS 2007). Es folgte eine Neuausrichtung der Landwirtschaft, die Weinreben wurden durch Obst- und Nussbäume ersetzt. Trotz der Einführung resistenter Rebsorten in der 2. Hälfte des 15. Jahrhunderts erlangte Trier nicht mehr die Dominanz des Weinhandels. Der Hopfenanbau wurde im Trierer Stadtgraben eingeführt, Hopfenblüten zum Brauen von Hopfenbier (ab 1455) wurden allerdings in größerer Menge aus dem Saarland und Nordlothringen eingebracht (CLEMENS & CLEMENS 2007). Infolge der Kleinen Eiszeit kam es zu Unwettern und Missernten. Von 1580-1794 war die vormals weitgehend unabhängige Stadt Trier eine kurfürstliche Landstadt. Während des Dreißigjährigen Krieges (1618-1648) erlebte das Trierer Land Besatzungen durch französische und spanische Truppen; zwischen 1673-1773 kam es wiederholt zu Okkupationen durch Frankreich und Österreich (CLEMENS & CLEMENS 2007).

18.-19. Jahrhundert

Erst im Laufe des 18. Jahrhunderts wurden die neuen Kulturpflanzen, Kartoffel und Klee (als Futterpflanze), eingeführt. Landwirtschaftlich war die Region wenig modern. Neben der immer noch genutzten Dreifelderwirtschaft, bei der der Kartoffelanbau auf die Brache folgte, wodurch der Acker auslaugte, so dass die nachfolgende Getreideernte wenig ertragreich ausfiel (CHRISTOFFEL 1993); fokussierte sich der Anbau auf (ertragreichen) Wein und Getreide. Großflächige Areale wurden als Weidegrund genutzt (CLEMENS & CLEMENS 2007). Einige Zeit nach der Französischen Revolution von 1789 eroberten französische Truppen die Stadt Trier nach der österreichisch-preußischen Kriegserklärung; Trier stand in den nächsten 20 Jahren unter französischer Verwaltung. 1798 wurde Trier nach der Neuordnung der Departements und der Verwaltung nach französischem Vorbild Hauptverwaltung des Departements Saar. 1799 führte Napoleon die Präfektur ein, zahlreiche Behörden wurden in Trier angesiedelt (u.a. die Forstverwaltung). Die von der Kirche und des Adels enteigneten Ländereien und Gebäude wurden öffentlich versteigert. Vor allem die Weingüter standen im Fokus. Die Landbevölkerung erhielt erstmals die Chance, Liegenschaften zu erwerben (CLEMENS & CLEMENS 2007). Bis zum Wiener Kongress 1815/1816 war Trier der wichtigste regionale Handelspunkt für die Eifel und den Hunsrück.

Nach der Neuordnung wurde Trier ins Rheinland eingegliedert, und das Rheinland und Westfalen wurden preußisch. Erneut fiel Trier und das Umland in eine ungünstige Randlage, die Bevölkerung litt unter den Zoll- und Steuerabgaben. Noch im 19. Jahrhundert waren der Hunsrück und die Eifel von Armut betroffen. Nach 1819 war Trier durch den preußischen Staat zu einer Bezirksregierung „degradiert“ (der Gerichtshof wurde nach Köln verlegt, Bonn wurde der Standort der rheinischen Universität). 1820 gab es nochmals guten Absatz in der Weinproduktion, bei der auch ungünstige flache Regionen zum Anbau genutzt wurden (CLEMENS & CLEMENS 2007).

Kapitel 4

4. ÜBERBLICK ÜBER DEN STAND DER PALYNOLOGISCHEN FORSCHUNG

Die Pollenanalyse ist seit 1916 ein Standardverfahren zur Identifikation früherer Vegetation und Rekonstruktion ihrer Veränderungen, die in den Anfangsjahren zunächst auf die Quartärforschung beschränkt war (FAEGRI et al. 1989). Auch heute ist die Pollenanalyse noch ein geeignetes Verfahren, um verschiedene Fragestellungen bezüglich zeitlicher, klimatischer, anthropogener, regionaler und lokaler Veränderungen von Pflanzengesellschaften eines Umweltarchivs zu beantworten. Durch die Kombination palynologischer Analysen mit weiteren Analysemethoden, z.B. geochemischer, geophysikalischer, geoarchäologischer Natur, lassen sich komplexe Umweltbedingungen rekonstruieren und erklären. Bis vor rund 50 Jahren wurde die Pollenanalyse häufig als alleinige Methode genutzt; heute wird sie fast ausschließlich mit verschiedenen Methoden kombiniert („Multi-Proxy“).

Der Begriff der Palynologie wurde 1944 von Hyde und Williams etabliert, um das Spektrum der unter dem Mikroskop identifizierbaren Mikrofossilien, der Pflanzen- und Pilzsporen, Diatomeen, Überreste von Tieren, u.v.m. zu erweitern (FAEGRI et al. 1989). Letztere Kategorie wird als „Nicht-Pollen-Palynomorphe“ (NPP) bezeichnet. Aufgrund des guten Erhaltungszustandes unter anaeroben Bedingungen, bietet sich der Pollen nach chemischer Extraktion der Sedimentprobe als Analyseobjekt an. Die Erkenntnis, dass sich fossiles Material früherer Vegetationen (Zweige, Blätter, Zapfen, Wurzeln, etc.) im Boden erhalten kann, stammt aus der Frühzeit des Torfstichs um 875 n. Chr. (FAEGRI et al. 1989). Die ersten Pollenkörner wurden ab 1836 durch GÖPPERT identifiziert. Erst durch die von Lennart von Post entwickelten ersten Pollendiagramme, auf Basis prozentualer Anteile, die er 1916 präsentierte, entwickelte sich die Pollenanalyse zur eigenständigen Methode, die nicht mehr nur stratigraphische Aspekte betrachtete (FAEGRI et al. 1989).

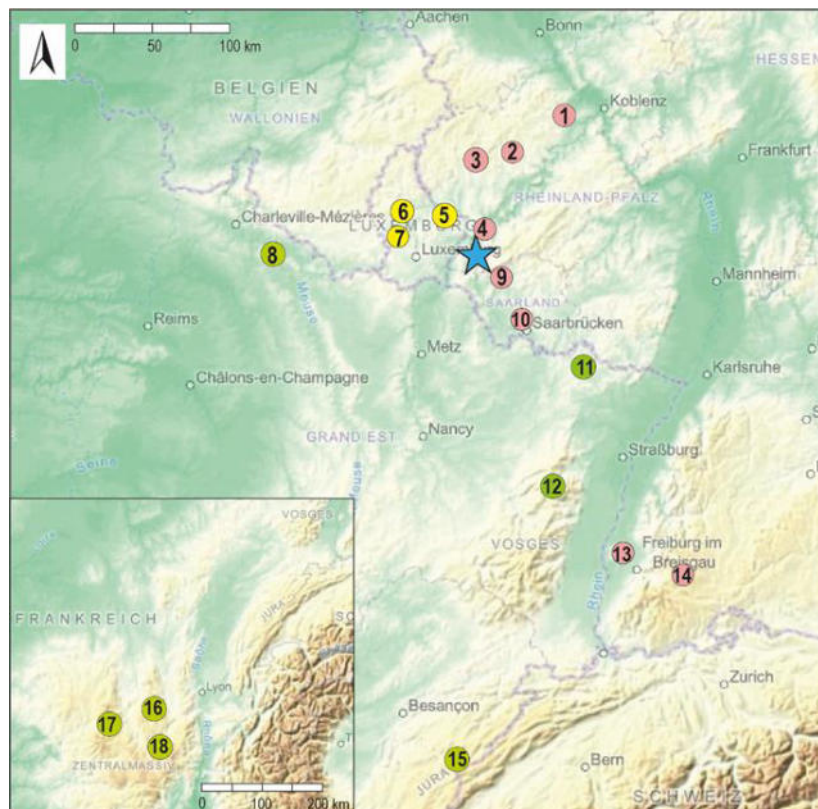
Bei der Pollenanalyse sind vor allem anemogame Pflanzen im Fokus, die große Mengen von Pollenkörnern (PK) produzieren. Dank ihrer Morphologie, z.B. Vesiculatae, nicht skulpturierte Exine, können windbestäubte Pollen teils über sehr weite Distanzen transportiert werden, z.B. der Pollen der Waldkiefern (*Pinus sylvestris*) mithilfe von Luftsäckchen. Eine weitere wichtige Gruppe sind Pflanzenarten, die sich morphologisch stark von den windbestäubten Pollen, durch z.B. Echini auf der Exine, unterscheiden. Hierzu gehören z.B. die Asteraceae. Die ursprüngliche Pollenanalyse beschränkte sich zunächst auf die Waldgeschichte, bis sich die durch FIRBAS (1934) eingeführte Unterscheidung zwischen arborealen Pollen (Baumpollen, engl. AP) und nicht-arborealen Pollen (Nichtbaumpollen, engl. NAP) etablierte. Die Problematik der Überrepräsentation einiger Pollen von Pflanzen mit hoher Pollenproduktion oder lokaler Arten im Pollenspektrum war schon vor 1940 bekannt (FAEGRI et al. 1989).

Eine hohe Anzahl auch palynologischer Untersuchungen aus dem nördlichen Teil des Bundeslandes Rheinland-Pfalz, nördlich der Mosel, werden seit über 70 Jahren aus den Sedimenten der Eifelmaare erbracht. Die frühesten stammen z.B. von HUMMEL (1949) und STRAKA (1952). Die Untersuchungen beziehen sich vornehmlich auf die Maarseen der Ost- und Westeifel, besonders auf den Laacher See, das Holzmaar und das Meerfelder Maar. Häufiges Thema dieser Arbeiten ist die Ermittlung der spätglazialen Vegetationsgeschichte im Hinblick auf den Laacher See-Vulkanausbruch, sowie die Tephrochronologie der Tephroschichten, die sich lokal, regional, sowie in großen Teilen Europas abgelagert haben (z.B. BAALES et al. 2002, BIRKS & LOTTER 1994, BRAUER et al. 2001, LOTTER et al. 1995). Die Laacher See-Tephra (LST) dient als mitteleuropäische Referenz für den Höhepunkt des Laacher See-Vulkanausbruchs um 13.0 ka BP (REINIG et al. 2021), in älteren Publikationen mit 12.9 ka BP angegeben (SCHMINCKE et al. 1999, BOGAARD & SCHMINCKE 1985). Vielfach fokussieren sich die Forschungen der Eifelregion auf kaltzeitliche Intervalle, wie die Jüngere Dryas, oder zeitliche Abschnitte oder Übergangsphasen, wie z.B. vom Spätglazial zum Frühholozän. Dies erfolgt zumeist durch die Auswertung von Sedimenten aus Bohrkernen z.B. des Meerfelder Maares und des Holzmaares (OBREHT et al. 2020, MARTIN-PUERTAS 2017, BRAUER et al. 2001, BRAUER et al. 1999, STEBICH 1999). Ältere pollenanalytische Arbeiten, gleich welcher Region, sind heute nur noch eingeschränkt verwendbar, da die meisten Bohr- oder Grabungsprofile nicht hochaufgelöst untersucht wurden, d.h. große Probenabstände aufweisen oder nur geringe Gesamtsummen von Pollenkörnern terrestrischer Arten gezählt wurden. Besonders palynologische Fragestellungen, die im Zuge archäologischer Untersuchungen durchgeführt wurden, behandeln häufig explizit ausgewählte, sehr kurze Zeithorizonte, oder beinhalten teilweise pollenarme oder sterile Sedimentschichten. Teils enthalten diese auch Schichtlücken (Hiati), so dass für einen Datenvergleich nützliche Informationen fehlen können. Häufig fehlen Datierungen. Die Radiokarbonmethode wurde erst 1951 von ARNOLD & LIBBY eingeführt, und musste sich erst schrittweise etablieren, so dass die meisten Pollenprofile noch bis in die 1980er-Jahre keine oder nur vereinzelt Datierungen aufweisen. Eine Sammlung solcher früher Arbeiten aus Luxemburg werden z.B. in COUTEAUX (1969) zusammengefasst. Eine technische Verbesserung der Radiokarbonmethode erfolgte mittels der AMS-Technik, die geringere Probenvolumen benötigt und den Prozess der Messung beschleunigte.

Viele pollenanalytische Arbeiten zonieren ihre Ergebnisse ausschließlich nach den Firbas-Zonen, teils ohne explizite Erwähnung einer Altersreferenz. Die Gliederungen nach OVERBECK (1975) waren ursprünglich für Norddeutschland gedacht, im Falle des Blytt-Sernander-Schemas, für den borealen Raum überlegt. Noch heute wird in vielen modernen Studien dieses Schema verwendet.

Die nächst zum Arbeitsgebiet gelegenen Pollenuntersuchungen (Abbildung 9) stammen aus der Stadt Trier (z.B. DÖRFLER et al. 1998, CLEMENS & LÖHR (2001), Walramsneustraße und der Trierer Talweite. Im nahegelegenen Gutland (Luxemburg) wurden besonders die Mardellen untersucht (z.B. VAN MOURIK & SLOTBOOM 2018).

Eine weitere paläoökologische Arbeit, ebenfalls aus Luxemburg, stammt z.B. von der Lokalität Rouer im südlichen Gutland (SCHITTEK et al. 2021). Weitere ältere und moderne Arbeiten aus Frankreich, stammen u.a. aus den Ardennen (z.B. SCHAAL et al. 2020), den Nordvogesen (z.B. GOEPP 2007, SUDHAUS & FRIEDMANN 2015), dem Jura (Gauthier et al. 2019), aus dem Massif Central (Zentralmassiv) (z.B. DENDIEVEL et al. 2023, 2022, BOS et al. 2022, DUPRAT-OUALID et al. 2022, MARTIN et al. 2020), aus Südwestdeutschland aus dem Oberrheingraben (z.B. MÄCKEL et al. 2009) oder dem Schwarzwald (z.B. RÖSCH 2000).



Deutschland	Luxemburg
Rheinland-Pfalz	5 Gutland: versch. Orte
<i>Region Eifel:</i>	7 Rouer
1 Laacher See	6 Roudbaach
2 Holzmaar	
3 Meerfelder Maar	
<i>Region Trier:</i>	
4 Trierer Talweite, Tr. Walramsneustr.	
Saarland	
9 Kr. Merzig-Wadern	
10 Pachten a.d. Saar/ Dillingen	
Baden-Württemberg:	
13 Oberrheingraben: versch. Orte	
14 Schwarzwald: Breitnau-Neuhof, Steerenmoos	
Wawerner Bruch	
	Frankreich
	<i>Ardennen:</i>
	8 Autrecour-et-Pourron
	<i>Vogesen:</i>
	11 La Horn, Kobert-Haut
	12 Donon: versch. Orte
	<i>Jura:</i>
	15 Forbonnet/ Pontalier
	<i>Massif Central:</i>
	16 Gourgon/ Monts du Forez
	17 Lapsou/ Cantal
	18 Lac de St Front/ Meygal-Mézenc Plateau

Abb. 9. Übersicht einiger palynologischer und paläoökologischer Untersuchungsgebiete (Auswahl) in Rheinland-Pfalz als Referenzorte, aus dem räumlichen Umfeld des Wawerner Bruchs (Sternmarkierung), dem Saarland, Baden-Württemberg, Luxemburg und Frankreich. (Kartenreferenz: ArcGIS Online, Themenlayer „Terrain: Elevation Tinted Hillshade“ by ESRI; bearbeitet).

Kapitel 5

5. MATERIAL UND METHODEN

5.1. SEDIMENTAUFNAHME WAWERNER BRUCH

5.1.1. Bohrlokalisierung, Beprobung, Stratigraphie

Die Geländearbeiten im Wawerner Bruch fanden im Februar 2016 statt.

Zur Erkundung des Untergrundes wurden zunächst Proben an verschiedenen Bereichen mithilfe eines *Russian Peat Corers* (Torfbohrer, Eijkelkamp, Schneide 50 cm) entnommen, um geeignete Probenentnahmestellen mit mächtigeren Torfschichten für die Tiefbohrung zu lokalisieren. Der Standort 49°39'10,7"N 6°32'25,3"E wurde schließlich aufgrund der vorgefundenen Torfschichten als Ort für eine Tiefbohrung ausgewählt (Abbildung 10).

Die Rammkernsondierungen fanden mit technischer und personeller Unterstützung des Geographischen Instituts der Universität zu Köln statt. Es wurde eine Rammkernsonde mit elektrischem Schlaghammer der Marke Wacker verwendet. Die Bohrarbeiten wurden in einer Hauptbohrung WB16A (0-400 cm) und einer dicht benachbarten Parallelbohrung (WB16B-0-100 cm/ WB16C-50-350 cm) durchgeführt. Das Sediment wurde in 1 m langen Kunststofflinern aufgefangen, beschriftet, verpackt und im Paläoökologischen Labor des Instituts für Geographiedidaktik (Universität zu Köln) der Länge nach geöffnet. Die Halbschalen (Archivhälfte, Laborhälfte zur Beprobung) wurden vakuumiert und bei 5°C kühl gelagert. Aufgrund der guten Materialqualität wurde der Bohrkern WB16A für die weitere Ausarbeitung ausgewählt.

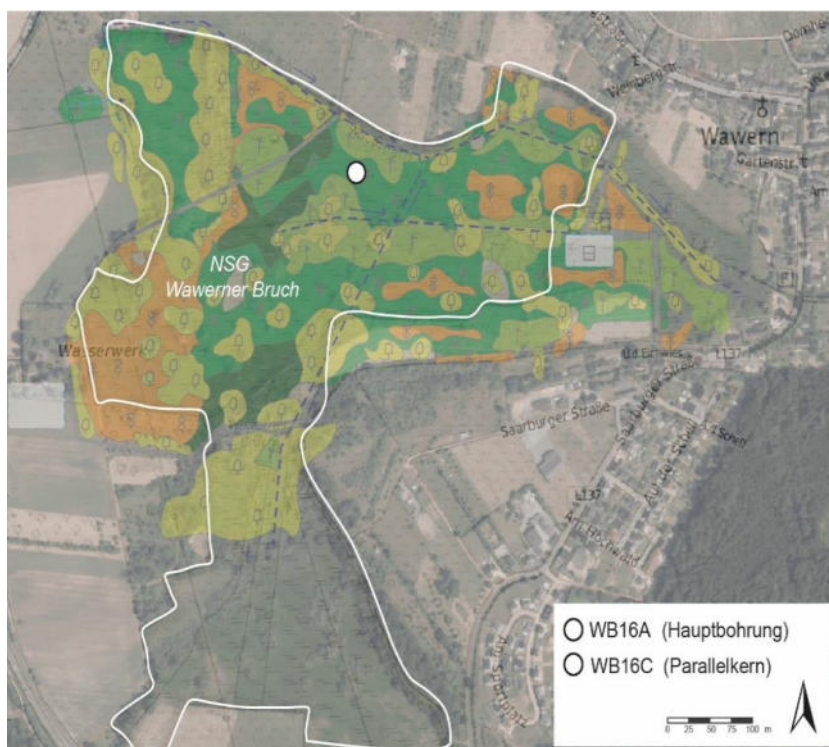


Abb. 10. Übersicht über die Bohrpunkte (Kreismarkierungen) WB16 im Wawerner Bruch.

Die Hauptbohrung WB16A und die Parallelbohrung WB16C liegen im Seggenried im nördlichen Bereich des Wawerner Bruchs. Markierung ungefähre Lage.

(Quellen Hintergrundgrafiken: Vegetationsskizze siehe Kapitel 2.6.4. Luftbild WMS RP DOP40 (LVerGeoRLP), Topographische Karte WMS Top Plus-Web Open Graustufen, geoportal.rlp.de, Bundesamt für Kartographie und Geodäsie, 2023, Datenquellen: http://sg.geodatenzentrum.de/web_public/Datenquellen_TopPlus_Open.pdf)

5.1.2. Kompositkern WB16A

Bei der Rammkernsondierung kommt es durch die Bohrmethodik des Einschlagens einer hohlen Bohrkammer aus Stahl mitsamt des Kunststoffliners in die oberen Lockersedimente des Bodens häufig zu einer Stauchung des Sediments. Die Stauchung des Sediments suggeriert bei der stratigraphischen Bohrkernansprache eine unvollständige Sedimentsäule, obwohl die vollständige Eindringtiefe erreicht wurde. Bei der Bohrkernaufnahme kann es dadurch zu falsch ermittelten Schichttiefen kommen. Auch können Schichtgrenzen durch die Stauchung nach unten verlagert werden. Zudem besteht bei der Rammkernsondierung die Möglichkeit, dass Nachfall aus dem Bohrloch in den oberen Bereich eines Kunststoffliners eingetragen wird, da die Bohrungen in z.B. 1 Meter-Segmentabschnitten erfolgen und nicht durchgehend betrieben werden. Es gibt daher einen kontinuierlichen Wechsel zwischen Einschlagen und Ziehen der Bohrkammer, so dass das Bohrloch zwischen den Arbeitsschritten kurzweilig offensteht und Material in den nächsten leeren Kunststoffliner nachfallen kann. Die Stauchung und Identifizierung des Nachfalls wurde bei der stratigraphischen Bohrkernansprache über eine mathematische Berechnung berücksichtigt, so dass es sich bei der Beschreibung der Ergebnisse und der weiteren Diskussion um ein sogenanntes Kompositprofil des Bohrkerns WB16A handelt.

5.1.3. Radiokarbondatierungen WB16A

Es wurden 7 Proben (Tabelle 1) aus dem ersten und zweiten Kernsegment von WB16A im Poznań Radiocarbon Laboratory (Poznań, Polen) unter Leitung von Prof. Tomasz Goslar AMS-datiert. Zur Kalibrierung der ^{14}C -Messwerte in Calib Rev. 7.0.4 (STUIVER & REIMER 1993) wurde die Messkurve Intcal20 (REIMER et al. 2020) verwendet (2-sigma). Zur Berechnung eines Altersmodells mit MCAgeDepth (HIGUERA 2008) wurden die kalibrierten Radiokarbondatierungen benutzt. Nach Ermittlung der neuen Kompositstiefen der Proben wurde das Altersmodell „ATM Juli22“ benutzt. Die Interpolation der Radiokarbonalter gegen die Bohrkerntiefe erfolgte mittels einer kubischen Spline-Kurve (cubic spline, stiffness 0,6), zur Ermittlung der Konfidenzintervalle wurden 1000 Monte Carlo Simulationen (HIGUERA 2008) angewandt.

Tab. 1. Ergebnisse der AMS- ^{14}C -Radiokarbondatierungen und der Kalibration mittels IntCal20. Die in der Spalte „good date (14C)“ mit der Ziffer Eins markierten ^{14}C -Daten wurden zur Generierung eines Alters-Tiefen-Modells verwendet, die mit einer Null markierten Alter ausgeschlossen.

Lab. Nr.	Kernsegment	Tiefe [cm]	Mittelwert [cm]	Kompositstiefe [cm]	Probenmaterial	14C	±	good date (14C)?	BP (2σ)	CalAge (BP) "ATM Juli22"
Poz-99894	WB16A-1	37-38	37,5	19,5	Pflanzenreste	1290	30	1	1175-1291	1170
Poz-91324	WB16A-1	54-55	54,5	41,6	Torf	2250	30	1	2154-2263	2316
Poz-100143	WB16A-1	71-72	71,5	63,6	Torf	9610	60	0	10751-11179	/
Poz-91325	WB16A-1	90-91	90,5	88,3	Torf	8890	50	1	9885-10191	9900
Poz-99895	WB16A-2	124-125	124,5	106,3	Torf	11280	60	0	13095-13254	/
Poz-99896	WB16A-2	140-141	140,5	126,3	Torf	12130	70	0	13800-14179	/
Poz-99898	WB16A-2	150-151	150,5	138,8	Torf	11440	60	1	13222-13444	13338

5.2. GEOCHEMISCHE ANALYSEN WB16A

5.2.1. Röntgenfluoreszenz-Analyse (XRF)

Die Röntgenfluoreszenz-Analyse (*X-ray fluorescence spectroscopy*, XRF) der Bohrkerne WB16A wurde im geomorphologisch-sedimentologischen Labor der Universität Bremen, Institut für Geographie durchgeführt. Bei dieser zerstörungsfreien Messung werden die im Sediment enthaltenen Haupt- und Spurenelemente qualitativ erfasst, in Zählimpulsen (*counts, cnts*) pro Sekunde. Das Kernscanning der Bohrkern-Hälften erfolgte in 2 mm Auflösung mit einem ITRAX-XRF-Kernscanner (Cox Analytics; CROUDACE et al. 2006) unter Verwendung einer Molybdän-Röhre (Mo) bei 30 kV und 10 mA für eine Exposition von 10 Sek. pro Messung. Das inkohärente (Compton) zu kohärentem (Rayleigh) (Mo inc/coh) Streuungsverhältnis erlaubt die Einschätzung des Organik-Gehalts der Sedimentmatrix (ROTHWELL & CROUDACE 2015, OHLENDORF et al. 2014). Torfe und andere organische Sedimente zeigen dabei höhere (inc/coh) Streuungsverhältnisse als silikatreiche Sedimente (CHAWCHAI et al. 2016). Die Interpretation klastischen Sedimenteintrags ist abhängig von den im Datensatz erfassten Elementen und der Proxieauswahl.

5.2.2. Kohlenstoff-Stickstoff-Analyse (C/N)

Die Kohlenstoff-Stickstoff-Elementaranalyse (CN) wurde an der Universität Trier (Fachbereich VI-Geobotanik) in Auftrag gegeben und mittels eines Vario El Cube (Elementar) und eines IRMS (Thermo Delta V Advantage, Flash EA 1112 Series) gemessen. Aus Bohrkernabschnitt WB16A-1 (0-100 cm) wurden 75 Proben, aus Abschnitt WB16A-2 (100-200 cm) wurden 35 Proben in 1 cm Auflösung untersucht. Die Probenvorbereitung sowie Einwaage der 110 Proben tiefen erfolgte im Paläoökologischen Labor des Instituts für Geographiedidaktik der Universität zu Köln. Die Proben wurden bei 105°C für min. 24 Std. im Ofen getrocknet und anschließend aufgrund der geringen Probenmenge händisch mit einer Achatmühle gemahlen. Die Einwaage des Sediments lag bei 3-5 mg pro Probe in Zinnschiffchen, es wurden 2 Messdurchläufe je Proben tiefe durchgeführt. Aus den gemessenen Werten wurde das C/N-Verhältnis ermittelt. Die Berechnung der Trophiestufen (Anhang Abbildung 30) erfolgte nach den Angaben von SUCCOW & JOOSTEN (2001).

5.3. ANALYSEN DER MIKRO- UND MAKROFOSSILIEN WB16A

5.3.1. Palynologie

Die Probenaufbereitung der Sedimente für die mikroskopische Pollenanalyse wurden im Paläoökologischen Labor des Instituts für Geographiedidaktik der Universität zu Köln durchgeführt. Die Menge von etwa 1 cm³ Sediment je Proben tiefe wurde anhand des internen Laborprotokolls, basierend auf den Vorschlägen nach FAEGRI et al. (1989), aufbereitet. Nach der Ermittlung des individuellen Probenvolumens (ml) mit einer Messpipette wurden die Proben jeweils mit Salzsäure HCl

(10%) zur Lösung der Karbonate, mit Kaliumhydroxid KOH (10 %) zur Lösung der Huminsäuren behandelt und anschließend gesiebt (4 Siebfraktionen: 2 mm, >250 µm, >125 µm, >112 µm). Um die Pollenkonzentration und die Akkumulationsrate je Proben­tiefe berechnen zu können, wurden die exotischen, nicht im Arbeitsgebiet natürlich vorkommenden Sporen *Lycopodium* einer bekannten Gesamtmenge während der Aufbereitung den Sedimentproben beigemischt (STOCKMARR 1971). Anschließend erfolgte die Lösung der Silikate mittels Flusssäure HF (40 %), die Acetolyse (Essigsäureanhydrid u. Schwefelsäure), um die Zellulose zu lösen, sowie ein abschließender Siebschritt mit Siebgaze in einem Ultraschallbad, um gelöste Partikel zu entfernen. Die Pollenprobe wurde anschließend in Glycerin auf einen Objektträger gebracht und das Präparat mit Paraffinwachs versiegelt. Bei der mikroskopischen Auszählung wurde zunächst eine Gesamtsumme von 600 PK je Proben­tiefe anvisiert. In dieser Gesamtsumme sind Baum-, Strauch-, Kraut-, Gras-, sowie aquatische/ semi-aquatische Pollen enthalten. Für die Auswertung wurden diejenigen Arten, die typischerweise lokal an Feuchtstandorten vorkommen, und zu lokaler Überrepräsentation neigen, herausgerechnet, sowie auch aquatische/ semi-aquatische Pollen. Die Auszählung erfolgte hochaufgelöst in 1 cm-Intervallen. Insgesamt wurden Präparate von 102 Proben­tiefen ausgewertet. Als Bestimmungsschlüssel dienten die Bildatlanten von BEUG (2004), REILLE (1998) und MOORE et al. (1991), sowie die Präparate der Referenzsammlung des Instituts für Geographiedidaktik. Für die Auswertung wurde der prozentuale Anteil (%), der Wert *total fossil pollen*, die Konzentration (n/ml) und die Akkumulationsrate (n/cm²a) berechnet. Der Wert *total fossil pollen* errechnet sich aus dem Produkt gezählter Objekte mit der Gesamtmenge *Lycopodium*, dividiert durch die Anzahl gezählter *Lycopodium*-Sporen. Die Darstellung der Pollendiagramme, einzelne Berechnungen (Prozentwerte) und die Clusteranalyse (CONISS) erfolgten mittels des Computerprogramms Tilia (GRIMM 2016).

5.3.2. Makroreste der Siebfraktion und Nicht-Pollen-Palynomorphe (NPP)

Die Auszählung der Makroreste aus den Siebfraktionen 2 mm, 250 µm und 125 µm und der Nicht-Pollen-Palynomorphen (NPP), die während der Laboraufbereitung der Pollenpräparate entstanden, erfolgte nach den Bestimmungsschlüsseln von VAN GEEL (2001), CAPPERS & BECKER (2013) und GROSSE-BRAUCKMANN (1992, 1974, 1972). Bei der Großrestanalyse wurde die gesamte Siebfraktion pro Siebgröße bzw. Maschenweite ausgewertet, bei insgesamt 105 Proben­tiefen. Zur Darstellung der Konzentration (n/ml) der Großreste sowie der NPP wurde die Anzahl der gezählten Objekte (n) durch das Probenvolumen (ml) dividiert.

5.3.3. Verkohlte Partikel als Proxy und deren statistische Auswertung

Mikro- und Makropartikel verkohlter Pflanzenteile (engl. *charred particles*) werden seit langem als Indikatoren zur Rekonstruktion der paläoökologischen Feuergeschichte und für das Verständnis quartärer Umweltgeschichte genutzt (IVERSEN 1941). Die Anfänge liegen in den 1970er-Jahren. Ab Mitte der 1990er wurde die, auch als Holzkohleanalyse bezeichnete Methode, teilweise alleinig als Umweltproxy verwendet (CARCAILLET 2007).

Verkohltes Pflanzenmaterial ist unter dem Mikroskop opak und liegt als eckiges, ebenes, schwarzfarbiges Objekt vor, das nur geringe Verwechslungsmöglichkeiten mit anderen Partikeln aufweisen (z.B. Minerale, Pflanzen- oder Insektenfragmente). Verkohlte Partikel zersplittern unter Druck, z.B. mit einer Präpariernadel bei der Auszählung, leicht in kleinere Teilchen, während Pflanzenreste anhaften können oder zerdrückt werden (WHITLOCK & LARSEN 2001). Verkohlte Partikel wurden im Rahmen der Makrorestanalyse in den Siebfractionen 2 mm, >250 μm und >125 μm in 1 cm-Intervallen makroskopisch mit einem Stereomikroskop ausgezählt. Verkohlte Partikel stammen von Gräsern, verholzten Pflanzenteilen oder Holz, dies wurde jedoch in dieser Arbeit nicht differenziert. Die Zählergebnisse der Siebfraction >125 μm wurde in Konzentrationen (Partikel cm^{-3}) berechnet, anschließend mit dem Programm CharAnalysis 1.1 (HIGUERA et al. 2009a,b) ausgewertet, u.a. um die Akkumulationsrate (Partikel $\text{cm}^{-2} \text{a}^{-1}$) zu ermitteln. Die Akkumulationsrate verkohlter Partikel (CHAR, Partikel $\cdot\text{cm}^{-2}\text{Jahre}^{-1}$) ist ein Indikator für die Anwesenheit von Feuer. Die Akkumulation verkohlter Partikel in Feuchtgebieten können Trockenperioden dokumentieren (HUBER & MARKGRAF 2003). Maxima verkohlter Partikel sagen dabei nichts über die Größe und Stärke eines Vegetationsbrandes aus, sondern über Brände innerhalb des Sedimentzugsgebietes (CARCAILLET 2007). Für die „Holzkohle-Analyse“ haben sich Datensätze der Zählraten verkohlter Partikel der Makroreste der Siebfraction von >100 μm bewährt (KELLY et al. 2010), wobei die Größe der Partikel aussagt, ob sie mit dem Wind transportiert wurden, d.h. aus weiter entfernten Distanzen stammen, oder von lokalen Bränden. CLARK (1988) bezeichnet Partikelgrößen zwischen 130-150 μm als leicht mit dem Wind transportierbar. Die Auszählung makroskopischer verkohlter Partikel aus Siebfractionen dient der Aussage über lokale Brände am Ort der Probennahme, da größere verkohlte Partikel (>200 μm) selten äolisch eingetragen werden, während dies bei mikroskopisch verkohlten Partikeln (<100 μm), die in Pollen-Präparaten gezählt werden, der Fall ist. Partikelgrößen zwischen 150-200 μm haben sich als zuverlässige Proxies zur Analyse lokaler Brände bewährt (CARCAILLET 2007).

Das Programm CharAnalysis 1.1 dient zur Rekonstruktion von Feuerereignissen durch Identifikation von Höchstwerten (*peaks*), wobei zur Berechnung ein Signal-to-Noise-Index (SNI-Index) zwischen 0-unendlich verwendet wird (KELLY et al. 2010, HIGUERA et al. 2010). Ein Datensatz wird dabei in niedrige und hochfrequente Komponenten zerlegt (z.B. HIGUERA et al. 2009a,b, LONG et al. 1998, CARCAILLET et al. 2001). Lokal definierte Grenzwerte bewirken die Trennung eines Signals von Hintergrundrauschen (*background, noise, signal-to-noise-Index (SNI)*). Das Signal stellt hierbei den Höchst-/ Spitzenwert (*peak*) dar, das Rauschen wird mit anderen Variabilitäten assoziiert. Ein SNI-Index von > 3 ist für die Identifikation von Höchstwerten verkohlter Partikel geeignet (KELLY et al. 2010). Bei den Analysen werden Zeitreihendaten aus den Akkumulationsraten verkohlter Partikel in isolierte Hintergrund- und Höchstwert-Datenserien zerlegt (u.a. LONG et al. 1998).

Langzeitliche Verschiebungen des Feuer-Regimes lassen sich anhand der Hintergrunddaten identifizieren, z.B. durch Veränderungen in der vor Ort wachsenden oder aufliegenden verfügbaren Biomasse, welche als „Kraftstoff“ eines Feuers dient (LONG et al. 1988), etwa durch den Wandel eines Offenlandes zu einer Waldvegetation. Auch Informationen über sedimentologische Prozesse können in den Backgrounddaten enthalten sein, wie z.B. Hangrutschungen, die mit keinem Feuerereignis in Verbindung stehen, aber zur Einlagerung sekundärer verkohlter Partikel (LONG et al. 1998) führen könnten. Hintergrund-CHAR wird durch Subtraktion oder Division von den CHAR-Rohdaten entfernt, um Daten mit Höchstwerten (*peaks*) zu generieren, welche dann den Gehalt verkohlter Partikel den lokalen Bränden zuordnen. Um das Signal von anderen Variablen zu trennen, werden Grenzwertfunktionen genutzt: Proben, die dann den Grenzwert überschreiten, lassen sich als ein lokales Brandereignis identifizieren (z.B. HIGUERA 2009a,b, KELLY et al. 2010). Dabei sind Daten, die den Grenzwert überschreiten, dem Signal (*signal (S)*) zugeordnet; Daten, die den Grenzwert genau erreichen oder unterschreiten, sind andere Variable (*noise (N)*). In KELLY et al. (2010) wird eine Neuinterpretation des SNI-Index beschrieben, die neben genauerer Statistik eine „intuitive“ Dateninterpretation zulassen sollen, während der SNI-Index nach HIGUERA et al. (2009b) nur Indexwerte zwischen 0 und 1 interpretiert. KELLY et al. (2010) beschreiben, dass SNI die Bedeutung von CHAR-Höchstwerten widerspiegelt und eine wichtige quantitative Möglichkeit darstellt, um die Präzision von Rekonstruktionen zu verbessern, die die Feuergeschichte aus sedimentologischen Datensätzen verkohlter Partikel beschreiben.

Für die vorliegenden CHAR-Analyse wurde das Programm CharAnalysis 1.1 (HIGUERA et al. 2009a) in der Stand-alone Version genutzt. Das mit einer Vorlage (*template*) arbeitende Programm wird mittels eines Vorlage-Excel-Worksheets (CharData.xls) verwendet, welches Input-Daten (*CharData*), Parameter (*CharParams*) und Output-Daten (*CharResults*) verwendet, generiert und Grafiken erzeugt. Für die Analyse der Höchstwerte-Analyse können einige Parameter individuell angepasst werden. Besonders die Vorauswahl der *Smoothing (years)* (Glättung des Datensatzes zur Abschätzung des statistischen Rauschens, $C_{\text{background}}$, in Jahren), die Definition des Grenzwerts in die Variante „lokal“ (*locally defined*), sowie die ‚PeakFrequency (years)‘ (Glättung des Datensatzes bezüglich der Häufigkeit (*frequency*) und Wiederholung von Bränden (*FRI: fire return intervals*) (in Jahren)) sind für die Auswertung der Ergebnisse relevant. Als Eingabewerte in das Worksheet werden die Tiefen- und Altersdaten der gezählten verkohlten Partikel je Probe eingegeben, sowie das jeweilige Probenvolumen. Fehlende Werte werden mit einer beliebigen Zahl < 0 (z.B. -1) eingetragen, die dann im Rechenprozess interpoliert werden (HIGUERA et al. 2009a,b).

5.3.4. Zonierung, Clusteranalyse der Daten

Das Pollendiagramm WB16A wurde mithilfe der Clusteranalyse in der Tilia-Software mittels des Dendrogramms aus der Clusteranalyse mit CONISS (*Constrained Incremental Sum of Squares*) (GRIMM 1987) in lokale Zonen gegliedert. Die Analyse wurde mittels *Square root transformation* (Edwards & Cavalli Sforza's chord distance) (GRIMM 1987) durchgeführt. Die Unterteilung in Zonen erfolgte visuell anhand des Dendrogramms.

Der Gebrauch der Pollenzone ist bis heute ein geläufiges Mittel zur Beschreibung von Ergebnissen einer Pollenanalyse. Die Definition des Begriffs Zone stammt von HEDBERG (1972) und beschreibt eine biostratigraphische Einheit. Nach FAEGRI et al. (1984) ist die Zone eher als ein untergeordnetes stratigraphisches Element zu betrachten; ein Großteil der Pollenzonen sind zugleich Pollenablagerungszonen (*pollen assemblage zones*). Die Pollenzone ist also eine Sequenz innerhalb eines Diagramms, die durch ihre Pollenflora charakterisiert ist. Die Zone beschreibt rein charakteristische Merkmale des Pollendiagramms, ohne auf die Gründe der Ablagerung der Flora einzugehen, wie z.B. die Umwelt- oder Klimabedingungen (FAEGRI et al. 1984). Somit zeigen Biozonen lokale Faktoren, welche nicht zweckorientiert für den direkten Vergleich von Pollendiagrammen verschiedener Lokalitäten zu nutzen sind. Für die Clusteranalyse wurden ausschließlich die Zählraten terrestrischer Arten ausgewählt, also Baum-, Strauch- und Krautpollen. Die sogenannten ‚Rare Types‘, und auch Pflanzentypen, die charakteristisch für den lokalen Feuchtstandort Wawerner Bruch sind, und aquatische/ semi-aquatische Arten, wurden nicht in die Clusteranalyse der (Gesamtpollenzahl terrestrischer Pflanzen) einbezogen.

5.4. EXKURS: IDENTIFIKATION VON PROXIES

5.4.1. Pollenkörner: *Betula*

Die in der Region Trier vorkommenden häufigsten rezenten Birkenarten sind *Betula pendula* Roth.; an spezifischen Standorten in Hochlagen mit feuchten Böden auch *Betula pubescens* Ehrh. subsp. *pubescens* (HAND et al. 2016). HAND et al. (2016) berichtet außerdem vom gelegentlichen Auftreten der Bastard-Birke *Betula* x *aurata* Borkh. Diese stellt ein morphologisches Zwischenprodukt von *B. pendula* und *B. pubescens* dar (WALTERS 1975).

Zwischen der häufig in spätglazialen Zeiten vorkommende Zwergbirke *Betula nana* und *B. pubescens* kann es ebenfalls zu Zwischenprodukten kommen, die als Resultat von Introgression betrachtet werden (ELKINGTON 1968). Diese Hybride sind triploid ($(2n=42)$, KARLSDÓTTIR et al. 2007, LÖVE & LÖVE 1956). Sie entstehen bei der Introgression als Zwischenstadium beim Transfer vom diploiden (*B. nana* ($2n=28$), KARLSDÓTTIR et al. 2007) zum tetraploiden (*B. pubescens* ($2n=56$), KARLSDÓTTIR et al. 2007) Chromosomensatz (ANAMTHAWAT-JONSSON & TOMASSON 1990).

Zu den Unterscheidungsmerkmalen der *Betula*-Pollen gehören der Größendurchmesser (D), die Porentiefe (P) und das Verhältnis von Durchmesser zu Porentiefe (D/P Ratio) (u.a. BIRKS 1968, KARLSDÓTTIR et al. 2007). Welches Verfahren nun als „Standard“ genutzt werden sollte, ist je nach Publikation bzw. Lehrbuch verschieden und scheint mit der Lokalität und dem Erhaltungszustand des PK zu variieren. KARLSDÓTTIR et al. (2007) bevorzugen den Durchmesser (D) zur Unterscheidung zwischen *B. nana* und *B. pubescens*, während BIRKS (1968) umgekehrt postuliert, dass sich der Durchmesser (D) eben nicht zur Unterscheidung dieser beiden Birkenarten eignet, sondern bei der Bestimmung das Verhältnis von Durchmesser zu Porentiefe (D/P Ratio) genutzt werden sollte.

In den meisten in dieser Arbeit verwendeten Referenz-Publikationen ist keine Unterscheidung zwischen *B. pendula*, *B. pubescens* und *B. nana* erfolgt oder wird nicht erwähnt, im Regelfall sind Birkenpollen als *Betula* ohne eine weitere Differenzierung angeführt; dieser Umstand wird auch in MÄKELÄ (1996) erwähnt. Die wenigen Erwähnungen von *B. nana*-Pollen stammen aus dem Holzmaar (LEROY et al. 2000) und dem Meerfelder Maar (USINGER 1982). Hier jedoch gibt es meist keine orientierenden Angaben, nach welchen oben aufgeführten Kriterien die Bestimmung von *B. nana* erfolgte. Von hybriden *Betula*-Pollen wird in den verwendeten palynologischen Studien nicht berichtet.

In der vorliegenden Arbeit wurden die Größenangaben für *Betula* nach BEUG (2004) genutzt, um die eher kleinen PK von *B. nana* (21,8-27,0 μm) von den anderen beiden möglichen, in der Region Trier vorkommenden Arten, mit größeren Pollendurchmessern, *B. pendula* (25,5-31,8 μm) und *B. pubescens* (28,8-33,0 μm), abgrenzen zu können. Die Arten *B. pendula* und *B. pubescens* wurden dabei nicht voneinander unterschieden, da dies aufgrund des nicht immer hervorragenden Erhaltungszustandes der PK in diesem kleinen Mikrometer-Bereich unsicher erschien. Eine Artbestimmung innerhalb der Birken sollte nach FIRBAS (1949) idealerweise über Großreste erfolgen.

Bei den Auszählungen einzelner Präparate von WB16A gab es vereinzelt morphologische Abweichungen der *Betula*-Pollen. In Kompositittiefen zwischen ca. 105-111 cm mit Altern zwischen 12.887 bis 13.503 cal. Jahren BP sind daher vermutlich hybride *Betula*-Pollen abgelagert (siehe Bildtafel Abbildung 11). Von morphologischen Anomalien und generell von der Häufigkeit hybridisierter, triploider *Betula*-Pollen- u. Pflanzenteilen (Blättern) wird im Zusammenhang mit Proben aus Nordeuropa (z.B. Island, Skandinavien) berichtet (ANAMTHAWAT-JONSSON & TOMASSON 1990, KARLSDÓTTIR et al. 2008, 2007, THÓRSSON et al. 2007). KARLSDÓTTIR et al. (2008) beschreibt die PK-Größe triploider Hybride (20,1 μm) als ähnlich oder gleich zu *B. nana* (20,4 μm), als signifikant kleiner als *B. pubescens* (24,2 μm), sowie mit einer Porentiefe (bzw. Größe des Vestibulums) wie *B. pubescens*. Triploide Hybride können also Eigenschaften ihrer Elterngenerationen ausprägen. Besonders das Auftreten wulstiger und tiefer Poren dient als Unterscheidungsmerkmal hybrider *Betula* zu *B. nana*. Aufgrund ihres niedrigen D/P-Verhältnisses erscheinen einige dieser PK dreieckig. Ein erhöhtes Auftreten morphologischer Abnormalitäten, wie deformierte PK mit 0-6 oder mehr Poren, verschmolzenen PK, ungleichmäßige Exine werden aufgeführt (KARLSDÓTTIR et al. 2008).

Einzelne dieser Abweichungen konnten in den Präparaten in den genannten Kompositstiefen bestätigt werden, wobei die Größendurchmesser von BEUG (2004) auch hier als Empfehlung für die Ähnlichkeit hybrider Pollen zu *B. nana* mit 21,8-27,0 μm angewandt wurde. Die hybriden Pollen wurden für die Auswertung zur allgemeinen Kategorie *Betula* hinzugerechnet.

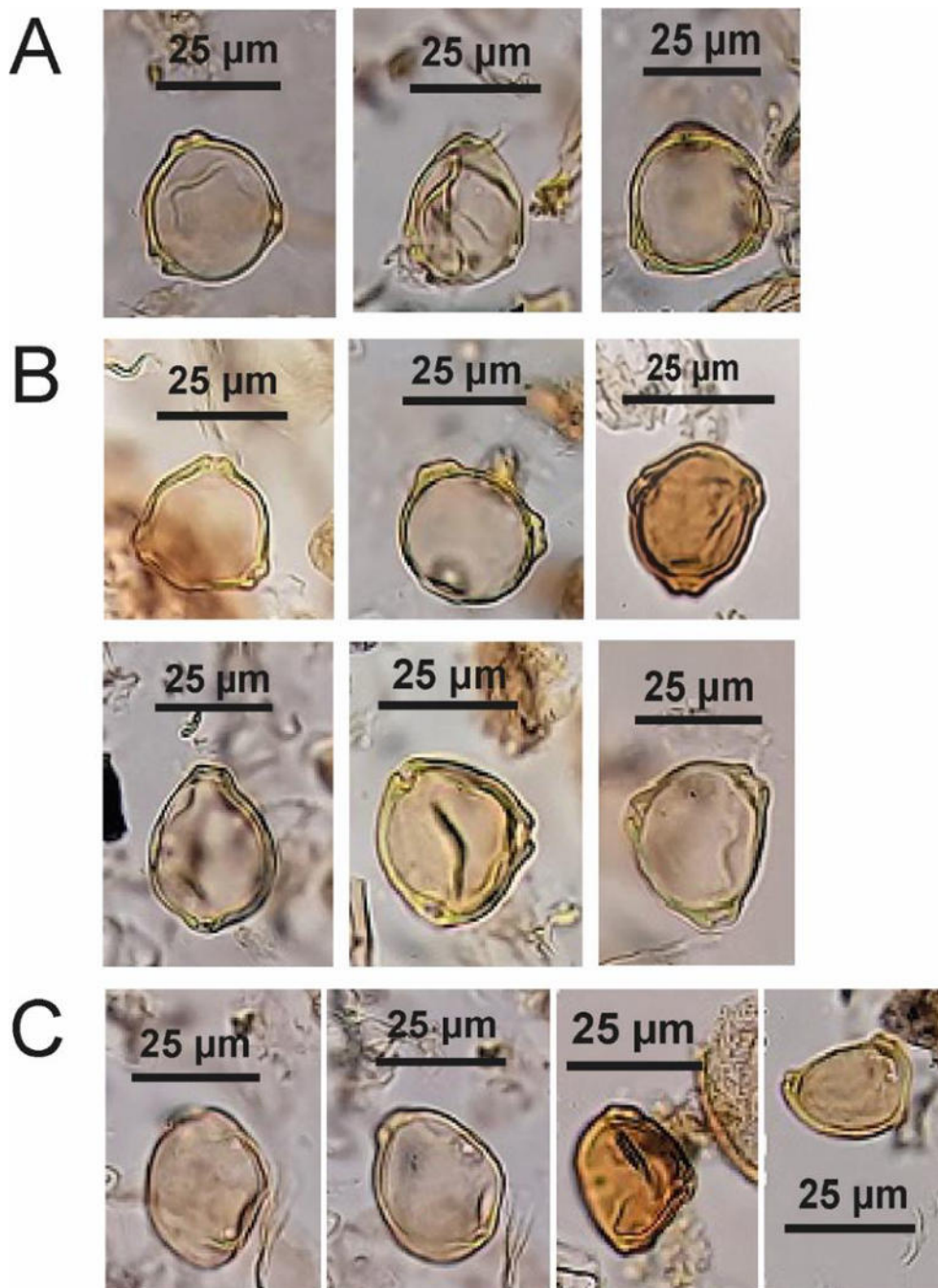


Abb. 11. Bildtafel: Übersicht verschiedener *Betula*-Pollen in WB16A (400x). Reihe A zeigt PK, die sich dem *B. nana*-Typ zugeordneten lassen könnten. Die beiden B-Reihen zeigen PK triploider *Betula*-Hybriden mit tiefen Poren und kleinem Durchmesser. Reihe C zeigt ebenfalls triploide *Betula*-Hybride mit Anomalien: v.l.n.r.: PK mit unregelmäßig angeordneten Poren; 4-porige PK; 2-porige PK.

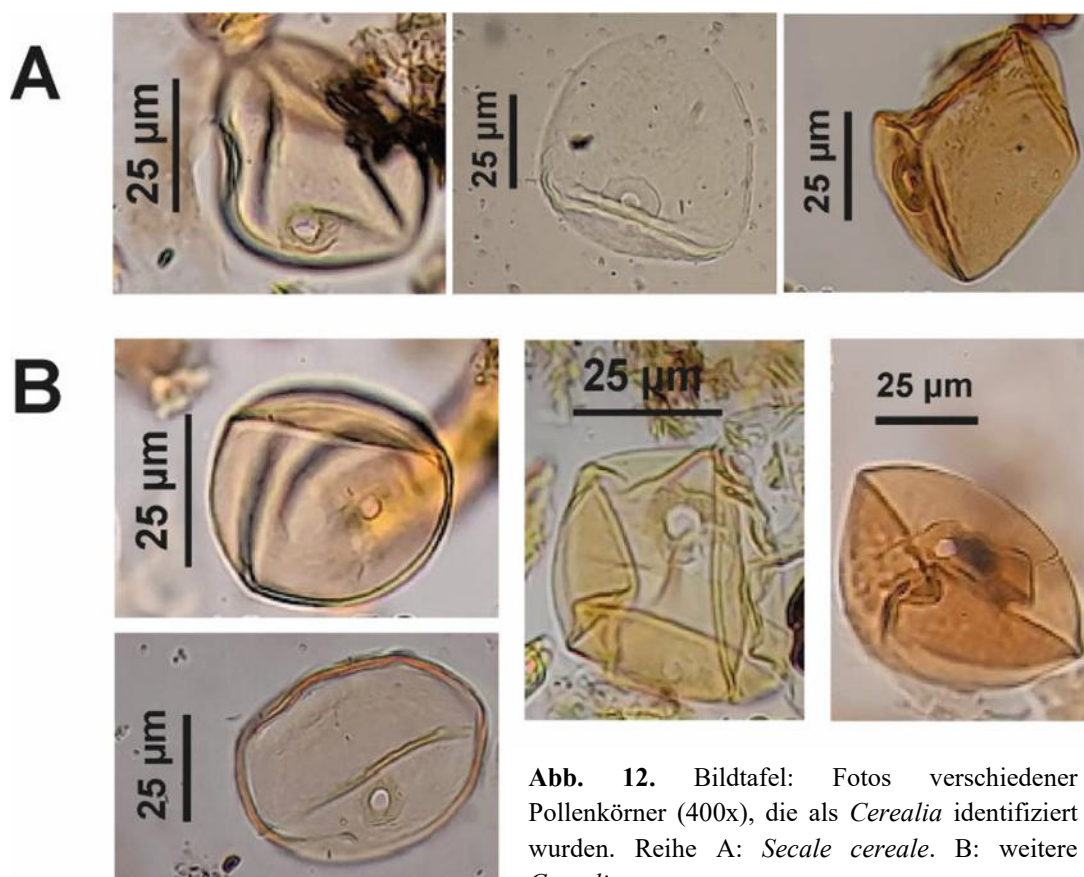
5.4.2. Pollenkörner: *Cerealia*

Abb. 12. Bildtafel: Fotos verschiedener Pollenkörner (400x), die als *Cerealia* identifiziert wurden. Reihe A: *Secale cereale*. B: weitere *Cerealia*.

Die Zuordnung von Pollenkörnern der Poaceae (Abbildung 12) zum Wildgras-Typ oder Getreide-Typ (*Cerealia*) ist aufgrund ihrer zumeist ähnlichen Morphologie (häufig sphäroidisch, Größe, Porus, Anulus) und des mitunter schlechten Erhaltungszustandes fossiler PK schwierig. Zahlreiche Forschungsarbeiten haben sich mit der Unterscheidung von Poaceen anhand des Größendurchmessers befasst (u.a. FIRBAS 1937, OVERBECK 1958, STRAKA 1952, BEUG 1961, 2004, JOLY et al. 2007, SCHÜLER & BEHLING 2011). Die Entdeckung des Phasenkontrastmusters an der Exine der Graspollen durch KÖRBER-GROHNE (1958) führte zu einem weiteren Bestimmungsmerkmal, welches sich jedoch im zügig gestalteten Auszählprozess der Präparate am Lichtmikroskop nicht schnell umsetzen lässt. Untersuchungen des Phasenkontrastmusters an Poaceen mit dem Rasterelektronenmikroskop stammen z.B. von ANDERSEN & BERTELSEN (1972), KÖHLER & LANGE (1979). Beim Größenkriterium kann es zu Fehlbestimmungen kommen, in dem Wildgras-Typen mit größeren Durchmessern der Getreide-Kategorie zugeordnet werden, umgekehrt kleinere Durchmesser fossiler Getreidepollen anteilig dem Wildgras-Typ zufallen. BEUG (2004) empfiehlt hier das Heraufstufen des Mindestdurchmessers auf 42-45 µm.

In der vorliegenden Arbeit wurde die Unterscheidung der *Cerealina* von denen der Wildgräser des azetolysierten und in Glycerin eingebetteten, fossilen Probenmaterials nach den Größenbestimmungen von BEUG (2004) und JOLY et al. (2007) vorgenommen.

Zur Identifikation wurden der Durchmesser $\geq 37 \mu\text{m}$ nach BEUG (2004) und die Anulus-Breite von $\geq 11 \mu\text{m}$ (nach JOLY et al. 2007) jeweils als Mindestmaße genutzt. Der Durchmesser zerdrückter und teils korrodierter PK wurde geschätzt. Einzelne PK erfüllen zusätzlich das von JOLY et al. (2007) vorgeschlagene Größenkriterium von $\geq 47 \mu\text{m}$. Es wurden einzelne PK von Roggen (*Secale cereale*) identifiziert, die sich anhand ihrer Morphologie (zumeist prolat mit seitlich versetztem Porus) von anderen Getreiden unterscheiden lassen. In den Auswertungen wurden die *Cerealina* als eine Gruppe erfasst und nicht in ihre Arten ausdifferenziert. Bei der Identifikation der Getreidepollen via Fotos war Dr. Astrid Röpke (Universität zu Köln) behilflich.

5.4.3. Pollenkörner: *Quercus*

Bei den in der Trierer Region vorkommenden Eichenarten handelt es sich um *Quercus petraea* Liebl. subsp. *petraea* und *Quercus robur* L. subsp. *robur* (HAND et al. 2016). Beide Arten wurden pollenmorphologisch nicht unterschieden.

Kapitel 6

6. ERGEBNISSE

6.1. STRATIGRAPHIE DER BOHRKERNE WB16A

Die in dieser Arbeit ausgewerteten Sedimenthorizonte basieren auf den ersten beiden Metern der Bohrkern WB16A. In den organischen Sedimentschichten dieser Bohrkernabschnitte konnten sich die subfossilen Partikel besonders gut erhalten.

Tabellarische Beschreibungen der Bohrkern WB16A und C befinden sich im Anhang (Tabellen 2 und 3), grafische Beschreibungen in Abbildung 13. Die tieferen Sedimentschichten der Bohrkern WB16A (3-4 m) bestehen aus fluvial geprägten Ablagerungen mit hohem Sandgehalt, die sich in einem Pollenscreening als pollenarm zeigten, und deren Partikel vermutlich allochthon eingetragen worden sind, so dass von einer Auswertung abgesehen wurde.

Die Komposittiefe von WB16A (Abbildung 14) beträgt 137,5 cm bei Beginn des Torfwachstums, zwischen 13,4-13,9 cal. Jahre BP, mit Zuordnung zur Übergangszeit zwischen der Kaltzeit Ältere Dryas und des Allerød-Interstadials. Vor dem Beginn der Torfakkumulation, zum Ende des fluvialen Sedimenteintrags (Einheit I), befindet sich im Bohrkern eine schmale Schicht farbigen, siltig-tonigen organischen Sediments. Dieses wurde als Gyttja angesprochen. Vermutlich handelt es sich hierbei um die Ablagerungen einer kleinen Wasserfläche oder eines Altwassers. Diese könnte sich nach Abtrennung des Mäanders, infolge von Überflutungen nach Starkwetterereignissen gebildet haben. *Oxbow lakes* (dt. Altwassersee, STRAHLER & STRAHLER 2002, S. 392) bilden sich in abgetrennten Altarmen, in denen sich Areale mit stehendem Wasser ausbilden können, noch bevor sich die weitere Sedimentation durch Überflutung, Erosion, Verfüllung, Versumpfung oder Verlandung durch Vegetationsbewuchs vollzieht (NICHOLS 2009).

Die Torfschichten (Einheit II) enthalten partiell kleine Holzfasern und Holzreste, die von der aufwachsenden Vegetation stammen. Es handelt sich um Wurzelreste oder Überreste verholzter Pflanzenteile der Cyperaceen, der Weiden- und/ oder der Erlenvegetation, die sich im Wawerner Bruch entwickelten. Oberhalb des Torfhorizontes befinden sich, bis zum Oberboden, siltig-tonige Ablagerungen (Einheit III) aus organischen Sedimenten, welche verholzte und unverholzte Pflanzenreste und Fasern enthalten. Der Übergang von Torf zum darüberliegenden Sediment ist nicht abrupt, sondern sukzessive ineinander übergehend.

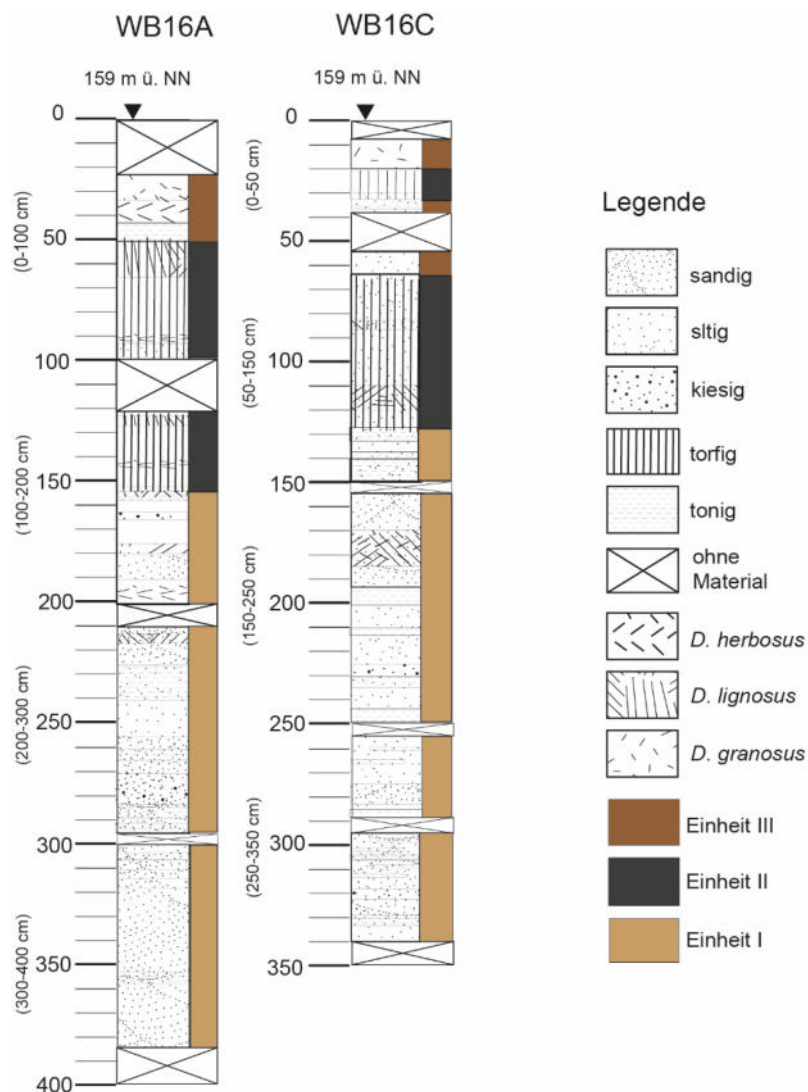


Abb. 13. Stratigraphie (Einheiten I-III) der Sedimente der Bohrkern-Segmente (Geländetiefen) nach Bohrkernaufnahme aus dem Wawerner Bruch (WB). Makroskopische Aufnahme der Komponenten bei der Bohrkernbeschreibung. WB16A: Hauptbohrung, WB16C: Parallelbohrung.

Bezeichnung der Komponenten in Anlehnung an TROELS-SMITH (1955). *Detritus herbosus*: Fragmente krautiger Pflanzen >2 mm, *D. lignosus*: Fragmente verholzender Pflanzen/ Bäume >2 mm, *D. granosus*: Überreste krautiger u. verholzender Pflanzen <2 mm bis > ca. 0,1 mm (BIRKS & BIRKS 1980).

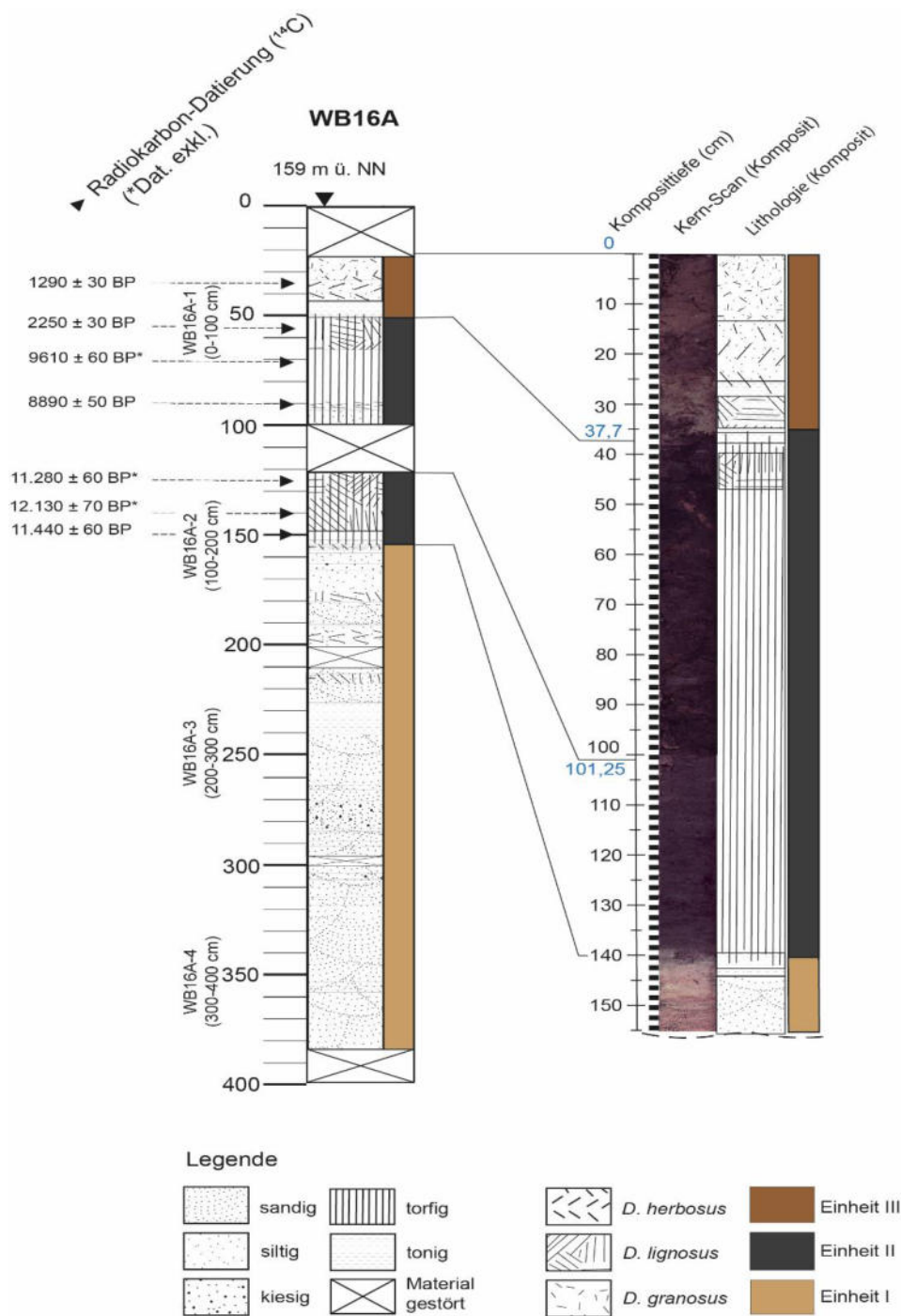


Abb. 14. Darstellung des Original-Bohrkernes (Sedimentsäule links) nach stratigraphischer (makroskopischer Bohrkernbeschreibung). Kompositprofil WB16A (Sedimentsäule rechts) nach Berücksichtigung von Nachfall und Stauchung des Sedimentmaterials. Erläuterungen zur Legende siehe Abb. 13.

6.1.1. Alters-Tiefen-Modell und Chronologie WB16A

Das Alters-Tiefen-Modell (ATM) der Bohrkern WB16A (Abbildung 15) basiert auf den im vorigen Kapitel dargestellten Ergebnissen der Radiokarbondatierungen und ist bis zu einer Tiefe von 137 cm und einem Alter von ca. 13,4 cal. Jahren BP reliabel. Das ATM bewirkt eine Zuordnung der Sedimenttiefen [cm] zu einem Alter in Jahren (cal. Jahre BP). Unterhalb einer Tiefe von 137 cm und in den unterlagernden Sedimenten der tieferen Bohrkern (WB16A-3/4) befinden sich viele eingeschwemmte Silte und Sande, so dass anhand der Chronologie von WB16A die Entwicklungsgeschichte des Wawerner Bruchs ab der Übergangszeit der Ältere Dryas zum Allerød-Interstadial bis in die Moderne zurückverfolgt werden kann.

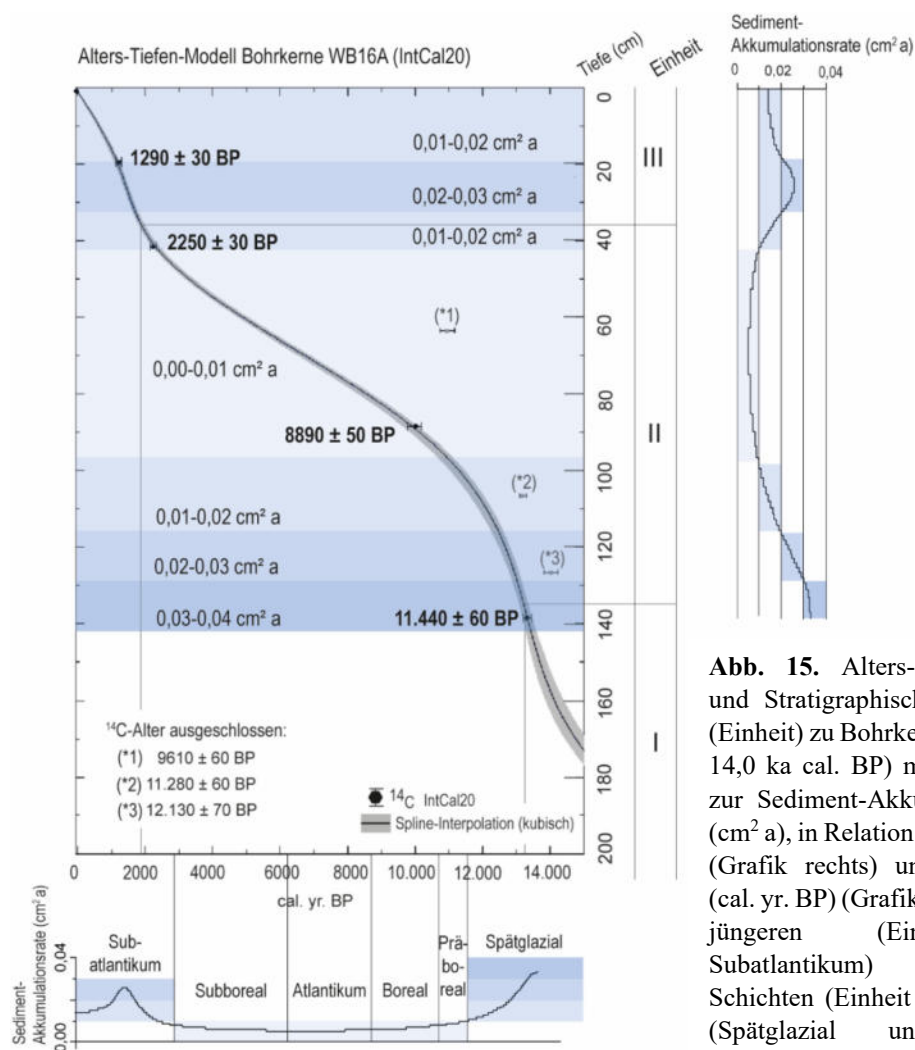


Abb. 15. Alters-Tiefen-Modell und Stratigraphische Zuordnung (Einheit) zu Bohrkern WB16A (0-14,0 ka cal. BP) mit Referenzen zur Sediment-Akkumulationsrate (cm² a), in Relation zur Tiefe (cm) (Grafik rechts) und zum Alter (cal. yr. BP) (Grafik unten). In den jüngeren (Einheit III, Subatlantikum) und älteren Schichten (Einheit I – II (unten) (Spätglazial und jüngeres Holozän, Präboreal) sind die Sedimentakkumulationsraten erhöht, im Vergleich zum mittleren Teil (Einheit II (oben) (mittleres Holozän, Boreal bis Subboreal)).

Die Festlegung auf das aktuelle ATM erfolgte anhand der kalibrierten ^{14}C -Messwerte nach verschiedenen Testdurchläufen der Modellierung, unter Einbeziehung und Kombination der verschiedenen Alter. Drei der ^{14}C -Alter wurden als Ausreißer bezeichnet und aus der Modellierung des ATM herausgenommen, da die Werte weit (z.B. 9610 ± 60 BP) außerhalb des Kurvenverlaufs liegen, und sich unter Einbeziehung der Werte 11.280 ± 60 BP und 12.130 ± 70 BP mithilfe der Modellierungssoftware kein reliables ATM erstellen ließ. Das aktuelle ATM passt sehr gut zu den im Verlauf dieser Arbeit ermittelten Proxy-Befunden, besonders zu den Ergebnissen der Pollenanalysen. Die in der Chronologie (ATM) errechneten Sedimentakkumulationsraten (Kubikzentimeter pro Jahr) variieren. Die fluvial geprägten Sedimente der Einheit I bis zum Übergang in den Torf, zeigen hohe Raten von zunächst $0,03\text{-}0,04 \text{ cm}^2\text{a}$, die zum Beginn des Holozäns ($11,7 \text{ ka BP}$) auf Raten von $0,01\text{-}0,02 \text{ cm}^2\text{a}$ fallen (Einheit II untere Hälfte). Dieser Zeitabschnitt lässt sich dem ausgehenden Spätglazial zuordnen. Im jüngeren und mittleren Holozän (Einheit II, obere Hälfte) (Beginn Präboreal ($11,7 \text{ ka BP}$) bis Ende Subboreal (ca. $2,8 \text{ ka BP}$) zeigen sich nur geringe Sedimentakkumulationsraten von $0,00\text{-}0,01 \text{ cm}^2\text{a}$, dieser Abschnitt ist durch Torfakkumulation gekennzeichnet. Zu Beginn des Subatlantikum (ca. $2,8 \text{ ka BP}$) steigen die Raten wieder an (bis $0,02 \text{ cm}^2\text{a}$). Im mittleren Subatlantikum sind die Raten erhöht bis $0,03 \text{ cm}^2\text{a}$, bis sie bis in die Moderne wieder leicht zurückgehen auf bis $0,01 \text{ cm}^2\text{a}$. Besonders in der unteren Hälfte der Einheit III (etwa $1,9\text{-}1,5 \text{ ka BP}$) zeigen sich die hohen Sedimentakkumulationsraten.

6.2. POLLENANALYSEN WB16A

6.2.1. Pollenzonen und prozentuale Anteile der Pollen

Für die Beschreibung der Ergebnisse der Pollenzählung WB16A in prozentualen Anteilen (Abbildung 16) wurde aus der Vielzahl der in den Pollenpräparaten gezählten Pflanzenarten, Familien, Gattungen eine Auswahl getroffen. Die Auswahl beschränkt sich auf alle terrestrischen Arten (Baum-, Strauch- und Krautpollen), die mindestens einen prozentualen Anteil von 1 % der Gesamtsumme (terrestrischer Pflanzen) erreichen. Prozentwerte < 1 % der Gesamtsumme (terrestrisch) und sog. „Rare Types“ wurden von der Beschreibung in den Ergebnissen und in der Diskussion ausgenommen, da solche, nur einzeln vorkommende Pollenkörner eine sehr geringe Aussagekraft besitzen. Die für das Ergebnisdiagramm ausgewählten Baum- und Strauchpollen (*engl. AP, arboreal pollen*) sind: *Pinus sylvestris* (Waldkiefer), *Betula pendula/ pubescens* (Birke), *Betula nana* (Zwerg-Birke), *Juniperus communis* (Wacholder), *Quercus robur/ petraea* (Eiche), *Acer campestre* (Feldahorn), *Corylus avellana* (Gemeine Hasel), *Carpinus betulus* (Hainbuche), *Fraxinus excelsior* (Esche), *Tilia cordata/ platyphyllos* (Linde), *Vitis vinifera* (Weinrebe), *Fagus sylvatica* (Rotbuche), *Ulmus spec.* (Ulme), *Castanea sativa* (Edelkastanie) und *Picea abies* (Fichte). Für die Kategorie der Krautpollen (*engl. NAP, non-arboreal pollen*) wurden die Brassicaceae (Kreuzblütler), Asteraceae (Korbblütler), Rubiaceae (Rötegewächse), Apiaceae (Doldenblütler), *Artemisia vulgaris* (Beifuß), Caryophyllaceae (Nelkengewächse), Ranunculaceae (Hahnenfußgewächse), Plantaginaceae (Wegerichgewächse), Chenopodiaceae (Gänsefußgewächse) und *Linum usitatissimum* (Gemeiner Lein) ausgewählt.

Pollen der Gräser wurden den Krautpollen zugeordnet und inkludieren die Süßgräser (Poaceae) und die *Cerealia* (Getreide). Da die Seggen (*Carex*) der Familie der Sauergräser (Cyperaceae) angehören, deren PK in WB16A reichlich gezählt wurden, und diese Pflanzen im Wawerner Bruch im Biotoptyp des MAGNOCARICION (Großseggenried) als auch in Kleinseggenrieden, vorkommen, wurden sie der lokal wachsenden, feuchttoleranten Arten zugeordnet, die aufgrund der Möglichkeit der Überrepräsentanz aus der Summe terrestrischer Gesamtpollen ausgegrenzt wurden. Gleiches gilt für die beiden Baumpollen-Typen *Alnus glutinosa* (Erle) und *Salix spec.* (Weide), welche als typische Vegetation der Auen als Anzeiger der örtlichen Vegetation dienen und Überrepräsentanz zeigen. Die im Diagramm aufgeführten Feuchtstandorte-anzeigenden, (semi-) aquatischen (international als „wetland“ kategorisierten) Taxa lokaler Ausbreitung setzen sich für das Wawerner Bruch aus den Cyperaceae, *Salix spec.*, *Typha latifolia* (Rohrkolben), *Lemnaceae* (Wasserlinsen), *Alnus glutinosa* und *Caltha palustris* (Sumpfdotterblume) zusammen, die ihrerseits eine eigene Gesamtpollensumme bilden und ihre prozentualen Anteile nicht auf der Summe terrestrischer Arten basieren.

Die Pollenzonen für das Ergebnisdiagramm der palynologischen Analyse WB16A wurden anhand der Clusteranalyse und des Dendrogramms eingeteilt, wie in GRIMM (1987) bzw. im Methoden-Kapitel beschrieben. Es ergeben sich sieben lokale Pollenzonen (LPAZ, *Local Pollen Assemblage Zones*), die jeweils durchnummeriert mit TS-Waw 1-7 benannt wurden. „TS“ wird hier als Abkürzung für den Landkreis Trier-Saarburg genutzt, die Abkürzung „Waw“ für den Ort Wawern. Im Folgenden werden die wesentlichen Merkmale der Pollenzonen TS-Waw 1-7 beschrieben.

Zone TS-Waw 1 (137,7-118,8 cm)

In der untersten Zone zeigt sich ein mittlerer prozentualer Anteil der Nichtbaumpollen (NBP, engl. *NAP*) mit 25-50 %, mit einem Maximum von über 50 % der NBP, im Vergleich zu den Baumpollen (BP, engl. *AP*). Nach einem kurzzeitigen Rückgang der NBP-Werte auf bis unter 25 % im oberen Bereich, folgt erneut ein Anstieg auf bis 50 %. Die Krautpollen werden von den Taxa der Poaceen (Höchstwerte über 20 % zwischen 132,5-137,5 cm Tiefe), *Artemisia vulgaris* (Maximum 19,1 %, 132,5 cm) und den Plantaginaceae (Höchstwert 6,3 %, 131,3 cm) dominiert. Die Baumpollen werden in dieser Zone vornehmlich von *Betula pendula* bzw. *B. pubescens* bestimmt, die Birkenpollen erreichen insgesamt hohe prozentuale Anteile mit zwei höheren Werten (64 %, Tiefe 164 cm und 75,4 % bei 122,5 cm). Typische Vertreter von Kältesteppen, wie die Zwergbirke *Betula nana* zeigt in der untersten Zone ihre zweithöchsten Pollengehalte bis 11,4 % in Tiefe 127,5 cm, sowie auch *Juniperus communis* bei 131,3 cm ein Maximum von 6,3 % erreicht. Pollen von *Pinus sylvestris* zeigen in der tiefsten Zone im Vergleich die geringsten prozentualen Anteile, die evtl. auf den vereinzelt Polleneintrag durch Fernflug aus geschützteren Arealen hindeuten. Die restlichen Baum- und Strauchpollen sowie Krautpollen erreichen variierende, geringe Werte.

Die Cyperaceen dominieren den Anteil lokaler, feuchteanzeigender Pflanzenarten mit hohen Anteilen um ca. 70 % und einem Maximum von 92,6 % (Tiefe 131,3 cm). Ein auffälliger Rückgang der Werte zeigt sich im Bereich um ca. 126,3-123,8 cm Tiefe (Minimum bei 1,5 %). *Salix spec.* erreicht an gleicher Stelle und in dieser Zone die höchsten Prozentwerte mit 68,1 % in 123,8 cm Tiefe. *Typha latifolia* zeigt geringe Werte, bis auf einen Höchstwert von 30,9 % (126,3 cm).

Zone TS-Waw 2 (118,8-72,7 cm)

Die Pollenzone 2 zeichnet sich durch variierende, größtenteils stabile Verhältnisse der Nichtbaumpollen aus, deren Werte zwischen 25 % bis unter 50 % liegen. Die Baumpollen dominieren diese Zone. *Betula pendula/pubescens* weist Anteile zwischen 30-50 % auf, mit einem Rückgang auf unter 20 % in den Tiefen 108-107 cm. *Pinus sylvestris* variiert zwischen 20-30 % mit erhöhten Werten in Tiefe 110 cm mit 51,1 % und 108,8 cm mit 41,6 %. Im Übergangsbereich zu dieser Zone erreicht *Betula nana* ein Maximum von 13,3 % in Tiefe 116,3 cm, nach oben hin nimmt der Wert ab, auf nur noch einstellige Werte, bis das Taxon ab 88 cm aufwärts ganz aus dem Pollenspektrum verschwindet. Dies gilt auch für *Juniperus*, dessen vereinzelte Höchstwerte nur noch rund 2,5 % erreichen. Zahlreiche weitere Baumpollen, deren Arten wärmere Bedingungen bevorzugen, erscheinen in dieser Zone mit höheren Werten. Besonders *Quercus robur/petraea*, *Corylus avellana*, *Carpinus betulus*, *Fraxinus excelsior* und *Tilia cordata/platyphyllos* zeigen hier ein erstes Auftreten. Die Eichenpollen verzeichnen besonders zu Ende dieses Abschnitts in Tiefe 79,2 cm einen Anstieg bis 14,5 %. Auch die prozentualen Anteile der Haselpollen steigen besonders ab etwa der Zonenmitte an, es werden zwei hohe Werte mit jeweils 20,3 % in den Tiefen 83,1 cm und 77,9 cm erreicht. Die Poaceen zeigen ein kontinuierliches Vorhandensein mit leicht variierenden Anteilen zwischen ca. 20-30 %. Die Pollenkurven der Kräuter zeigen weiterhin stark variierende Werte der Taxa, mit teilweise ansteigenden oder rückläufigen Werten im Vergleich zur Zone 1. Brassicaceae und *Artemisia vulgaris* erhöhen sich, Apiaceae und Plantaginaceae gehen zurück. Markant ist der sehr hohe prozentuale Anteil lokaler Cyperaceen, bis auf einen Einbruch der Werte in der Mitte dieser Zone.

Zone TS-Waw 3 (72,7-61,0 cm)

Im Übergang zur Zone 3 zeigt sich eine starke Erhöhung der NBP bis auf einen Höchstwert von knapp 75 %, mit dann rücklaufenden Anteilen bis unter 50 %. Die höchsten Anstiege weisen Caryophyllaceae und Brassicaceae (je 11 %), *Artemisia vulgaris* (16,1 %), Apiaceae (7,6 %) jeweils in Tiefe 68,8 cm auf. Die Poaceen sind noch in niedrigen Anteilen vorhanden, bis auf einen Maximalwert von 34,2 % (67,5 cm). *Cerealia* zeigt ein erstes Auftreten mit 1,5 %, vermutlich in Form eines Wildgetreides. Bei den Baumpollen zeigen *Corylus avellana* und *Quercus robur/petraea* jeweils einen Rückgang, *Betula pendula/pubescens* erneut leicht ansteigende Werte.

Die *Pinus sylvestris*-Kurve variiert mit ähnlichen Anteilen wie in der vorigen Zone, bis auf zwei Minima im unteren Bereich der Zone, die, in gleicher Tiefe, mit einem Rückgang der Poaceae korrespondieren. Die prozentualen Anteile feuchteanzeigender Arten werden weiter von den Sauergräsern dominiert.

Zone TS-Waw 4 (61,0-37,7 cm)

Zu Beginn der Zone zeigen die Nichtbaumpollen einen einzelnen Höchstwert von über 50 %. Im weiteren Verlauf zeigt sich, nach einem Rückgang auf unter 50 %, ein flacher, aber kontinuierlicher Anstieg der Werte der NBP bis auf knapp über 50 % mit leicht rückgehenden Werten zum oberen Bereich. Besonders auffällig sind die kurvenförmigen Verläufe zwischen ansteigenden und abflachenden Werten bei der Waldkiefer und den Süßgräsern. Diese korrelieren besonders mit den Brassicaceae, *Artemisia vulgaris* und Plantaginaceae für die Nichtbaumpollen, aber auch für *Quercus robur/ petraea*. Die Birkenpollen zeigen, nach zunächst noch einem Maximum von 22,4 % im Übergangsbereich von der vorigen Zone, stark abfallende Werte auf 13 % (Tiefe 54,5 cm) und dann auf Werte um 3-6 % in den oberen Tiefen. *Carpinus betulus* erreicht im unteren Bereich der Zone 4 noch Werte um 4,9 %. Die restlichen Baumpollen zeigen eher geringe Werte und sind unregelmäßig vorhanden. Die Rotbuchen erscheinen ab dieser Zone, jedoch mit noch sehr gering ausgeprägten Werten. Die Ulme tritt erstmals auf. Die prozentualen Anteile der Getreide liegen bei bis zu 1,1 %. Auffällig ist bei den lokalen Taxa der Cyperaceen ein deutlicher Rückgang des Pollengehalts, mit starken Maxima (nochmals bis über 90 %) und Minima (11,7 %) in verschiedenen Tiefen. Der Anteil variiert dann im oberen Bereich zwischen etwa 40-50 %. In dieser Zone tritt *Alnus glutinosa* erstmals in Erscheinung mit variablen Werten (Maximum 81,8 %, Tiefe 48,1 cm). Die Erlen bilden bei geeigneten Umweltbedingungen Erlenbruchwälder. Auf zumindest zeitweise feuchtere oder überflutete Bedingungen deuten die Pollen der Wasserlinsen, die, wie auch von *Typha latifolia*, in Tiefe 53,2 cm jeweils ihr Maximum mit 19,2 % erreichen. Hier kommt auch *Caltha palustris* zu einem recht hohen Anteil mit 7,7 %. *Salix* spec. kulminiert nochmals mit 3,9 % (58,4 cm), in den höheren Sedimenttiefen treten die Weiden dann kaum noch in Erscheinung.

Zone TS-Waw 5 (37,7-29,9 cm)

Zone 5 kennzeichnet sich durch eine leichte Erhöhung der NBP auf etwa über 50 %. *Pinus sylvestris* weist etwa gleichbleibende Anteile von 20-30 % auf. *Quercus robur/ petraea* zeigt zunächst nach dem Übergang von Zone 4 ein Maximum von 24,8 % (Tiefe 36,4 cm), dann fallen die Werte stark ab auf 7-8 %. Weitere Baumpollen wie *Corylus avellana*, *Carpinus betulus*, *Fagus sylvatica*, *Ulmus* spec. zeigen ähnliche Rückgänge. *Vitis vinifera* erreicht erneut nur geringe Werte. *Castanea sativa* zeigt einen Höchstwert von 16,5 % in Tiefe 32,5 cm. Beide Pflanzen können als Anzeiger für Kulturpflanzen verwendet werden. Zahlreiche Offenland- und Kulturanzeiger zeigen hier Maximalwerte oder ansteigende prozentuale Anteile. Besonders die Brassicaceae, Asteraceae Cichorioideae und Ranunculaceae weisen einzelne Höchstwerte auf.

Bei den Feuchteanzeigen erhöht sich noch einmal die Cyperaceae-Kurve auf 71,8 % (33,8 cm), gleichzeitig fällt hier der *Alnus glutinosa*-Wert auf einen Minimalwert von 28,2 %.

Zone TS-Waw 6 (29,9-15,6 cm)

Die Zone 6 zeichnet sich durch eine Zunahme der Baumpollen in einem kurvenartigen Verlauf mit erst ansteigenden und dann rückgehenden Werten, insgesamt liegen die Werte zwischen 50-75 %. Besonders *Quercus robur/ petraea*, *Corylus avellana*, *Carpinus betulus*, *Fagus sylvatica*, *Ulmus spec.* und *Castanea sativa* zeigen im Vergleich starke Zunahmen. *Betula pendula/ pubescens* und *Juniperus communis* treten wieder in Erscheinung, jedoch mit geringen Werten. Poaceae ist rückläufig, auf nur noch 4,9 % in Tiefe 20,8 cm. Krautpollen zeigen sich mit jeweils stark variierenden Anteilen. *Artemisia vulgaris* tritt nochmals mit 3,2 % (18,2 cm) in Erscheinung. Der Kulturanzeiger *Linum usitatissimum* erreicht einen minimalen Wert. Die lokalen Arten sind geprägt von einem erheblichen Rückgang der Cyperaceae auf Werte um 1 %. Diese korrelieren mit der stark anwachsenden Kurve der Erlenpollen bis teilweise über 90 %.

Zone TS-Waw 7 (15,6-0 cm)

Die oberste Zone 7 ist charakterisiert durch einen erneuten starken Anstieg der Nichtbaumpollen auf über 50 %, welcher jedoch oben zurückgeht. Nach einem leichten Rückgang steigen die Poaceen erneut auf 30,7 % (Tiefe 2,6 cm). Die *Cerealia* zeigen Werte zwischen 2,6-3,8 %, dies könnte auf den Anbau als Kulturpflanze hindeuten. Alle Kräuter sind nahezu durchgängig vorhanden, besonders Asteraceae Cichorioideae erreicht Werte bis 34 % (Tiefe 7,8 cm). Die *Linum usitatissimum* -Anteile steigen auf 1,7 % (11,7 cm Tiefe). Die Baumpollen wie *Pinus sylvestris*, *Quercus robur/ petraea*, *Corylus avellana*, *Fagus sylvatica* sind als einzige Taxa weiterhin durchgängig vorhanden mit variablen Anteilen. Auffällig ist hier ein Rückgang einzelner Baumpollen wie beispielsweise *Corylus* mit nur noch einem Anteil von 1,3 % in Tiefe 9,1 cm. *Pinus* zeigt den Rückgang auf 10,8 % in Tiefe 10,4 cm. *Quercus robur/ petraea* erreicht ebenfalls nur geringe Werte im unteren Abschnitt der Zone 7. *Picea abies* zeigt erhöhte prozentuale Anteile bis zu einem Maximum von 11,5 % bei 5,2 cm. Die Cyperaceae weisen variierende Werte zwischen 5-15 % auf, die nach oben hin auf knapp 20 % ansteigen. Auch *Alnus glutinosa* zeigt unterschiedliche Anteile, jedoch auf einem weiteren hohen Niveau mit einem Höchstwert von 97,3 % im unteren Bereich (Tiefe 13 cm) und Werten zwischen 80-95 % im oberen Bereich, mit einem Rückgang auf 76,6 % in Tiefe 1,3 cm.

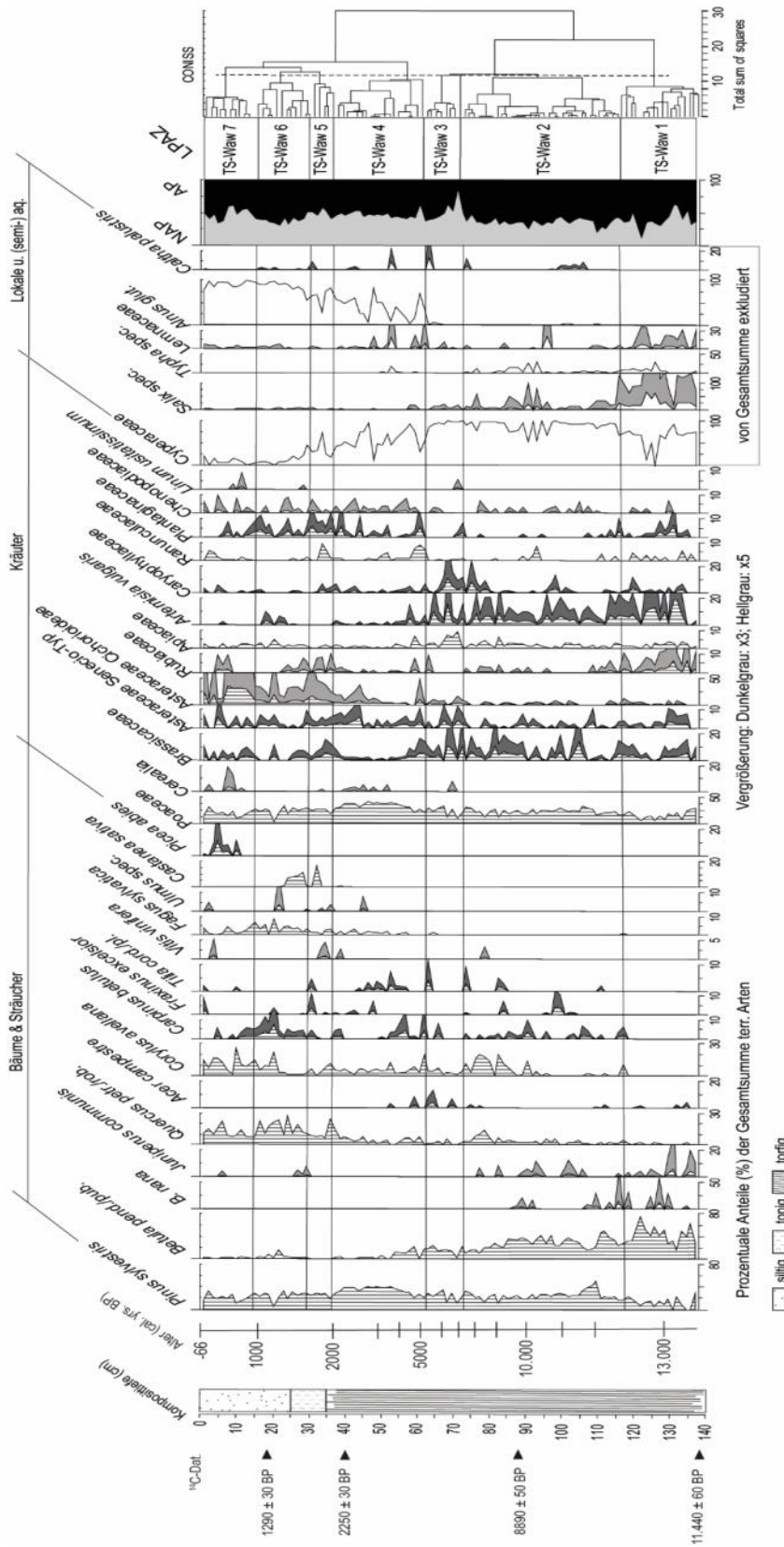


Abb. 16. Darstellung der Ergebnisse der Pollenzählung WB16A in prozentualen Anteilen gegen die Kompositiefe und die Alterskala. Pfeile: Lage der ¹⁴C-Datierungen. Die Auswahl der Bäume/ Sträucher und Kräuter erfolgte ab 1 % der Gesamtsumme terrestrischer Arten. Die Feuchteanzeiger, lokale und (semi-) aquatische Arten sind von der Gesamtsumme ausgenommen. Abk.: NAP: Non-arboreal Pollen (Nichtbaumpollen); AP: Arboreal Pollen (Baumpollen); LPAZ: Local Pollen Assemblage Zone. CONISS: Clusteranalyse der Zählergebnisse mit Dendrogramm.

6.3. ANALYSE VON NICHT-POLLEN-PALYNOMORPHEN UND MAKRORESTEN AUS DER SIEBFRAKTION VON WB16A

Neben dem Gehalt an Pollen sind in den Pollenpräparaten Mikrosporen ($<112 \mu\text{m}$) enthalten, die als Nicht-Pollen-Palynomorphe (NPP) bezeichnet werden. Dabei handelt es sich um Pflanzen- und Pilzsporen, die sich, wie der Pollen, zur Interpretation paläoökologischer Daten eignen (z.B. ZIMNY et al. 2024). Auch in den Makroresten der Siebfractionen ($>125 \mu\text{m}$, $>250 \mu\text{m}$) der Bohrkerne WB16A sind u.a. Pilzsporen vertreten, welche hier in einem Diagramm gemeinsam mit der kleineren Fraktion $<112 \mu\text{m}$ dargestellt werden. In der Siebfraction fanden sich weitere Makroreste. In den Proben wurden verschiedene Pilzsporen identifiziert (siehe Anhang, Abbildung 29): *Glomus spec.*, *Sordaria spec.*, *Cercophora spec.* und *Diporotheca rhizophila*, neben Sporen der Thelypteridaceae (Sumpffarngewächse) und eines Taxons, welches nicht identifiziert werden konnte (gekennzeichnet mit „indet.“). Bei der Makrorestanalyse der Siebfractionen wurden weitere botanische und zoologische Makroreste ($>125 \mu\text{m}$ bis 2 mm) identifiziert: Pflanzen-Diasporen von *Carex* (Seggen) und Juncaceae (Binsengewächse), aquatische Oribatida (Milben), größere Fragmente von Hornmilben und verkohlte Partikel (engl. ‚charred particles‘) der Fraktionen $>125 \mu\text{m}$ und $>250 \mu\text{m}$.

6.3.1. Konzentrationen der Makroreste (Siebfraction) u. NPP

Die Beschreibung der Konzentrationen (Objekten/cm³) der NPP erfolgt im Zusammenspiel mit den Ergebnissen der Makrorestanalyse aus der Siebfraction, beides unter Anwendung der im vorigen Kapitel vorgestellten lokalen Pollenzonen (LPAZ). Es folgt eine ausführliche Beschreibung der Ergebnisse (Abbildung 17).

Zone 1 (TS-Waw 1: 137,7-118,8 cm)

Die unterste Zone 1 weist insgesamt niedrige bis mittlere Konzentrationen einzelner Objekte auf. Die *Carex*-Diasporen erreichen in dieser Zone ihre höchste Konzentration mit 8,64 Diasporen/cm³ (in 132,5 cm Tiefe). Oribatida variieren und erreichen im mittleren Abschnitt der Zone steigende Werte bis 4,38 n/cm³. Verkohlte Partikel der Siebfractionen $>125 \mu\text{m}$ und $>250 \mu\text{m}$ zeigen jeweils eine Kontinuität mit unterschiedlichen Konzentrationen, wobei die kleineren Partikel ($>125 \mu\text{m}$) überwiegen. Der Maximalwert verkohlter Partikel ($>125 \mu\text{m}$) wird in der niedrigsten Tiefe der Zone 1 mit 66,82 n/cm³ erreicht. Bei den Pilzsporen sind vornehmlich die Mikrosporen von *Glomus sp.* ($<112 \mu\text{m}$) mit stark steigenden Konzentrationen im oberen Bereich der Zone 1 vertreten, während im mittleren Bereich die eher geringen Werte der etwas größeren Fraktion $>125 \mu\text{m}$ vorwiegen. Weitere Arten sind in nur sehr geringen Konzentrationen vertreten.

Zone 2 (TS-Waw 2: 118,8-72,7 cm)

Verkohlte Partikel beider Fraktionen sind weiterhin kontinuierlich vorhanden; es dominieren auch hier die kleineren Partikel ($>125 \mu\text{m}$) mit zumeist mittleren Konzentrationen (ca. 50 bis über 100 n/cm³). Auch die Konzentrationen der drei *Glomus*-Fraktionen, sowie von *Carex* und Oribatida zeigen variable Werte.

Die kleinste Fraktion der *Glomus*-Sporen erreicht mittlere bis hohe Werte, die höchste Konzentration liegt bei 111,1 Sporen/cm³ (84,4 cm Tiefe). Die höchste Konzentration von *Glomus* sp. (>125 µm) ist in 108,8 cm mit 70,5 Sporen/cm³ zu verzeichnen. *Carex* zeigt bis in 100 cm Tiefe nochmals erhöhte Werte, die jedoch niedriger liegen als in der vorigen Zone 1 (Maximum bei 3,33 Diasporen/cm³). Auch die Sporen von *Sordaria* sp. sind in mittlerer Konzentration bis in 100 cm vorhanden. Darüber ist ein starker Rückgang der *Carex*-Konzentration auffällig. Einen kurzzeitigen Rückgang in 100 cm zeigen auch die Konzentrationen der Oribatida, die danach bis 81,8 cm stark ansteigen. Der obere Abschnitt der Zone erreicht insgesamt nur geringe Konzentrationen von Makroresten (der Siebfraktionen) und der NPP.

Zone 3 (TS-Waw 3: 72,7-61,0 cm)

Die verkohlten Partikel (>125 µm) erreichen hohe Konzentrationen, die der Fraktion >250 µm bleiben in etwa konstant. Insgesamt weisen die einzelnen Komponenten in Zone 3 nur geringe Konzentrationen auf. Nach einem Rückgang steigen die Werte für *Glomus* sp. (<112 µm) im oberen Bereich der Zone 3 und im Übergang zu Zone 4 leicht.

Zone 4 (TS-Waw 4: 61,0-37,7 cm)

Zone 4 zeichnet sich durch einen Anstieg der Konzentrationen vieler Arten aus, die hier ihre höchsten Gehalte erreichen. Die Werte für *Glomus* sp. (<112 µm und >125 µm) fluktuieren zunächst und verzeichnen dann einen starken Anstieg (besonders >125 µm) zum oberen Bereich von Zone 4 (40,3 cm: 75 Sporen/cm³). *Cercophora* sp. (<112 µm) erreicht sehr hohe Konzentrationen mit 259 Sporen/cm³ (42,9 cm). *Diporotheca* (<112 µm) zeigt bei 40,3 cm Tiefe einen hohen Einzelwert (Maximum) von 73,33 Sporen/cm³. Die Farnsporen der Thelypteridaceae (>112 µm) erreichen zum Ende der Zone 4 hohe Konzentrationen von etwa 50 Sporen/cm³. Auch die Partikel indet. zeigen hier nochmals hohe Werte (Maximum: 8,89 Sporen/cm³, 48,1 cm). Während die Konzentration der *Carex*-Diasporen in Zone 4 erneut ansteigt mit variierenden Werten, verzeichnen die Diasporen der Juncaceae einen kurvenförmigen Verlauf mit Höchstwerten um 30 Diasporen/cm³ (50,6-49,4 cm). Auch Oribatida erreicht höhere Konzentration (bis 21,65 Oribatida/cm³, 50,6 cm), in dieser Zone sind zudem viele Fragmente (bis 2 mm) von Hornmilben eingelagert. Verkohlte Partikel (besonders Fraktion >125 µm) erreichen mit 587-664 Partikel/cm³ Höchstkonzentrationen (54,5-53,2 cm Tiefe). Nach oben hin fallen die Werte zurück und steigen erst wieder im oberen Bereich und Übergang zu Zone 5.

Zone 5 (TS-Waw 5: 37,7-29,9 cm)

Die Zone ist von einem Rückgang der in Zone 4 beschriebenen Arten gekennzeichnet. Nur *Carex* erreicht im unteren Bereich erneut höhere Konzentrationen über 3,5 Diasporen/cm³ (36,4-35,1 cm).

Zone 6 (TS-Waw 6: 29,9-15,6 cm)

In Zone 6 erreichen die Juncaceae nochmals hohe Werte mit 25,3 Diasporen/cm³ (Tiefe 28,6 cm). Ab 22,1 cm fällt der Wert auf niedrige einstellige Konzentrationen. Sporen von *Glomus* sp. sind kontinuierlich vorhanden (<112 µm, >125 µm), mit variablen Einträgen im mittleren bis geringen Niveau. Hornmilben-Fragmente zeigen im unteren Bereich von Zone 6 höhere Werte. Verkohlte Partikel sind im unteren Bereich nur in geringem Maße vorhanden, der Wert steigt danach stark an (>125 µm-Fraktion) und erreicht noch 37,78 n/cm³ (20,8 cm). Weitere Arten sind nur in kleinen Konzentrationen vorhanden.

Zone 7 (TS-Waw 7: 15,6-0 cm)

Die oberste Zone 7 ist geprägt von einem partiellen Anstieg einiger Arten, wie *Glomus* sp., *Sordaria* sp., Thelypteridaceae und verkohlter Partikel (>125 µm). *Glomus* (<112 µm) erreicht in 10,4 cm Tiefe eine Konzentration von 68,13 Sporen/cm³, *Glomus* (>125 µm) in 1,30 cm 65,0 Sporen/cm³. In gleicher Tiefe zeigt *Sordaria* einen Wert von 41,0 Sporen/cm³, bei Werten in Zone 6 um etwa 20 Sporen/cm³. Thelypteridaceae erreicht nochmals eine hohe Konzentration mit 50 Farnsporen/cm³ (10,4 cm). Verkohlte Partikel (>125 µm) steigen auf den höchsten Wert dieser Zone mit 75,0 n/cm³, im mittleren Bereich der Zone liegen die Konzentrationen bei ca. 40-60 n/cm³ (9,1-7,8 cm). Weitere Arten zeigen eher geringe Konzentrationen.

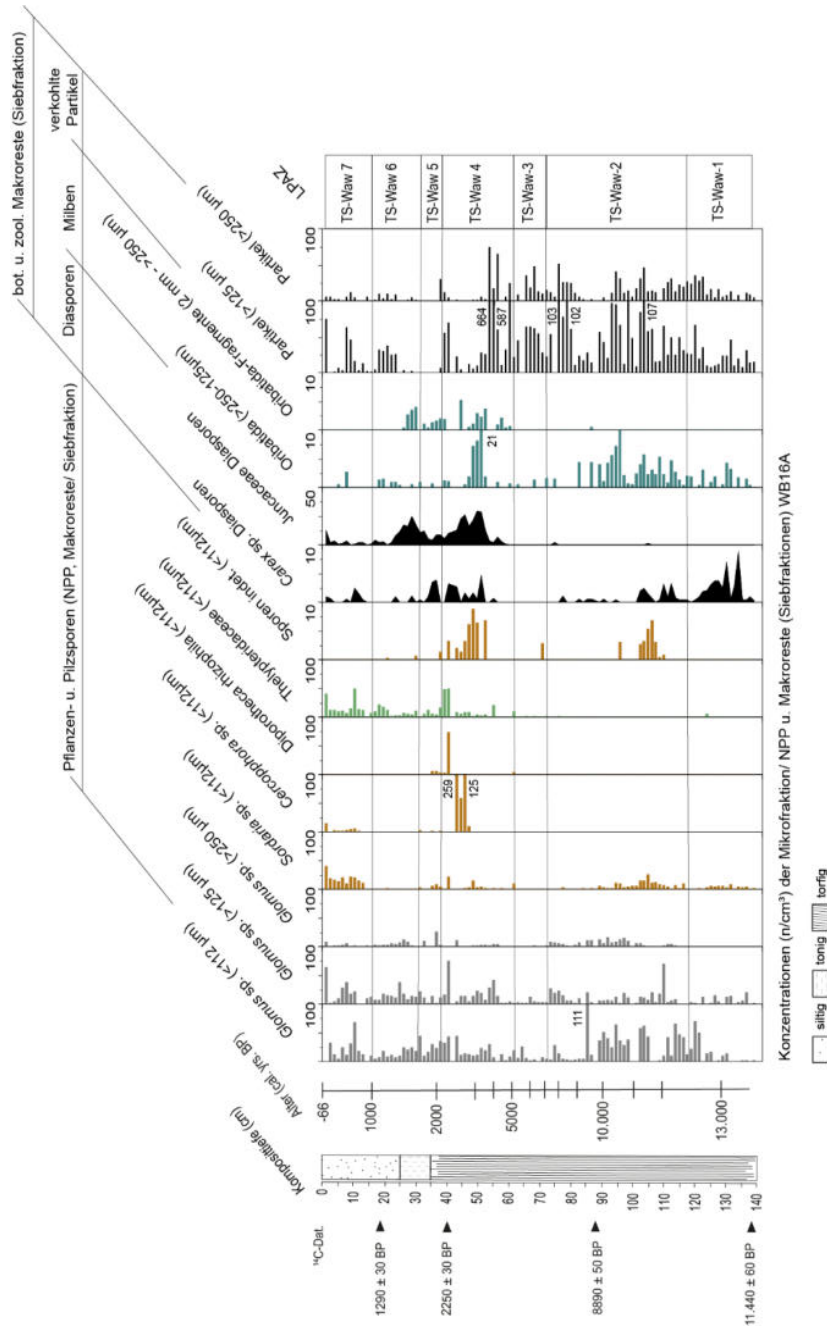


Abb. 17. Übersicht über die Ergebnisse der in WB16A ausgezählten Mikrosporen (NPP) und Makroreste der Siebfraktionen in Konzentrationen [n/cm³] gegen die Komposittiefe und die Alterskala, mit Lagen der ¹⁴C-Datierungen. Im vorderen Bereich sind Pflanzen- und Pilzsporen der Nicht-Pollen-Palynomorphen (NPP) sowie der Makroreste (Siebfraktion) dargestellt, hinten botanische u. zoologische Makroreste (Siebfraktion) inkl. verkohlter Partikel. Die Zonen TS-Waw 1-7 orientieren sich an den LPZ.

6.3.2. Ergebnisse der Analyse verkohlter Partikel

Für die Berechnung von Peaks zur Rekonstruktion der lokalen Feuergeschichte wurden die in den Makroresten der Siebfraction ($>125\ \mu\text{m}$) gezählten verkohlten Partikel mit CharAnalysis 1.1 ausgewertet (Abbildung 18). Um den idealen SNI-Index um 3 zu ermitteln (KELLY et al. 2010), wurden verschiedene Parameter getestet. Dabei ergaben die Werte „1600 yr“ (Einstellung für „Smoothing“, für die Abschätzung von *Char-Background*) mit „900 yr“ (Einstellung für „Smoothing Fire frequency“ und Berechnung der „Fire return intervals, FRIs“) den besten *global* SNI-Index mit 3,0177.

Die Ergebnisse der mit CharAnalysis 1.1 berechneten höchsten Akkumulationsraten verkohlter Partikel liegen im Bereich zwischen 3788-4070 cal. Jahre BP mit ca. 5,8 (verkohlte Partikel $\text{cm}^2\ \text{yr}^{-1}$). Die höchste *Peak Magnitude* ist um 4070 cal. Jahre BP. Weitere *Peak Magnitudes* wurden in diesen Jahren ermittelt: 592, 1344, 2472, 6138, 8018, 8300, 9898, 10.650, 12.060, 12.624 und 13.188 cal. Jahre BP. Die höchste *Fire Frequency* liegt zwischen 8112-8010 cal. Jahren BP.

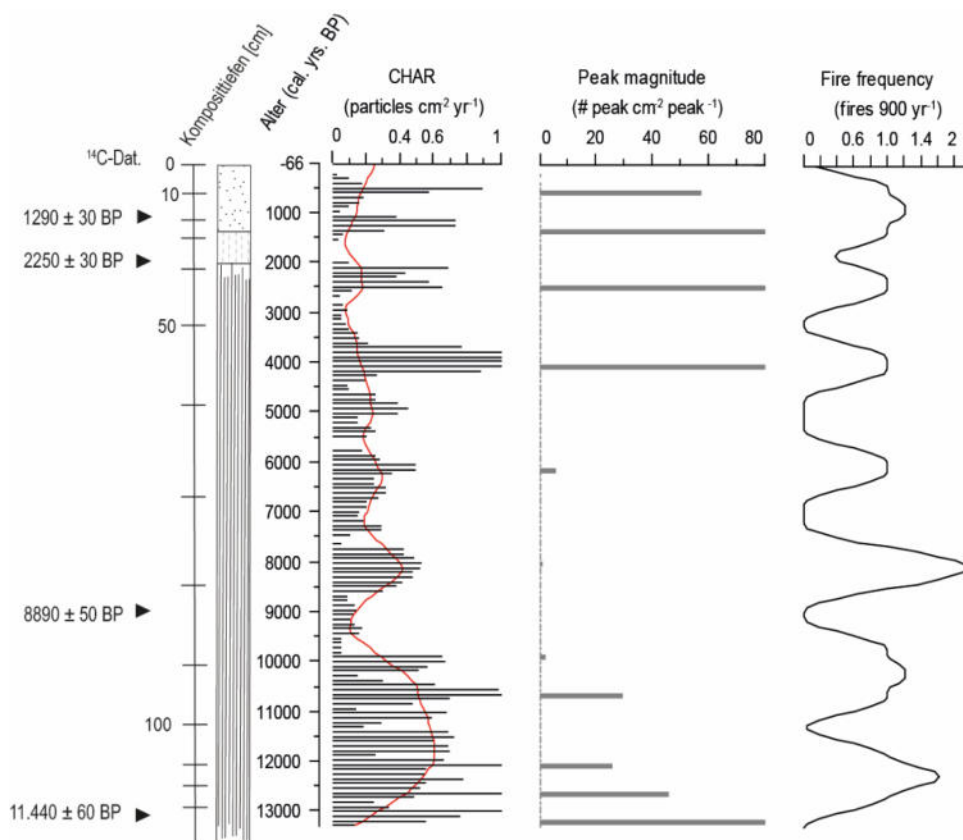


Abb. 18. Ergebnisse der Analyse verkohlter Partikel der Makroreste-Siebfraction $>125\ \mu\text{m}$ mit CharAnalysis 1.1. Darstellung gegen die Zeitachse (cal. yrs. BP), den Komposittiefen [cm] und Angaben über die ^{14}C -Messwerte. CHAR: Akkumulationsraten verkohlter Partikel [$\text{cm}^2\text{yr}^{-1}$], Peak magnitude [$\text{peak cm}^2\ \text{peak}^{-1}$], Fire frequency [$\text{fires } 900\text{yr}^{-1}$].

Bei dieser Berechnung, beim automatisierten Durchlauf des Worksheets, wurden keine FRIs errechnet, die Gründe bedürfen noch einer näheren Untersuchung. Andere Eingaben diverser Kombinationen verschiedener Parameter in das Programm ergaben in der automatisch generierten Ergebnistabelle zwar abschnittsweise FRIs, allerdings bei dann sehr niedrigem SNI-Index.

Die Analyse verkohlter Partikel und die Einflüsse von Feuer auf Ökosysteme ist vielfach beschrieben, dabei werden häufig nur kleinere Zeitabschnitte untersucht (z.B. 1-8 Jahre, SMITHWICK et al. 2005) und bzw. oder höhere Partikelzählraten erwähnt. In nahezu allen Studien wurden größere Probenvolumen, z.B. 1 cm³ allein für die Auszählung verkohlter Partikel verwendet. Es ist zu vermuten, dass die Proben- und bzw. oder gezählten Partikelmengen der in der vorliegenden Arbeit durchgeführten Makrorestanalyse der Siebfraktion >125 µm zu gering für eine verlässliche statistische Auswertung mit CharAnalysis 1.1 sind.

6.4. ERGEBNISSE DER XRF-MESSUNGEN VON WB16A

Bei den XRF-Messungen (Abbildung 19) wurden insgesamt 28 anorganische chemische Elemente erfasst, dargestellt als counts [cnts]. Von den hier aufgezählten Elementen wurden für die Beschreibung der Messergebnisse 11 Einzelemente (Si, Ti, Fe, Mn, Rb, Zn, Sr, Ca, Br, Zr, S) und 3 Ratios (Ti/coh, Fe/Ti, Br/Ti) ausgewählt, die sich für die paläoökologische Auswertung eignen (z.B. ROTHWELL & CROUDACE 2015, CHAWCHAI et al. 2016, VON SCHEFFER et al. 2023). Elementgehalte von Titan (Ti) sind nützlich, um Aussagen über die Korngröße zu treffen; zur Diagenese lässt sich Eisen (Fe) verwenden und vulkanische Einflüsse sind u.a. mit Zirkonium (Zr) nachweisbar (ROTHWELL & CROUDACE 2015). Das Verhältnis Silizium-Titan (Si/Ti) kann Hinweise auf die Korngrößen geben, da es den klastischen Gehalt reflektiert (CHAWCHAI et al. 2016). Elemente wie Si, Zr, Strontium (Sr) und Rubidium (Rb) im Verhältnis zu Ti sind mit mineralischem Eintrag verknüpft und Anzeiger für Veränderungen in der Korngröße. Rb, Sr und Fe sind mobile Elemente (VON SCHEFFER et al. 2023). Die Normalisierung der Elemente (Berechnung Anreicherungsfaktor, engl. *enrichment factor* EF) zu einem Referenzelement erfolgt anhand bestimmter Elemente, die sich nach ihrer Sedimenteinklagerung als immobil erweisen und keinen diagenetischen Prozessen unterliegen, dazu gehört z.B. Ti (MULLER et al. 2008, ROTHWELL & CROUDACE 2015). Nachfolgend werden die wichtigsten Ergebnisse ab ca. 13.400 cal. Jahre BP (Komposittiefe ca. 137 cm) dargestellt.

Spätglazial bis Beginn des Holozäns (ca. 13.400-11.700 cal. Jahre BP)

Der Wechsel zwischen spätglazialen Sedimenteintragen hin zur Torfbildung findet um 13.400 cal. Jahre BP statt. Die Elemente Si, Ti, Fe, Sr, Rb, Zn erreichen jeweils hohe Gehalte, insbesondere auch in den Tiefen, die älter als 13.400 cal. Jahre BP sind, welche sich außerhalb des generierten Alters-Tiefen-Modells befinden und daher hier nicht dargestellt werden. Ein exemplarisches Beispiel (blaue Messkurve) für Ti/coh findet sich jedoch auch in der Abbildung 19.

Im Übergang zum Holozän (ca. 11.700 cal. Jahre BP) erreichen vor allem Ca, Ti, Sr, S, Zr erhöhte Gehalte. Im Spätglazial und im Übergang zum Holozän (ca. 11,7 ka BP) zeigen Fe/Ti und Br/Ti korrelierende und hohe Messwerte bis ca. 10,5 ka BP. Der hohe Gehalt von Ti/coh vor ca. 13.400 cal. Jahre BP sinkt stark herab, während des Spätglazials sind die Gehalte eher gering.

Holozän: 11.700 bis ca. 2000 cal. Jahre BP

Während des Frühen und Mittleren Holozäns, bis ca. 6500 cal. Jahre BP, sind die Gehalte von Ti, Fe, Mn, Sr, Br und Ti/coh noch leicht erhöht, während Fe/Ti und Br/Ti im gleichen Zeitraum im wesentlichen niedrige Gehalte erreichen. Br erreicht bei ca. 6500 cal. Jahre BP einen maximalen Wert innerhalb des Holozäns. Zwischen ca. 6500-2000 cal. Jahre BP ist besonders der Gehalt von Fe/Ti erhöht, während zeitgleich Ti/coh und die Elemente Ti, Fe, Sr niedrige Niveaus erreichen.

Holozän: ca. 2000 cal. Jahre BP- Moderne

In den jüngeren Zeitabschnitten ab ca. 2000 cal. Jahre BP beginnen starke Fluktuationen der XRF-Messwerte. Während die Gehalte von Fe/Ti und Br/Ti kaum noch messbar sind, steigt der Gehalt von Ti/coh sehr stark. Von ca. 2000-1500 cal. Jahre BP erreicht Ti/coh hier die höchsten Gehalte des Holozäns. Diesem Trend folgen die Gehalte der Elemente Si, Ti, Fe, Mn, Rb, Zn, Ca, wenn auch in unterschiedlicher Ausprägung. Ein Rückgang der Gehalte ist um 1500 cal. Jahre BP. Nach einem Rückgang bis etwa 500 cal. Jahre BP, steigt der Gehalt von Ti/coh wieder an, so wie auch Si, Ti, Fe, Mn, Zn. Ab ca. 500 cal. Jahre BP bis zur Moderne normalisiert sich u.a. Ti/coh auf mittlere Gehalte.

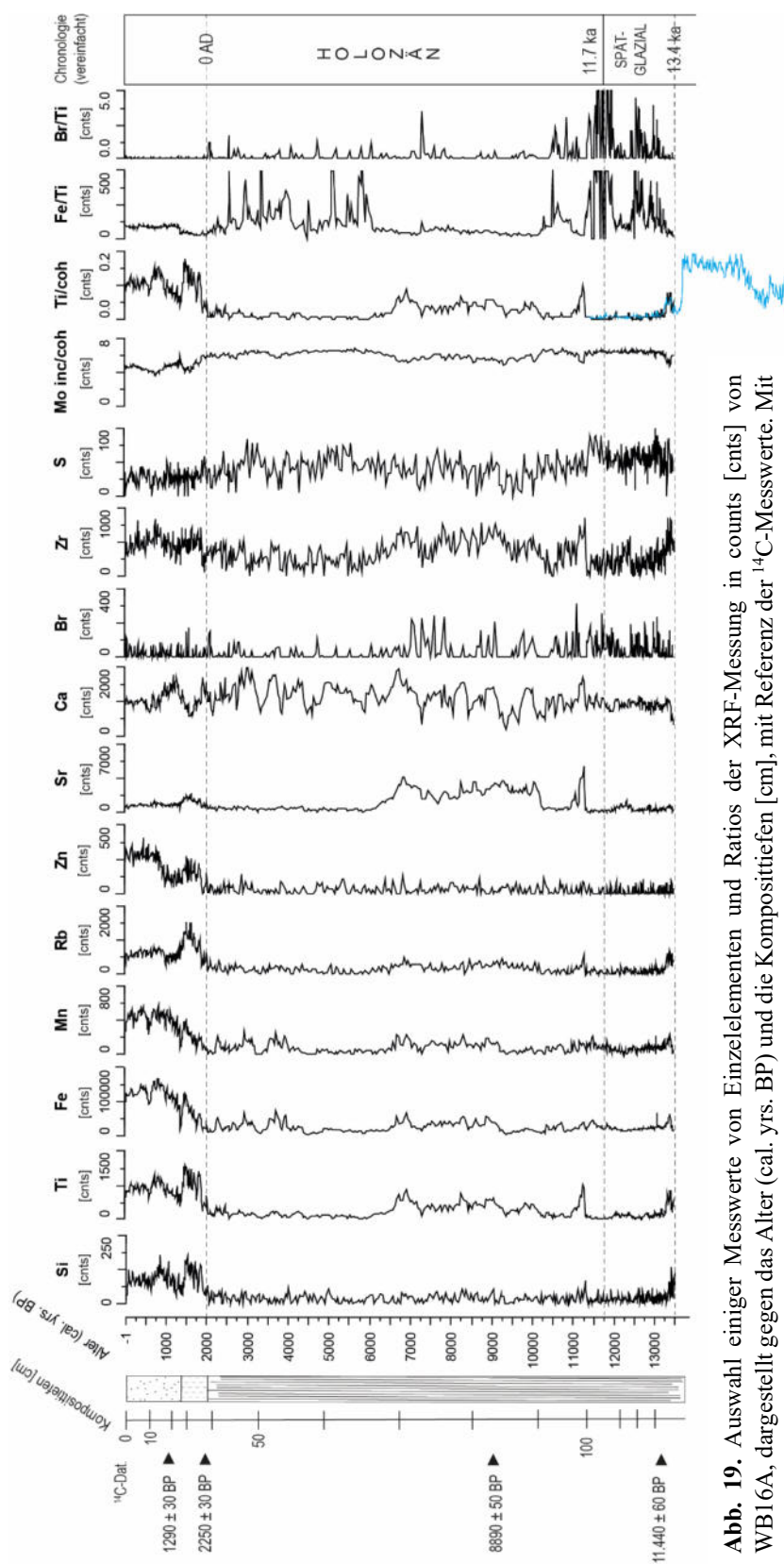


Abb. 19. Auswahl einiger Messwerte von Einzelelementen und Ratios der XRF-Messung in counts [cnts] von WB16A, dargestellt gegen das Alter (cal. yrs. BP) und die Komposittiefen [cm], mit Referenz der ¹⁴C-Messwerte. Mit vereinfachter Chronologie (Holozän, Spätglazial). Die blau dargestellte Messkurve von Ti/coh, unterhalb der durch das ATM referenzierten Chronologie, erweitert den Kurvenverlauf über das Alters-Tiefen-Modell hinaus und zeigt beispielhaft den Eintrag von Ti/coh in den Sedimentschichten älter als ca. 13,5 ka BP.

6.5. ERGEBNISSE DER GEOCHEMISCHEN ANALYSE: C/N-ANALYSE VON WB16A

Bei der C/N-Analyse wurden die in den Sedimenten enthaltenen organischen Bestandteile, Kohlenstoff (C) und Stickstoff (N) gemessen. Die Kurven von C und N (Abbildung 20) zeigen insgesamt einen nahezu synchronen Verlauf, auch wenn die Werte für N nur geringe Prozentwerte (bis etwa 3 %) erreichen. Im Verlauf des Spätglazials, zwischen ca. 13.400-10.500 cal. Jahre BP sind die Prozentwerte von C und N erhöht. Um etwa 12.500 cal. Jahre BP und ca. 11.300 cal. Jahre BP zeigen C und N jeweils einen abrupten Rückgang. Im Verlauf des Frühholozäns sind die Einträge von C und N, zwischen ca. 10.300-7000 cal. Jahre BP geringer (größtenteils unter 30 % bei C und unter 1,5 % bei N), nur um 7500 cal. Jahre BP erhöhen sich die Prozentwerte jeweils. Zwischen ca. 7000-2000 cal. Jahre BP erreichen C und N wieder hohe Werte, ähnlich hoch wie im Spätglazial und Frühholozän. Um ca. 3800 cal. Jahre BP gehen die Werte jeweils leicht zurück. Ab 2000 cal. Jahre BP (0 AD) sinkt der Gehalt von C und N abrupt. C erreicht bis in die Moderne nur noch Gehalte unter 15 %, N unter 7,5 %. Zwischen 1500-1000 cal. Jahre BP steigen die Werte für C und N nochmals an, verbleiben aber auf niedrigem Niveau.

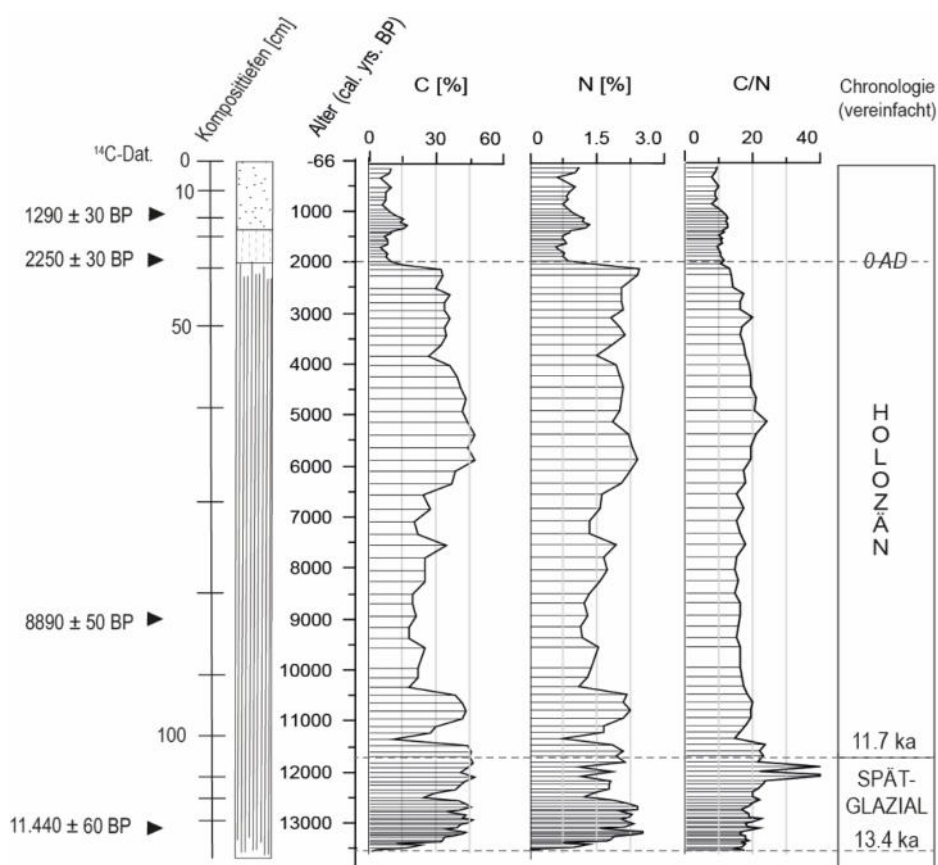


Abb. 20. Ergebnisse der Messungen von C [%], N [%] und C/N des Bohrkerns WB16A, Darstellung der Werte gegen das Alter (cal. yrs./ Jahre BP) und die Komposittiefe [cm], mit Angabe der ¹⁴C-Messwerte. Gestrichelte Linien: Referenz zur vereinfachten Chronologie (Holozän, Spätglazial).

Kapitel 7

7. DISKUSSION

7.1. PALÄOÖKOLOGISCHE REKONSTRUKTION DER KULTURLANDSCHAFT IN TRIER-SAARBURG

Der vorliegende Datensatz befasst sich mit der Entwicklungsgeschichte des Wawerner Bruchs und der regionalen Vegetations- und Klimageschichte an der Unteren Saar in Trier-Saarburg, dem Großraum „Saar-Lor-Lux“ zugehörig, ausgehend vom Spätglazial bis zur Moderne. Das Last Glacial Maximum (LGM) bildet den Höhepunkt der Vereisung im Spätquartär, das Untere Saartal befand sich dabei im periglazialen Raum zwischen der nordischen und der alpinen Vergletscherung (LGB 2005).

Die spätquartäre Vegetationsgeschichte, besonders das Ende des Spätglazials, bildet, durch globale klimatische Vorgänge, den Ausgangspunkt der Wiederausbreitung der Vegetation innerhalb Mitteleuropas (z.B. LANG 1994). Anhand der Analyseergebnisse WB16A aus dem Wawerner Bruch (WB) wird nachfolgend in Zeitabschnitten die natürliche Landschaftsgeschichte an der Unteren Saar bis zum heutigen Status der anthropogenen Kulturlandschaft rekonstruiert.

Belegte klimageschichtliche Ereignisse im Spätglazial Mitteleuropas

Pleniglazial

Im vorangegangenen Pleniglazial (15.900-14.500 cal. Jahre BP, GARCIA et al. 2023) herrschten noch kalt-trockene Bedingungen mit Permafrosterscheinungen, in dem sich nördlich der Alpen eine offene, baumlose, tundrenartige Gräser- und Kräuterlandschaft ausbildete. Die Dansgaard-Oeschger-Ereignisse (DO, DANSGAARD et al. 1993) beschreiben den Umbruch von kalt-stadialen zu warm-interstadialen Klimaverhältnissen während der letzten Kaltzeit. Das Abschmelzen der nördlichen Vereisungsgebiete führte zu Gletscherabbrüchen, sowie erhöhtem Zufluss von Schmelzwasser, welche als Süßwasserintrusionen in den Nordatlantik gelangten, die als „Heinrich-Ereignisse“ (HEINRICH 1988) bezeichnet werden. Schuttablagerungen und verstärkte Sedimentation auf dem Meeresboden des Nordatlantiks, die sog. „Ice-Rafted Debris“ (IRDs), nennen sich „Heinrich-Lagen“ (KNUTTI et al. 2014, HEINRICH 1988).

Spätglazial

Im nachfolgenden Spätglazial (14.500-11.500 cal. Jahre BP), in dem nun die Entstehungsgeschichte des Wawerner Bruchs beginnt, rekonstruieren GARCIA et al. (2023) wärmere und feuchtere Klimabedingungen in der Eifel, infolgedessen es zur chemischen Verwitterung und Bodenbildungsprozessen kam.

Spätglazial: Bølling-Allerød-Interstadial

Nach MANGERUD et al. (1974) war das Bølling-Allerød-Interstadial (B-A) die erste Erwärmung innerhalb der Abschmelzphase nach dem LGM der bis dahin vergletscherten Nordhemisphäre, welches sich dreiphasig in die beiden wärmeren Interstadialen Bølling und Allerød, mit dem intermittierenden Stadial Ältere Dryas(zeit), untergliedern lässt. Während sich in den Interstadiale Baumbirken in den Tiefebene Mitteleuropas ausbreiteten, erfolgte nach einem Kälterückschlag die Ausbreitung subarktischer bzw. arktischer Vegetation. Andere Autoren rekonstruierten eine weitere Kältephase, die als „Intra-Allerød Cold Event“ bezeichnet wird (VON GRAFENSTEIN et al. 1999; BRAUER et al. 2000). NAUGHTON et al. (2023) fassen zusammen und postulieren, dass sich das Bølling-Allerød-Interstadial zwischen Heinrich Stadial 1 bzw. Älterer Dryaszeit und Jüngerer Dryas (YD) eingliedert, zwischen 14.700-12.850 Jahre BP. Die Gründe für die Erwärmung der Nordhemisphäre, nachgewiesen in den Proxies grönländischer Eisbohrkerne (GRIP), im Gegensatz zur zeitgleichen Kälte in der Antarktis, liegen sehr wahrscheinlich in abrupten Umkehrungen der thermohalinen Zirkulation am Ende der letzten Vergletscherungsphase, durch Dichteänderungen der Wasserströme des Nordatlantiks (KNUTTI et al. 2014).

7.1.1. Spätglaziale Ereignisse und Torfakkumulation am Wawerner Bruch

Der ehemalige Ayl-Wawern-Biebelhausener Mäander diente als Überschwemmungsgebiet, seit seiner Abtrennung durch den Mäanderdurchbruch vom restlichen Flussverlauf der heutigen Saar. Bis zum Ende des Durchbruchs, welcher im Laufe des Spätglazials vermutet wird, bildete sich eine Entlastungsrinne (ZÖLLER 1985).

Im Laufe des Spätglazials bildeten sich in vielen Regionen Europas an geeigneten Standorten Niedermoore, besonders an Flussläufen, Altarmen oder in Senken, die durch hohe Grundwasserstände an z.B. Quellorten und Bächen, durch stetige Überflutung bei Niederschlagsereignissen oder von Schmelzwasser beeinflusst waren. Die vom Hauptlauf eines Flusses abgetrennten Mäanderbögen, die nur noch sporadisch wie eine Entlastungsrinne dienen, sind besonders geeignete Standorte, um Torf zu bilden. In den tiefen Sedimentschichten des Wawerner Bruchs, oberhalb der fluvial eingebrachten Sande, fand die erste Torfbildung statt. In der wahrscheinlich muldentartigen Landschaft der Unteren Saar entwickelten sich an den tiefsten Stellen mutmaßlich *oxbow lakes* (dt. Altwasserseen), Tümpel, welche durch sich verlagernde, geflochtene Bäche (engl. *braided river*) verbunden gewesen sein dürften. Die Sedimente des Wawerner Bruchs zeigen Ablagerungen eines solchen Sees, die, als Gyttja angesprochen, im Zeithorizont der Älteren Dryaszeit im Übergang zum Allerød-Interstadial liegen. Gytjen sind subhydrische Böden, gelten als nährstoffreich mit organischen und bzw. oder mineralischen Komponenten (AD-HOC-AG BODEN 2005), und sind Ausgangssubstrat der ideal-typischen Verlandungssukzession von Seen. An Unterläufen von Flüssen, und besonders in Altarmen, bilden sich häufig Areale mit Stillwasser-Verlandung (ELLENBERG & LEUSCHNER 2010).

Während der Älteren Dryaszeit erfolgte ein Eintrag allochthoner, minerogener Sedimente in einen Altwassersee im Wawerner Mäander, ca. 13.500-13.300 cal. Jahre BP (unterhalb von 137 cm Tiefe), wie das Ti/coh-Verhältnis und erhöhte Zr-Werte anzeigen. Aufgrund noch spärlicher Vegetationsbedeckung konnten Feinsedimente von Hängen und Böschungen leicht abgetragen werden. Der Gehalt von Zirkonium deutet auch auf äolisch eingetragenes Sediment, es könnte sich um Feinsand oder Löss aus den punktuell vorhandenen Ablagerungsgebieten in Elsass-Lothringen (Frankreich) handeln (Vgl. Karte in ANDRIEUX et al. 2015). In dieser Schicht sind keine Pollenkörner enthalten. Das C/N-Verhältnis (im Anhang, Abbildung 30) zeigt hier eutrophe Bedingungen, die bis über die zweite Hälfte des Allerød-Interstadials (ca. 13.400-12.600 cal. Jahre BP, DUPRAT-OUALID et al. 2022) andauern. Nach der Analyse mit CharAnalysis 1.1 gibt es in den Jahren 13.188, 12.624 und 12.060 cal. Jahre BP jeweils *Peak Magnitudes* verkohlter Partikel.

Ab ca. 13.300 cal. Jahre BP beginnt die Akkumulation von Torf im Wawerner Bruch. Torfbildende Cyperaceae, vornehmlich *Carex*-Bewuchs, Lemnaceae im offenen Wasser, ufernah wachsende, kältetolerante *Salix*, vermutlich auch *Betula* in der Aue, sind die erste Vegetation (Abbildung 21) des hier entstehenden Niedermooses Wawerner Bruchs.

Da der Polleneintrag von *Betula* recht hoch ist, könnten sich hierunter auch Exemplare befinden, die nah am Ablagerungsort in der Aue wuchsen, wenngleich die Bestimmung von *Betula*-Pollen auf Artniveau sehr schwierig ist und in der Regel nicht praktiziert wird. LITT & STEBICH (1999) beschreiben allerdings Vorkommen von *Betula pubescens* am Meerfelder Maar (MFM) in der Eifel, identifiziert anhand von Makroresten. Die Moorbirken hatten sich demnach seit dem Meiendorf-Interstadial am MFM ausgebreitet. In jüngeren Zeitabschnitten (z.B. Bølling) erfolgt dann für das MFM, anhand des hohen *Betula*-Polleneintrags, ein Rückschluss auf *Betula pubescens*.

Zwischen 13.100-12.500 cal. Jahre BP erfolgt am Wawerner Bruch ein Rückgang des Seggenbestandes zugunsten der schrittweisen Ausbreitung eines Weidengebüschs (und evtl. der Moorbirke). GUIOT & COUTEAUX (1992) beschreiben eine Erwärmung des Klimas nach 13.000 cal. Jahre BP, bei ähnlich feuchten Bedingungen wie heute. Dies würde die Ausbreitung von *Salix* begünstigen. Der offene Charakter des Wawerner Bruchs verschwindet, wie auch der Rückgang der Lemnaceae-Pollen nachweisen. Die nähere Umgebung, die das Tal umgebenden Hänge, sowie das Hinterland, waren geprägt von grasbewachsenem Offenland mit artenreicher, kräuterdominierender, teils verholzender Steppenvegetation, bestehend aus Brassicaceae, Rubiaceae, Apiaceae, *Artemisia* sp., Ranunculaceae, Asteraceae, Caryophyllaceae, viel Plantaginaceae. *Betula nana* existierte bis etwa 12.850 cal. Jahre BP.

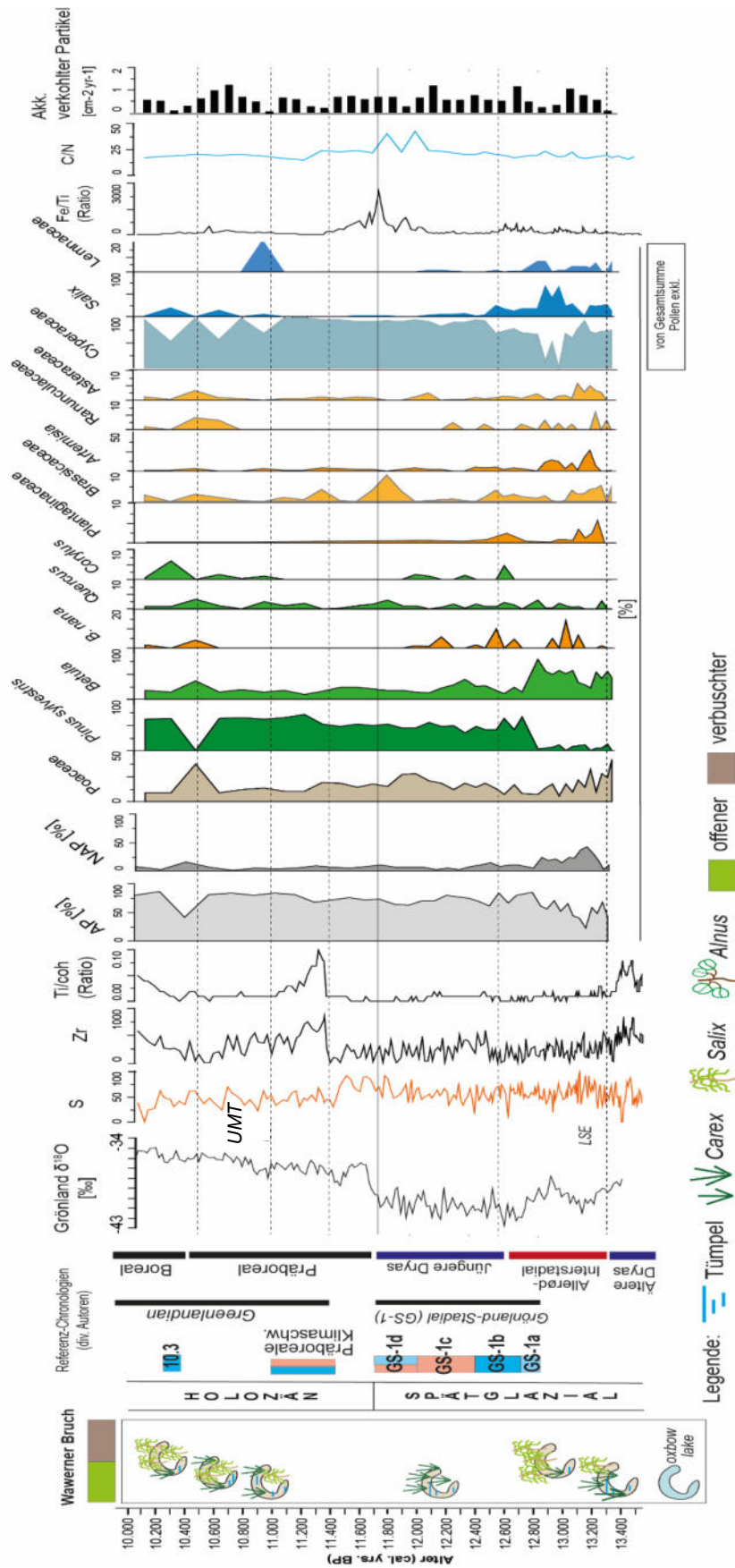


Abb. 21. Auswahl von Proxies für das Spätglazial und Frühholozän (ca. 13.3-10.0 ka cal. BP) am Wawerner Bruch: $\delta^{18}\text{O}$ (VINTHER et al. 2009), S, Zr, Ti/coh (Ratio), AP/ NAP, (über-) regionale Pollen (%), lokale Pollen (von Gesamtsumme exkludiert), Fe/Ti (Ratio), C/N und Akkumulationsraten verholter Partikel. Abkürzungen LSE: Laacher Sec-Eruption, UMT: Ulmener Maar Tephra; beides in Bezug zur Eifel. Horizontale Linien (gestrichelt) dienen der zeitlichen Orientierung im Diagramm, Linie (durchgehend): Unterteilung Spätglazial-Holozän.

Aufgrund höherer Temperaturen im Allerød expandieren zunehmend Bäume aus wärmeren Refugien in die weitgehend baumfreie Steppenlandschaft. Dies lässt sich vor allem anhand der Einlagerung von *Betula*-Pollen nachgewiesen, sowie des Eintrags von *Pinus sylvestris*-Pollen, zunächst aus Fernflug; zudem lassen sich geringe Pollenmengen am Wawerner Bruch auch von *Quercus* nachweisen. Auch in Großresten des Torfprofils von Pachten (LESCHIK 1961) wurden Blätter von u.a. *Quercus robur* L. und *Quercus* sp. identifiziert, die dem Postglazial zugeordnet wurden. In benachbarten Regionen, z.B. im Gutland im westlichen Luxemburg, zeigt sich an der Lokalität Rouer ein erhöhter Eintrag von Waldkiefer-Pollen (SCHITTEK et al. 2021). Anzunehmen ist, dass sich die Waldkiefern schrittweise aus westlicher oder südwestlicher Richtung in die Region an der Unteren Saar ausbreiteten. Im französischen Massif Central hatte sich bereits im Pleniglazial und im Übergang der Älteren Dryas zum Allerød *Pinus* ausgebreitet (z.B. BOS et al. 2022). Die Sommertemperaturen, im Zuge des Auftauens der Permafrostböden aus dem LGM, waren ab 14.650 Jahre BP bereits so warm, dass sich Gräser, Birken und Kiefern ausbreiteten (SIROCKO et al. 2016).

Im Allerød folgte die Einwanderung von Rotwild in die sich neu etablierten Baumlandschaften. *Sordaria*, Dungsporen, die nahezu unterunterbrochen im Wawerner Datensatz erfasst wurden, dienen als ein Hinweis auf die Anwesenheit von Wildtieren, die auch im Wawerner Bruch auf Nahrungssuche gewesen sein dürften. Der Mensch nutzte erstmals Pfeil und Bogen zur Jagd, so dass die Offenlandschaft mit kleinerem Baumbestand bereits von sich ausbreitenden Menschengruppen betreten wurde (SIROCKO et al. 2016).

Um 13.006 ± 9 cal. Jahre BP brach der Laacher See-Vulkan aus (REINIG et al. 2021), infolgedessen es vornehmlich in der Eifel zur Ablagerung metermächtiger Tephren kam. Mikrotephren des Laacher See-Ausbruchs sind jedoch großflächig über Nord- und Südeuropa abgelagert worden, begleitet vom Eintrag vulkanischer Aerosole wie Sulfat und Schwefel (ABBOTT et al. 2021). Im Datensatz Wawerner Bruch zeigt sich ein leicht erhöhter Eintrag von Schwefel, trotz insgesamt eher sehr geringer Messwerte von Schwefel in den XRF-Daten, welcher vermutlich mit dem Laacher See-Ausbruch in Zusammenhang steht. Die Eruption des Laacher See-Vulkans gilt in Mitteleuropa als größter bekannter (spät-)quartärer Ausbruch (ABBOTT et al. 2021). Das Alter der LSE wird sehr diskutiert: nach OBREHT et al. (2020) sind die vulkanischen Ablagerungen der LSE (Laacher See Eruption) auf 12.800 Jahre BP datierbar, nach ABBOTT et al. (2021) sind jedoch alle Signale vulkanischer Gase zwischen 13.025-12.975 Jahre BP_{GICC05} in den grönländischen Eisbohrkernen ein Hinweis auf die LSE. Der Ausbruch des Laacher See-Vulkans hatte sicher auch Auswirkungen auf das lokale Wetter- und Klimageschehen. In der Eifel lässt sich, infolge der Ablagerung vulkanischer Auswurfprodukte (Tephra), sogar ein Rückgang lokaler Vegetation in einem Zeitraum von 20 Jahren nach dem Ausbruch feststellen (ENGELS et al. 2015). Es ist bekannt, dass sich die Aschewolke dieses Vulkans großräumig über Europa ausgebreitete und sich LST (Laacher See-Tephra) an vielen Lokalitäten ablagerte, wenngleich teils nur als Mikropartikel.

Ins Wawerner Bruch wurde, aufgrund der bisher bekannten Hauptverbreitungsrichtungen der Aschewolke der LSE Richtung Norden und Südosten keine LST in Form makroskopisch erkennbarer Tephra eingelagert. Eine Grafik in FÖRSTER et al. (2020) zeigt die Ablagerung von Tephraschichten verschiedener Vulkane im Großraum der Eifel. Dabei gelangten Tephraschichten des Westeifelvulkanismus zwar auch weit in den Süden bis einschließlich Triers, jedoch ist die davon südwestlich gelegene Region an der Unteren Saar nicht betroffen. Am Wawerner Bruch zeigt sich allerdings ein Eintrag verkohlter Partikel und ein Rückgang der AP-Gehalte. Ob es sich dabei um einen lokalen Vegetationsbrand oder einen äolischen Eintrag im Zusammenhang mit der Aschewolke des Laacher See-Ausbruchs, handelt, ist derzeit unklar.

Spätglazial – Jüngere Dryas

Der Übergang vom Allerød zur Jüngeren Dryas erfolgte 12.807 ± 12 cal. BP (Reinig et al. 2021). OBREHT et al. (2020) beschreiben erste Auswirkungen der Abkühlungs- und Trockenphasen auf die Vegetation Westeuropas etwa 135 Jahre nach dem Beginn des Grönland Stadial-1 (GS-1), welches von 12.846-11.653 Jahre BP dauerte (NAUGHTON et al. 2019). MANGERUD (2020) empfiehlt, die Jüngere Dryas, die eine der meistuntersuchten Zeitabschnitte innerhalb der quartären Paläoklimaforschung ist, als eine chronostratigraphische oder geochronologische Einheit zu verwenden. Die Jüngere Dryas gilt als letzter großer Klima-Umbruch im Nordatlantischen Raum (MUSCHITIELLO et al. 2015) seit dem LGM, und wird allgemein als ein erheblicher Schmelzwasserzustrom des abschmelzenden Laurentinischen Eisschildes in den Nordatlantik beschrieben, mit weitreichenden Folgen für das Atmosphäre-Ozean-System (z.B. BROECKER et al. 1989). Als ein Resultat verstärkte sich der Polarwirbel, mit weiteren Auswirkungen auf den Jetstream der Westwinde, die eine Verschiebung südwärts erfuhren. Eine Verschiebung nach Süden hatte für Westeuropa die Konsequenzen, dass der Kontinent von subpolarem Klima betroffen war (OBREHT et al. 2020).

Das GS-1 war jedoch nicht ausschließlich kalt, sondern untergliedert sich nach NAUGHTON et al. (2019) in die folgenden Abschnitte: Das GS-1 wurde zunächst von einer Phase (GS-1a) der Abkühlung und Trockenheit eingeleitet (12.890-12.720 Jahre BP). Es folgen die kälteste und trockenste Zeit (GS-1b) (12.720-12.390 Jahre BP), abgelöst von Erwärmung und zunehmender Feuchtigkeit (GS-1c) (12.390-12.030 Jahre BP). Das GS-1 endet mit einem Zeitabschnitt (GS-1d) mit fluktuierenden Bedingungen, die zwischen kühl-feuchtem und kühl-trockenem Klima pendeln (12.030-11.770 Jahre BP). NAUGHTON et al. (2019) vermuten einen Eintrag von Feuchtigkeit mit den Westwindströmen, die zu einem Überleben von Waldvegetation, z.B. auf der Iberischen Halbinsel, geführt hat.

Der Übergang vom Allerød zur Jüngeren Dryas ist am Wawerner Bruch durch einen eklatanten Rückgang der Baumvegetation mit Birken und Weiden zu beobachten. Besonders *Salix* ist lokal vom trockneren Klima betroffen. In den nun offenen Anteilen innerhalb des Bruchs zeigt sich erneut eine Ausbreitung freischwimmender Wasserlinsen und eine Erholung des Seggenbestandes.

Die Wiederausbreitung von *Pinus sylvestris* in die Region Untere Saar zeigt sich deutlich zu Beginn der Jüngeren Dryas mit ansteigenden Raten der eingetragenen (Fernflug)-Pollen. Waldkiefern profitieren hier von den kühleren Bedingungen, nutzt die Pflanze doch kühle und stabile Bedingungen zur Ausbreitung (DUPRAT-OUALID et al. 2022), zumal einige Areale, die zuvor von laubabwerfenden Bäumen eingenommen wurden, nun lichter werden. In Luxemburg ist ebenso *Pinus* als beständige Baumart während des Spätglazials nachgewiesen, z.B. in den Profilen Roudbaach und Boeckenwiesen im Gutland (VAN MOURIK & SLOTBOOM 2018). SLOTBOOM & VAN MOURIK (2015) fassen zusammen, dass das von Kräutern dominierte Offenland im Spätglazial auch mit Baumvegetation wie Birken und Kiefern bewachsen war. Diese Profile sind allerdings nicht hoch aufgelöst und untergliedern nicht die einzelnen Chronozonen des Spätglazials. Während des GS-1b zeigt sich auch an der Unteren Saar ein kurzfristiger Rückgang der Waldkiefer-Vegetation um 12.600 cal. Jahre BP. Ein länger andauernder Rückgang von *Pinus* erfolgt ab ca. 12.500 cal. Jahre BP. In der kältesten und trockensten Phase der Jüngeren Dryaszeit, verschwindet die Kiefer jedoch nicht völlig aus dem Landschaftsbild. Während GS-1b erfolgt eine erneute Ausbreitung von *Betula nana* und Kreuzblütlern, welche einen leichten Zuwachs zeigen. Brassicaceae sind insgesamt jedoch anspruchslose Pflanzen, die hier vom Rückgang anderer Heliophyten profitieren.

SIROCKO et al. (2016) rekonstruieren Landschaftsentwicklungsphasen der Eifel und beschreiben den Zeitraum zwischen 14.950-10.450 BP als spätglazialen bis frühholozänen borealen Wald. Mit der Erwärmung und Zunahme der Feuchtigkeit im GS-1c zeigt sich am Wawerner Bruch die Erholung der Birken- und Kieferbestände, aber auch eine Zunahme von Gräsern, begleitet vom Rückgang von *Betula nana* und Brassicaceae. Mit dem Ende der Jüngeren Dryas (um 11.550 Jahre BP) endet die Dominanz von Poaceae, *Pinus* und *Betula* in der Eifel (SIROCKO et al. 2016). Ein hoher Eintrag von *Glomus*-Sporen innerhalb der Jüngeren Dryas präsentiert sich in Wawern zweiphasig: erstmals zu Beginn der Jüngeren Dryas bis um 12.000 cal. Jahre BP, und zum Ende der Jüngeren Dryas bis über den Beginn des Frühholozäns, ca. 11.600-11.400 cal Jahre BP. Ein Vorkommen von *Glomus* deutet auf Bodenneubildungen, die im Verlauf des Spätglazials einsetzten. Besonders *Glomus (fasciculatum)* ist häufig in Sedimenten enthalten, die von Erosion betroffen sind (ANDERSON et al. 1984).

Zwischen ca. 12.000-11.300 cal. Jahre BP, also bis über den Beginn des Frühholozäns, befindet sich während des GS-1d ein Fe/Ti-Maximum. Der Indikator Fe/Ti deutet auf veränderte in situ Redox-Bedingungen aufgrund von Schwankungen des Grundwasserspiegels innerhalb eines Moores (SCHITTEK et al. 2016).

Die höhere Anreicherung von Fe/Ti bezieht sich dabei auf den sauerstoffgesättigten Bereich innerhalb der Zone des Grundwasserspiegels. Erhöhte Fe/Ti-Gehalte können daher auf wiederkehrende Trockenphasen (Abbildung 30, im Anhang) hindeuten, die sich auf die Wassersättigung eines Moores auswirken können (SHOTYK 1988).

7.1.2. Frühholozäne Ereignisse: Klimaänderungen und Expansion mesolithischer Kulturen

Greenlandian

Der Beginn des Holozäns (ab 11.700 BP, FLETCHER et al. 2023) ist von einem abrupten Temperaturanstieg gekennzeichnet. Die Jahresmitteltemperatur stieg um 7°C innerhalb von 50 Jahren (ANDERSON et al. 2007). Die Gründe für diesen Temperaturanstieg werden auf eine Erwärmung des Golfstroms zurückgeführt. Einerseits erhöhte sich infolgedessen die Temperatur der Wasseroberflächen, andererseits änderte sich erneut der Nordatlantikstrom (ALLEY et al. 1993; KNORR & LOHMANN 2007). Erhöhte Raten von Sauerstoffisotopen ($\delta^{18}\text{O}$) lassen sich in den grönländischen Eisbohrkernen feststellen, deren Ursache die rasche Erwärmung ist. Die Ausprägung der Sauerstoffisotope ist einerseits u.a. temperaturabhängig, je nach Aggregatzustand des Wassers (z.B. im Falle der Eisbohrkerne gefroren), der Region auf der Erde (hier: Grönland), andererseits von Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation, d.h. in der Evaporation, Kondensation und im Transport von Luftmassen (PLESSEN & HELLE 2017).

Diese Phase markiert den Beginn des Holozäns und den Beginn des Zeitabschnitts Greenlandian (WALKER et al. 2018). Das Greenlandian umfasst die ersten Jahrhunderte des Frühholozäns. Es handelt sich um einen Zeitraum tiefgreifender Klimaveränderungen Europas, welche sich auf das Regionalklima auswirkten. Im Verlauf der Klimaerwärmung im Greenlandian kam es jedoch auch zu Anomalien, so dass es sich nicht um eine Phase stabilen Klimas von durchgängiger Dauer handelt (FLETCHER et al. 2023). Kälteanomalien des Greenlandian sind die Präboreale Oszillation (PBO), auch als Präboreales Ereignis oder 11.4-ka-Ereignis beschrieben (BJÖRCK et al. 1996) welches von etwa 11.400-11.250 Jahre BP stattfand (RASMUSSEN et al. 2007), das 10.3-ka-Ereignis (BJÖRCK et al. 2001), das 9.3-ka-Ereignis (oder auch 9.2-ka-Ereignis) (FLEITMANN et al. 2008) und, an der Grenze zum jüngeren Zeitabschnitt des Northgrippian, das 8.2-ka-Ereignis (ALLEY & ÁGÚSTSDÓTTIR 2005). MEKHALDI et al. (2020) stellen hervor, dass die Schwankungen des Klimas zwischen 11.450-11.000 Jahre BP in Grönland und Europa asynchron verliefen, aber mit dem Eintreten eines ausgeprägten solaren Minimums begannen. Es ist noch unklar, ob es sich beim 11.4-ka-Ereignis in den Grönlandkernen und der PBO in Europäischen Klimaarchiven um dasselbe einzelne Event handelt. Während der Zeitperiode 11.280-10.960 Jahre BP kam es zu einem der intensivsten und langwierigsten solaren Minima des Holozäns (MEKHALDI et al. 2020).

Mit dem Beginn des Präboreals beginnt auch die Expansion erster mesolithischer Menschengruppen in Mitteleuropa. Bei diesen Gruppen handelte es sich um Jäger- und Sammlergruppen, von denen noch keine tiefgreifenden Eingriffe in die Naturlandschaften belegt sind. Diese begannen Ende des Mesolithikums, mit der Ansiedlung erster Bevölkerungsgruppen der Linearbandkeramischen Kultur (LBK) in die Regionen der Nordvogesen (Lorraine und in Alsace) (GOURIVEAU et al. 2020). In Paläorekonstruktionen von Lokalitäten in den Niederlanden an den Flüssen Maas, IJssel sowie küstennahen Arealen wird der Beginn des Präboreals durch die Erwärmung der Friesland-Phase (11.530-11.500 cal. Jahre BP) mit der Expansion von Birken, und in die Rammelbeek-Phase (ca. 11.430-11.350 cal. Jahre BP) mit trocken-kontinentalen Klimabedingungen, untergliedert (BOS et al. 2007). Die Rammelbeek-Phase koinzidiert mit der kältesten Phase der Präborealen Oszillation, wie der $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalt der grönländischen Eisbohrkerne nachweist (BOS et al. 2007).

7.1.3. Das Wawerner Bruch zu Beginn des Holozäns

Holozän: Präboreal

Bis ca. 11.300 cal. Jahre BP zeigen sich recht stabile Bedingungen am Wawerner Bruch. Absinkende Fe/Ti-Werte deuten auf eine Stabilisierung des Grundwasserspiegels, hier zeigt sich ein von Seggen dicht bewachsenes, weitgehend offenes Niedermoor. Die Birkenbestände gehen langsam zurück. Infolgedessen kam es zunächst noch zu einer Ausbreitung von Gräsern. Während sich Brassicaceae im Übergang zum Frühholozän zurückgezogen haben, breiten sich nun Apiaceae aus. Nach SCHAAL et al. (2020) erfolgt in der Region um 11.300 cal. Jahre BP ein Temperaturanstieg, gefolgt von einer Abkühlung zwischen 11.100-10.800 BP (BOHNCKE & HOEK 2007), die von instabilen Umweltbedingungen und hohen Abflüssen gekennzeichnet war. Hierzu passt der Befund des Wawerner Bruchs, zwischen 11.300-11.200 cal. Jahre BP kommt es zu hohem Eintrag allochthoner minerogener Partikel, Ti/coh und Zr. MEKHALDI et al. (2020) beschreiben einen Rückgang von Ti_{clr} der Meerfelder Maar (MFM)-Bohrkerne ab 11.490 Jahre BP und einen erneuten Anstieg von Ti_{clr} um 11.300 Jahre BP (Originaldaten: MARTIN-PUERTAS et al. 2017). Ein weiterer geringer Anstieg von Ti_{clr} erfolgt zeitgleich mit einem leichten Rückgang solarer Aktivität kurz nach 11.200 Jahre BP (MEKHALDI et al. 2020). MARTIN-PUERTAS et al. 2017 beschreiben für das Meerfelder Maar das Fehlen signifikanter Übereinstimmungen mit kurzzeitigen Klimaintervallen des Nordatlantiks, wie der Präborealen Oszillation (PBO). MEKHALDI et al. (2020) erläutern, dass die in den grönländischen sowie europäischen Archiven identifizierten Klimaschwankungen zwischen 11.450 BP und 11.000 BP asynchron verliefen. Ein stetiger Rückgang des Offenlandes in der Region, dokumentiert durch rückgehende Anteile des Gräserpollens, fällt zugunsten von *Pinus sylvestris* aus. Die Waldkiefern breiten sich mit dem Übergang ins Holozän bis ca. 11.150 cal. Jahre BP verstärkt in die regionale, präboreale Landschaft in Wawern aus, wobei auch einige Pollenkörner immer noch dem Eintrag aus Fernflug geschuldet sein dürften.

Bis etwa 10.600 cal. Jahre BP zeigt sich ein kontinuierlicher und beständiger Waldkiefern-Bestand. *Quercus* profitiert von der Klimaerwärmung. Von einem dichten Bewuchs zeugen niedrige Ti/coh-Werte bis etwa 10.300 cal. Jahre BP. Erhöhte Temperaturen führen ab 11.000 cal. Jahre BP zu intervallartigen Einbrüchen des Seggenbewuchses am Wawerner Bruch. Eine Ausweitung von Waldkiefern während des späteren Präboreals ist auch in den Niederlanden nachgewiesen; diese Ausbreitung folgt zeitlich der Rammelbeek-Phase (BOS et al. 2007).

Um ca. 10.650 Jahre BP (b2k) folgt der Ausbruch des Ulmener Maar-Vulkans, dessen Tephren (UMT) in der Eifel abgelagert wurden (SIROCKO et al. 2024). Höhere Akkumulationsraten verkohlter Partikel zeigen sich um ca. 10.600 cal. Jahre BP im Wawerner Bruch, eine von CharAnalysis 1.1 errechnete *Peak Magnitude* befindet sich bei 10.650 cal. Jahre BP. Es könnte sein, dass Partikel aus der Aschewolke des Ulmener Maar-Ausbruchs in diese Region eingetragen wurden, zumal das Ulmener Maar westlich des Laacher See liegt, und sich somit, vergleichsweise, ein Stück näher an der Region Trier befindet. Aus den Vulkanausbruch vermutlich begleitenden Vegetationsbränden, z.B. der regional damals weit verbreiteten Kiefernwälder, könnte die erhöhte Akkumulation verkohlter Partikel ebenfalls stammen, da nach der Zeit des Ausbruchs ein deutlicher Rückgang der *Pinus*-Pollen aus Fernflug im Datensatz des Wawerner Bruchs zu beobachten ist. Hohe Cyperaceae-Pollenraten schließen hier zumindest einen lokalen Vegetationsbrand im Niedermoor Wawerner Bruch weitgehend aus.

Holozän: Boreal

Im Boreal breitete sich, durch Erwärmung infolge der Erhöhung der Sonneneinstrahlung, zunehmend *Corylus* in die europäischen Landschaften aus. Die massenhafte Ausbreitung der Hasel dient in vielen Archiven als Anzeiger für das Ende des Präboreals und den Beginn des Boreals (SIROCKO 2013). Die Hasel ist insgesamt eine wenig anspruchsvolle Pflanze mit hoher Pollenlast, wodurch eine schnelle Ausbreitung begünstigt wird. *Corylus* ist im Archiv Wawerner Bruch zunächst in geringem Maße und in Einzelfunden vorhanden, bis sich ab etwa 10.250 cal. Jahre BP ein erster „Haselgipfel“ einstellt. Zwischen etwa 10.500-10.000 cal. Jahre BP breitet sich in Wawern nochmals *Betula nana* aus, wenn auch in geringem Umfang. Das Vorhandensein der Zwergbirken im Datensatz Wawerner Bruch endet mit der weiteren Erwärmung des Klimas, bis ca. 9500 cal. Jahre BP, auch infolge der Verdrängung ihres Lebensraumes durch andere Pflanzen; die Pflanzenart verschwindet in den jüngeren Schichten dann völlig aus dem Archiv. Zwischen 10.100-9800 cal. Jahre BP geht die Hasel nochmals zurück, bevor es ab ca. 9800 cal. Jahre BP zu einer schrittweise ansteigenden Ausbreitung kommt (Abbildung 22). *Corylus* ist selbst jedoch kein Indikator für wärmeres Klima, die Pflanze profitiert auch von besseren Bodenbedingungen, die sich im Laufe der Zeit einstellen, und ist aufgrund ihrer massenhaften Pollenverbreitung ein Profiteur (SIROCKO 2013). Der Mensch trägt auch der Verbreitung der Haselsträucher bei, da die Nuss auf dem Speiseplan der Menschen steht.

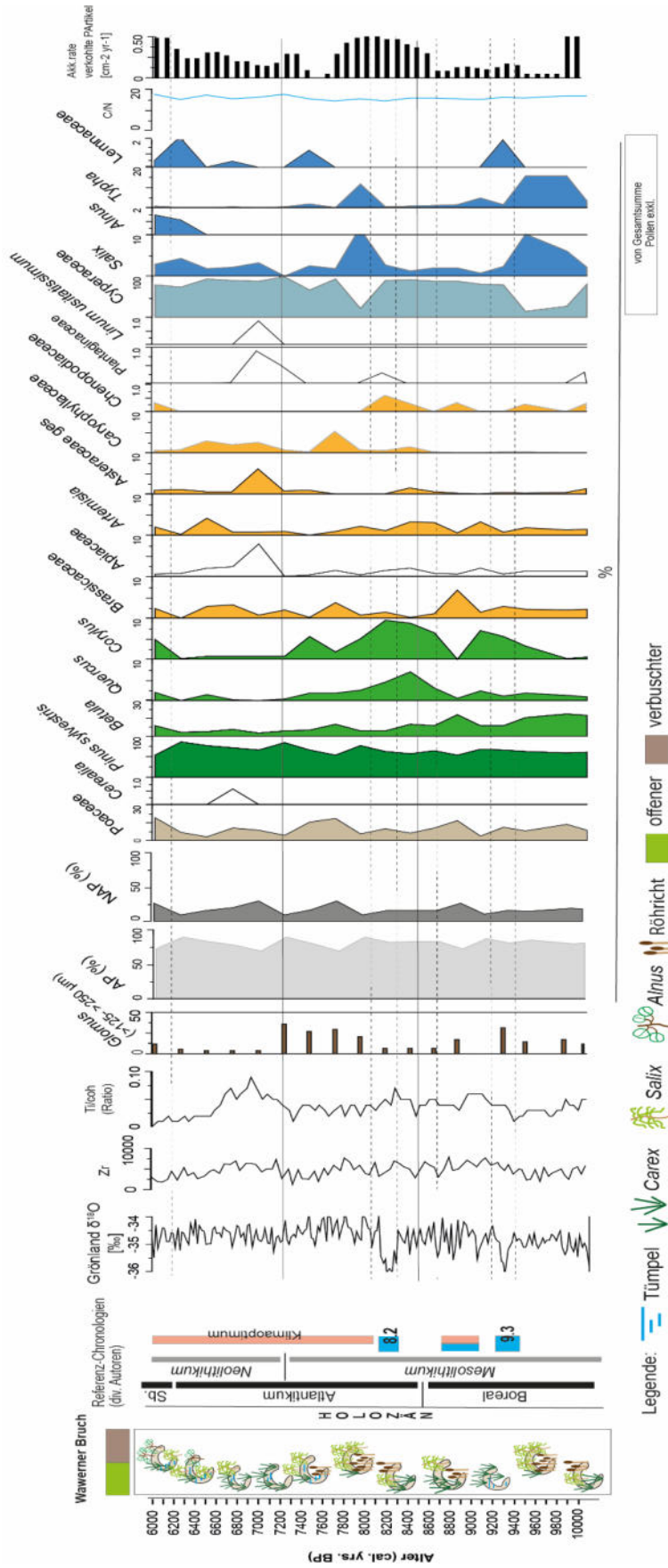


Abb. 22. Auswahl einiger Proxies für das Früh- und Mittelholozän (ca. 10-6 ka cal. BP) für Trier-Saarburg/ das Wawerner Bruch: δ¹⁸O (VINTHER et al. 2009), Zr, Ti/coh (Ratio), AP/ NAP, (über-) regionale Pollen (%), lokale Pollen (von Gesamtsumme exkludiert), Fe/Ti (Ratio), C/N und die Akkumulationsrate verkohlter Partikel. Horizontale Linien (gestrichelt) dienen der zeitlichen Orientierung im Diagramm, Linie (durchgehend): Abgrenzung Boreal-Atlantikum und Mesolithikum-Neolithikum.

FLETCHER et al. (2023) beschreiben eine Abkühlungsphase zwischen 10.300-10.000 ka BP, die u.a. in einem Archiv auf den britischen Orkney-Inseln durch verschiedene Proxies identifiziert wurde. Rekonstruktionen der Sommertemperaturen ergaben in zahlreichen europäischen Archiven Abweichungen von bis -2°C (u.a. LANG et al. 2010, VELLE et al. 2005, LAROCQUE-TOBLER et al. 2010). Eine Abkühlung um $2,5^{\circ}\text{C}$ - 3°C ist im Archiv Katerloch-Höhle (Österreich) rekonstruierbar (BOCH et al. 2009). Abkühlungen führen zu einer verringerten Vegetation, es kommt zu Hanginstabilitäten, wie sie in verschiedenen Archiven, z.B. in Norddeutschland, nachgewiesen wurden (FLETCHER et al. 2023, DREIBRODT et al. 2010).

Ab etwa 10.000 cal. Jahre BP kommt es in der Umgebung des Wawerner Bruchs zu Vegetationsbränden. Um 9898 cal. Jahre BP zeigt sich erneut eine *Peak Magnitude*. Das Klima scheint bis etwa 9800 Jahre BP noch instabil und kühl gewesen zu sein, dokumentiert durch die Sauerstoffisotopenkurve NGRIP. In diese kühl und vermutlich feuchten Bedingungen hat sich in der Talaue und direkt am Niedermoor erneut *Salix* verbreitet, auch *Typha* zeigt wieder Dominanz. Die Weiden und das Röhricht erreichen jeweils synchron ihre für das Boreal höchste Verbreitung um ca. 9450 cal. Jahre BP am Wawerner Bruch. Besonders die nach Bränden offenen Areale wurden von Weidengebüschen vermutlich rasch eingenommen. *Glomus*-Sporen deuten hier erneut auf erosive Prozesse. Dungpilze wie *Sordaria* zeigen die Begehung durch Wildtiere in den offenen oder halboffenen Arealen, die in den Gebüschern Nahrung und Schutz fanden.

Die Ti/coh-Werte steigen abrupt ab 10.300 cal. Jahre BP, bis sie um ca. 9350 cal. Jahre BP wieder auf minimale Werte sinken. Der Zeitraum deckt sich ebenfalls mit der o.g. Abkühlungsphase, und zeigt allochthone Sedimenteinträge; diese deuten auf die erwähnten Hanginstabilitäten bei geringerer Vegetationsbedeckung hin. Interessant ist hier auch die Korrelation mit Zirkonium; auch Strontium (Sr) korreliert hier mit Zr und Ti/coh und ist hier ebenso ein Indikator für mineralischen Eintrag. BJÖRCK et al. (2001) beschrieben diese genannte Abkühlungsphase als eines der holozänen IRD-Ereignisse („Event 7“ nach BOND et al. 1997), bei dem es erneut zu einem plötzlichen Süßwassereinbruch in den Nordatlantik kam, durch den die thermohaline Zirkulation beeinflusst wurde.

Holozän: Boreal: 9.3-ka-Ereignis

Ein weiterer Rückschlag während der holozänen Erwärmung fand im 9.3-ka-Ereignis Ausdruck.

Bis ca. 9400 cal. Jahre BP sinken die Werte von zunächst Ti/coh herab, obwohl die Bodenbedeckung durch Kräuter, z.B. der Offenland-Vegetation hier im mittleren Boreal in Wawern noch nicht sehr ausgeprägt sind. Diese zeigen sich durch kleineres, jedoch beständiges Vorkommen von z.B. Brassicaceae, Rubiaceae, Apiaceae, *Artemisia* und Chenopodiaceae. Die Naturlandschaft wird bis dahin von lockeren Baumbeständen mit Waldkiefern, Birken und wenigen Eichen und den sich ausbreitenden Haseln geprägt. Bis 9300 cal. Jahre BP erfolgt dann ein erheblicher Rückgang von *Salix* und *Typha*, mit sich ausbreitenden Cyperaceae-Beständen. Feuchtere Bedingungen zeigen sich nicht nur an der Ausbreitung von Seggen, sondern auch in einem starken Anstieg von Lemnaceen.

Durch den geringen Bewuchs kommt es zu erosiven Prozessen. Der Eintrag von *Glomus*-Sporen ist um 9300 cal. Jahre BP erhöht. Leicht ansteigende Werte im Eintrag allochthoner Sedimente, jedoch ohne signifikante Maxima zu erreichen, zeigen Zr und Ti/coh im Zeitraum ca. 9300 bis ca. 8400 cal. Jahre BP, mit einem Rückgang um ca. 8850 cal. Jahre BP. Zeitgleich um 8850 cal. Jahre BP erfolgt ein auffälliger Rückgang der sich bis dahin regional stark ausgebreiteten Hasel, auch Eichen und Waldkiefern zeigen sich rückläufig. Dieser temporäre Rückzug der Waldvegetation aufgrund kühleren Klimas begünstigte hier die Ausbreitung lichtliebender Offenlandvegetation mit Süßgräsern und insbesondere den Kreuzblütlern (Brassicaceae). Auch Hahnenfußgewächse (Ranunculaceae) und Gänsefußgewächse (Chenopodiaceae) profitieren.

Zwischen etwa 9000 BP-8650 BP zeigt die NGRIP- $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve Klimaoszillationen mit Rücksprüngen zu kühleren Phasen. Das unbeständige Klima führte lokal und regional in der Wawerner Region zu Veränderungen in der Vegetation. Nach ca. 8850 cal. Jahre BP geht zunächst der Anteil der Birken kontinuierlich zurück. Waldkiefer-Bestände steigen wieder leicht an. Besonders Eichen profitieren von den Bedingungen, zusammen mit der Hasel, und besiedeln nachfolgend die von Birken freigewordenen Areale. Es herrschen regional Eichenmischwälder mit Hasel vor. Hasellaub führt bei seiner Zersetzung zu einer Bodenverbesserung (SIROCKO 2013), so dass sich dort noch einfacher andere Laubbäume wie die Eichen etablieren können. Die Offenlandvegetation weicht zurück, besonders Poaceae und Brassicaceae. Andere Kräuter wie Rubiaceae, Apiaceae, *Artemisia*, Asteraceae, Caryophyllaceae und Chenopodiaceae halten sich jedoch oder treten hervor, besiedeln vermutlich Lichtungen, die Talaue oder randlich das offene Niedermoor, welches sich mit stark ausgeprägtem Cyperaceae-Bewuchs und nur sehr geringen Bewuchs mit Weiden und Röhricht zeigt.

Holozän: Atlantikum: 8.2-ka-Ereignis

Um 8550 BP beginnt das Atlantikum (SIROCKO 2013). Das 8.2.-ka-Ereignis ist ein wichtiger Marker in der Klimageschichte des Frühholozäns und gehört zu den sog. „Bond-Zyklen“. Das Abkühlungsereignis ist in Grönland und in zahlreichen Sedimentarchiven nachgewiesen. Der Ursprung dieses Klimaereignisses war das Abschmelzen des Nordamerikanischen Eisschildes mit einem erheblichen Schmelzwasserzuflusses in die Hudson Bay, mit Folgen für die Ausprägung der ozeanischen Umwälzströmung des Nordatlantiks (SIROCKO et al. 2016). In den Sedimentkernen des Holzmaares in der Eifel zeigen sich die Auswirkungen des 8.2-ka-Ereignis als kühlere und trockne Verhältnisse, die 120 Jahre andauerten (PRASAD & BAIER 2014). Diverse Autoren datieren das 8.2-ka-Ereignis zwischen ca. 8300-8100 cal. BP; in Frankreich (Massif Central) soll es zwischen 8400-8000 cal. BP stattgefunden haben (MARTIN et al. 2020). Nach LITT et al. (2009) zeigen sich in der Eifel keine Einflüsse des 8.2-ka-Ereignis, welches hier nur sehr schwach ausgeprägt gewesen sein sollte. Es wird vermutet, dass die Eichenmischwälder u.a. die Bodenerosion am Holzmaar verhindert haben. Die Eichenmischwälder mit Hasel überdauerten in der Eifel, während des frühholozänen Klimaoptimums, von etwa 10.500-6000 Jahre BP (b2k) (SIROCKO et al. 2016).

Das Sedimentarchiv Wawerner Bruch dokumentiert ab 8200 cal. BP absinkende Hasel-Werte, auch rückgehende Eichen-Anteile und nach 8200 cal. BP einen Einbruch im lokalen Seggenbestand, zugunsten der Ausbreitung von Weide und Röhricht mit *Maxima* um 7900 cal. BP. Zwischen ca. 8550-7600 cal. BP zeigt sich eine hohe Akkumulation verkohlter Partikel im Wawerner Bruch, mit einer *Peak Magnitude* in 8300 und 8018 cal. Jahre BP. Auch die höchste *Fire Frequency* liegt bei 8112 und 8018 cal. Jahren BP. Ob es sich hierbei um wiederkehrende, lokale Brände der Seggen, oder nahegelegener, regionaler Birken- oder Hasel-Bestände, oder durch Fernflug eingetragene Partikel handelt, ist schwierig zu definieren, da die Partikel nicht auf die Herkunftspflanzen untersucht wurden. Zum Ende des Mesolithikums gab es bereits im angrenzenden Luxemburger Gutland Menschen, die zwar noch in Jäger- und Sammlerkulturen lebten, welche jedoch Lager-, Rast- und Begräbnisplätze hinterließen. Da das Wawerner Bruch über viele Jahre andauernde gute Überlebensräume für kleinere Wildtiere bot, könnte diese Talaue auch durchaus schon von umherstreifenden mesolithischen Gruppen betreten und „benutzt“ worden sein, zumal die Flussnähe des Saar-Vorläufers auch zum Fischfang einlud. Nach SCHÜTT et al. (2002) wurden im Mesolithikum bereits höhere Mittelgebirgslandschaften, wie z.B. die Eifel, erkundet und genutzt.

Bis etwa 7200 cal. Jahre BP stabilisieren sich die Klimaverhältnisse in der Region Wawern. Die Ti/coh-Gehalte zeigen sich noch etwas variabel, gehen jedoch bis 7200 cal. BP auf ein Minimum zurück, wie auch in anderen Lokalitäten in Luxemburg nachgewiesen. Erosion tritt kaum noch auf, da die Böden dicht bewachsen sind. Auf den durch die Vegetationsbrände geöffneten Arealen haben sich wieder Gräser und Haselgebüsche verbreitet. Die Birken und auch die Eichen sind stark rückläufig, wohingegen sich Waldkiefern erneut etablieren. Viele andere Baumarten der Eichenmischwälder des Atlantikums sind nur in geringem Prozentsatz im Sedimentarchiv Wawerner Bruch vorhanden, beispielsweise die Hainbuchen (*Carpinus*).

GRANAI et al. (2020) rekonstruieren anhand der Molluskenfauna an der Lokalität Direndall in Luxemburg eine längere Zeitspanne, zwischen ca. 7100-6500 cal. Jahre BP, trockenerer Klimabedingungen. Es ist zu vermuten, dass der Rückgang einiger Pflanzen, wie auch der der Seggen im Wawerner Bruch, eine Folge dieser langandauernden Phase eher trockenen Klimas ist. Um ca. 7400 cal. Jahre BP zeigen auch einige Kräuter im Wawerner Tal einen Einbruch, wie z.B. Brassicaceae, *Artemisia* oder Caryophyllaceae. Andere Kräuter wie Rubiaceae und Asteraceae erobern die freigewordenen Lebensräume. Das Niedermoor Wawerner Bruch präsentiert sich halboffen mit leichtem Seggenschwund, zugunsten der Ausbreitung von *Salix*. Die Weidengebüsche erreichen jedoch hier nicht mehr dieselbe Dominanz. Lemnaceae deuten auf Bäche und Tümpel hin.

7.1.4. Erste Siedler in Wawern und im Großraum Saar-Lor-Lux

Holozän: Atlantikum: Neolithikum

Ein markanter Übergang in der Vegetationsentwicklung erfolgt im Wawerner Archiv um 7200 cal. BP, beim Übergang des Mesolithikums ins Neolithikum. Zunächst breitete sich im Laufe des späten Atlantikums zunehmend vom Süden her die bäuerliche Wirtschaftsweise in Deutschland aus (MEURERS-BALKE et al. 1999). Es wird angenommen, dass die ersten Siedler der bandkeramischen Kultur zeitgleich mit den dort schon lebenden Jäger-/ Sammlerkulturen nebeneinander, bzw. in Kontakt miteinander, wirtschafteten. Im Atlantikum erfolgt das Klimaoptimum des Holozäns, es wird vermutet, dass erst aufgrund wärmerer und feuchter Bedingungen, Ackerbau in Mitteleuropa ermöglicht wurde (z.B. MEURERS-BALKE et al. 1999). In der zweiten Hälfte des Atlantikums, zwischen ca. 7200-6200 cal. Jahre BP, zeigen sich in der Region Wawern diese ersten Spuren des bewussten und aktiven menschlichen Eingriffs in die seit der letzten Kaltzeit sich etablierten Naturlandschaften der Region. In den Laubwäldern wurden Rodungen betrieben, um dort Siedlungsplätze zu schaffen. Die ersten Haustiere weideten vermutlich in den Wäldern (Waldweide). Zwischen etwa 7200-6800 cal. Jahre BP verschwindet die Eiche dann nahezu komplett aus dem Waldbild der Wawerner Region, vermutlich wurde der Eichenmischwald gerodet, brandgerodet und bzw. oder das Holz zu Bauzwecken genutzt. Eine stetig ansteigende Kurve des Eintrags verkohlter Partikel ab etwa 7300 cal. BP deutet auf den zunehmenden Gebrauch des Feuers hin, um einerseits Brandrodung zu betreiben, und andererseits auch um die in den Unterkünften und Häusern vorhandenen Feuerstellen zu betreiben. Eine weitere *Peak Magnitude* ist 6138 cal. Jahre BP. Bis ca. 6200 cal. Jahre BP steigt zwar der Bestand von *Quercus* wieder leicht an, verbleibt aber in sehr geringem Vorkommen. Auch die Hasel wird intensiv verwertet, und wächst bis etwa 6200 cal. Jahre BP vermutlich nur noch in vereinzelt Sträuchern als Haselhain, nahe der Siedlung. Die Birkenbestände gehen weiter zurück. Nach einem leichten Rückgang der Waldkiefern bleiben diese Wälder jedoch auf gleichbleibend hohem Niveau.

Nicht nur in der Region Trier-Saarburg werden als Siedlungsplätze die Nähe zu Bächen und Flüssen bevorzugt worden sein, zumal sich die Nachfahren der Mesolithiker vom Fischfang ernährten (POSCHLOD 2015). Hierzu eignete sich insbesondere die geschützte Talau des früheren Mäanders in Wawern, mit seinen natürlichen Bachläufen und Tümpeln und der Nähe zur Saar. Dafür mussten zunächst die dort gedeihenden Bäume gerodet werden, um in den fruchtbaren Auen Wohnplätze und Flächen für den ersten Pflanzenanbau zu schaffen. In den verbliebenen Wäldern weidete das Vieh und ernährte sich von Laub, Nüssen und Früchten (SCHARL 2021). GOURIVEAU et al. (2020) rekonstruieren eine Öffnung der Landschaft und ein Aufkommen landwirtschaftlicher Aktivitäten in den Nordvogesen (Frankreich) um 7670 cal. BP (z.B. 5650 cal. BC). In Lothringen und im Elsass breitete sich die Linearbandkeramische Kultur um ca. 5500 cal. BC aus. Im Schwarzwald und oberen Rhein gibt es erste Hinweise auf Landwirtschaft zwischen 5700-5600 cal. BC (RÖSCH 2000).

Die höheren Mittelgebirgslandschaften waren zur Besiedlung, in diesem sehr frühen Stadium menschlichen Eingriffs, auch in klimatischer Hinsicht, noch nicht geeignet (RÖSCH 2000). In Mitteleuropa wurden vornehmlich die Lössflächen genutzt, die fruchtbare und leicht bearbeitbare Böden aufwiesen (MEURERS-BALKE et al. 1999).

7.1.5. Erste Kulturpflanzen in Wawern

Anthropogene Indikatoren beim Pollenspektrum des Offenlandes in Wawern, hier besonders des Ackerbaus, sind u.a. *Plantago lanceolata* (Spitzwegerich), *Linum usitatissimum* (Gemeiner Lein) und andere lichtliebende Pflanzen, dazu Getreidepollen. Im Archiv Wawerner Bruch weisen Pollen der Pflanzenfamilien von Plantaginaceae, *Linum*, Apiaceae, Asteraceae und Ranunculaceae auf die ersten Tätigkeiten im Kulturpflanzenbau um 7000 cal. Jahre BP hin. Es ist bekannt, dass aus der Leinpflanze auch Öl gewonnen und die Fasern (Flachs) genutzt wurden (MEURERS-BALKE et al. 1999).

Die ersten Getreidepollen im Archiv Wawerner Bruch wurden um 6800 cal. BP identifiziert. Zeitgleich zu den Rodungs- und Brandrodungsmaßnahmen, der Öffnung der Landschaft, steigt mit Ti/coh der Eintrag minerogener Partikel, bis um 6550 cal. Jahre BP. Das Wawerner Bruch zeigt sich zwischen ca. 7200 bis 6550 cal. Jahr BP noch dicht bewachsen von Seggen, begleitet von Weidengebüschen in der Talau. Das wärmere, feuchtere Klima begünstigte hier das Wachstum feuchtliebender Vegetation in den vernässten Arealen. Die Temperaturen lagen um 2°C höher als heute (MEURERS-BALKE et al. 1999). Eine Ausbreitung von *Alnus* in den Talauen der Saar erfolgte ab ca. 6500 cal. BP, im späten Atlantikum und beginnenden Subboreal, jedoch dominierte hier noch *Salix*. Das Wawerner Bruch zeigte sich hier als halbverbuschtes Areal mit offenen Tümpeln, in denen Lemnaceae vorkamen. *Fagus* (Rotbuche) erreicht einen leicht erhöhten Pollengehalt nach 6000 cal. BP. In etwa zur gleichen Zeit ist die Rotbuche auch in Luxemburg (Rouer) präsent (SCHITTEK et a. 2021). Im Nordosten Frankreichs (nördliche Vogesen), steigt der Gehalt der Rotbuche bereits zwischen 7970-7550 cal. BP (GOURIVEAU et al. 2020).

Holozän: Subboreal bis zum 4.2-ka-Ereignis

Mit dem Beginn des Subboreals änderte sich das Klima in Mitteleuropa, in Form der mittelholozänen Abkühlung (WANNER et al. 2008). Es wurde kühl-feucht, dies hat vermutlich die Ausbreitung der Rotbuchen eingeleitet (TINNER & LOTTER 2001, 2006). LITT et al. (2009) haben die Veränderung des Klimas zwischen dem Atlantikum und Subboreal anhand der Ausbreitung von *Fagus* in Sedimentarchiven der Westeifel, am Holzmaar und am Meerfelder Maar, festgestellt. Wie auch in den Nordvogesen zeigt sich allerdings im Raum Trier-Saarburg dennoch nur eine geringe Ausbreitung von *Fagus*. In den Vogesen etabliert sich *Fagus* mit höheren prozentualen Anteilen erst frühestens 4500-4150 cal. BP (GOURIVEAU et al. 2020), ähnlich wie in Wawerner Archiv (Abbildung 23) ab etwa 4000 cal. Jahre BP.

Nach Ausbringung erster Kulturpflanzen in die Region Trier-Saarburg geht dieser Trend zum Ende des Atlantikums zurück. Zu Beginn des Subboreals, ab ca. 6200 cal. BP, verschwindet das durch Rodung und Waldweide entstandene Offenland und eine Verbuschung oder Wiederausbreitung der Wälder beginnt: *Betula*, *Quercus*, *Corylus* und *Carpinus* breiten sich aus. Es zeigen sich veränderte Fe/Ti-Gehalte, welche ansteigen, so dass zeitweise Trockenheitsphasen vermuten werden (SHOTYK 1988).

Ein Rückgang der Waldkiefern wird von der Ausbreitung der Poaceen begleitet. Die Süßgräser besiedeln die freiwerdenden Lebensräume, z. B. der nun aufgelichteten Wälder. Offenland entsteht, mit u.a. *Artemisia*, Ranunculaceae und Chenopodiaceae. Rodungs- und/oder Brandrodungsmaßnahmen in den Waldkiefer-Beständen, wie erhöhte Einträge verkohlter Partikel andeuten, weisen hier auf einen Fokus im Gebrauch des Kiefernholzes, und eine Ausweitung der Nutzung auch höher gelegener Landschaften, und nicht mehr nur der Talauen. Der Rückgang von *Pinus* im Verlauf des gesamten Subboreals erfolgt „wellenartig“, bis zunächst bei 5800 cal. Jahre BP ein Minimum erreicht wird (Abbildung 23).

Interessant ist das nur geringe Vorhandensein verkohlter Partikel, hier wurden die Wälder nicht durch Brandrodung aufgelichtet, sondern gerodet, um vermutlich das Holz u.a. als Bauholz zu verwenden. *Quercus*, *Corylus* und *Carpinus* sind rückläufig, *Fagus* erreicht ein Maximum bei ca. 5800 cal. Jahre BP. Poaceae nehmen die halblichten und lichten, ehemals bewaldeten Flächen ein.

Hinweise auf den erneuten und dauerhaften Anbau von Kulturpflanzen zeigen sich besonders anhand der Brassicaceen, die sich bis über die Anfänge der Bronzezeit etablieren. Andere Pflanzenfamilien wie die Apiaceae, Caryophyllaceae und Chenopodiaceae erscheinen temporär im Sedimentarchiv, wie auch *Artemisia*. Einerseits zeigen sich einige Arten dieser Familien häufig als Ackerunkräuter, andererseits ist bekannt, dass viele unserer Kulturpflanzen, die auch als „sekundäre Kulturpflanzen“ bezeichneten Arten, nach und nach im Ackerbau Verwendung fanden, als ihr Nutzen erkannt oder bekannt wurde. Natürlich lässt sich anhand der Pollenbefunde nicht exakt aussagen, ob es sich hierbei nun um ackerbaulich genutzte Kulturpflanzen handelte oder Acker-Begleitvegetation, jedoch deutet die Anwesenheit mancher Pflanzen, besonders z.B. durch ein im Datensatz kontinuierliches und erhöhtes Vorhandensein der Brassicaceen, eher auf gezielten Anbau hin. Der Rübenkohl (*Brassica rapa campestris*) ist ein Beispiel, dessen Zucht bzw. Anbau möglicherweise schon vor der Eisenzeit bekannt war, wie ein Fundbeispiel aus der Schweiz (Solothurn) zeigt (MEURERS-BALKE et al. 1999). Im warm-feuchten Klima zwischen etwa 5300-4000 cal. Jahre BP ist die Landschaft in Trier-Saarburg stark geöffnet mit lichtliebenden Pflanzen und Kulturanbau. Neben den Brassicaceen, zeigen besonders Ranunculaceae, Asteraceae, Plantaginaceae sehr hohe Einträge auf, aber Rubiaceae, Apiaceae, Caryophyllaceae sind auch vertreten. Zugunsten der Kräuter-, Gemüse- oder Heilpflanzen ist die Ausdehnung der Gräser geringer, aber konstant. MEURERS-BALKE et al. (1999) beschreiben für das Rheinland des Spätneolithikums, im Subboreal, die Vergrößerung ackerbaulicher Flächen sowie die Verbindung kleiner Anbauflächen miteinander, was zu einem erhöhten Eintrag von Pollen der Kräuter führte.

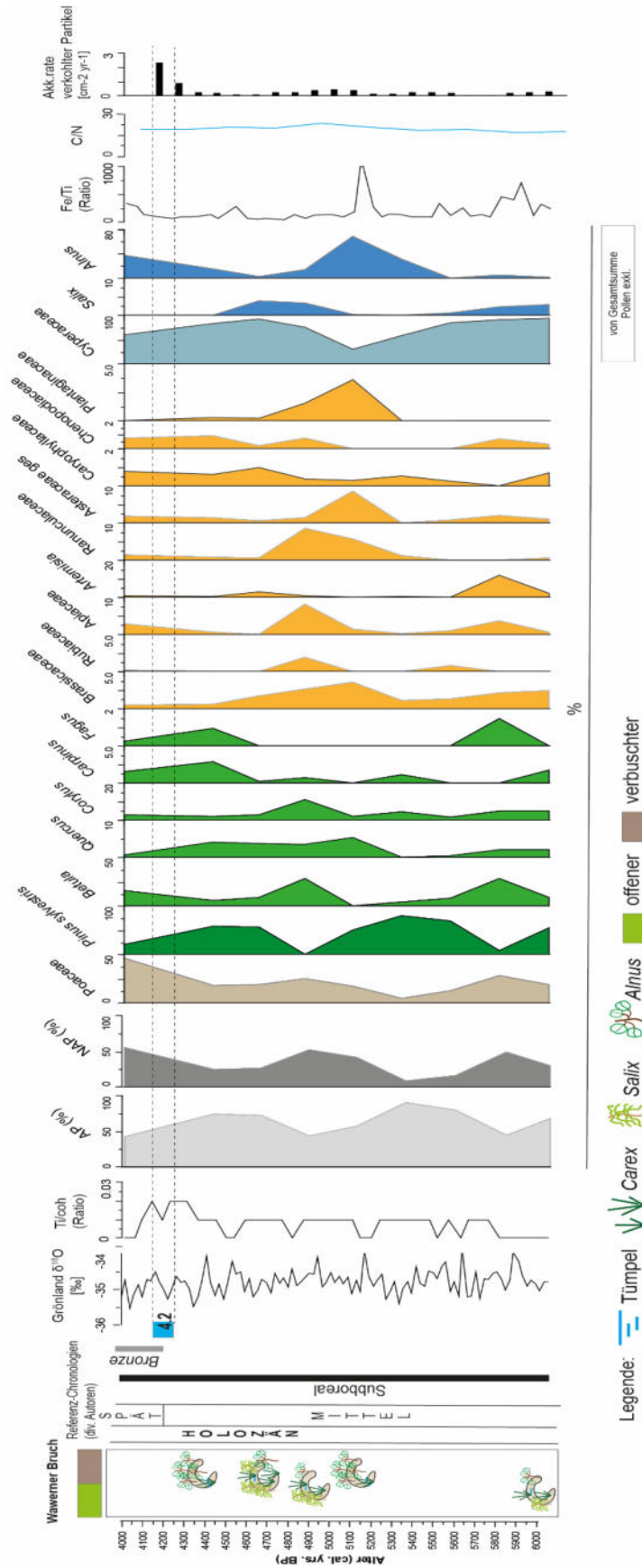


Abb. 23. Auswahl einiger Proxies für das Mittel- und Spätholozän, mit Beginn der Bronzezeit (ca. 6-4 ka cal. BP) für Trier-Saarburg/ das Wawerner Bruch: δ18O (VINTHER et al. 2009), Ti/coh (Ratio), AP/ NAP, (über-) regionale Pollen (%), lokale Pollen (von Gesamtsumme exkludiert), Fe/Ti (Ratio), C/N und die Akkumulationsrate verkohlter Partikel). Linien (gestrichelt): Markierung 4.2-Ereignis.

Die Waldkiefern gehen, wie oben bereits erwähnt, um ca. 5800 cal. Jahre BP auf ein Minimum zurück, aber diese Minimalausprägung zeigt sich, nach einer Erholung auf das vorhergehende Maximum, erneut um 4850 cal. Jahre BP. Synchron zur *Pinus*-Kurve zeigt sich Birkenbewuchs, als vermutliche Pioniervegetation, in den ehemals von Kiefernwäldern dominierten Flächen. Ab ca. 5300 cal. Jahre BP dehnt sich der Eichenwald wieder aus, Hasel ist im gesamten Mittleren Holozän vorhanden, mit variabler Ausdehnung. Die Hainbuchen wachsen bis ca. 4600 cal. Jahre BP noch etwas zaghaft, breiten sich danach jedoch, wie die Rotbuchen, großflächiger aus.

Bis ca. 5550 cal. Jahre BP weichen *Salix* und *Alnus* zurück, bei ausgedehnter Seggenvegetation. Danach gibt es einen Wandel, *Salix* verschwindet nahezu bis ca. 5050 cal. BP aus der Talau, und *Alnus* nimmt diesen Platz ein und erreicht die höchste Ausweitung zeitgleich. Die höheren Fe/Ti-Werte deuten hier wieder auf zeitweise auftretende Klimavariationen mit Trockenperioden. Zwischen 5550-5055 cal. BP gehen die Cyperaceen am Wawerner Bruch stark zurück und begünstigen eine weitere Verbuschung durch die Erle, so dass sich zu dieser Zeit des Mittleren Holozäns vermutlich ein Erlenwald, oder ein Erlenbruch, ausgebildet hat. Die C/N-Werte erreichen zwischen 5336-4630 cal. Jahre BP Werte über 20. Das Klima im Subboreal zeigt sich in der grönländischen Sauerstoffisotopenkurve variabel, aber ohne größere Einbrüche zu Klimaoptima oder -pessima, die sich in „Klima-Events“ ausgedrückt hätten. In etwa synchron zum subborealen „Erlen-Gipfel“ des Wawerner Bruchs bei ca. 5050 cal. Jahre BP, deutet die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve um ca. 5100 cal. BP auf warme Bedingungen, ungefähr zeitgleich zeigt sich ein sehr markantes Maximum in den Fe/Ti-Werten.

In Rouer, im luxemburgischen Gutland, hatte sich bereits ab etwa 6000 cal. BP ein Erlenwald etabliert (SCHITTEK et al. 2021). Nach DAVIS et al. (2003) waren die saisonalen Temperaturschwankungen in Mitteleuropa nach 6000 cal. Jahre BP bereits um ± 1 K den heutigen Temperaturen angeglichen. Um 4200 cal. Jahre BP zeigen sich in Wawern erhöhte Raten von Ti/coh, die zu dieser Zeit auch in Rouer verzeichnet sind (SCHITTEK et al. 2021). Das 4.2-ka-Ereignis bildet die Grenze zwischen Mittlerem und Spät-Holozän (WALKER et al. 2018, 2019).

7.1.6. Die Entwicklung der frühen Kulturlandschaften in Trier-Saarburg

Holozän: Subboreal: Bronzezeit

Die Bronzezeit (Abbildung 24) war von etwa 4200 bis 2800 cal. Jahre BP, eine für diese Großregion Saar-Eifel-Luxemburg wichtige kulturelle Epoche, da die nun vornehmlich agrarisch ausgerichteten Kulturen in zunehmenden Maßen in die Naturlandschaft eingriffen. Es kam zur Ausbildung erster Kulturlandschaften in der Trierer Talweite (CLEMENS & LÖHR 2001).

In der späteren Bronzezeit lebten Angehörige der Urnenfelderkultur (Rheinisch- Schweizerisch-Ostfranzösische Gruppe: RUPPEL 1990, SPERBER 1987) in der Region, zuvor die Bandkeramiker. Die Urnenfelderkultur verbreitete sich innerhalb hunderter Jahre u.a. entlang der Saar-Regionen bis nach Trier (Dehn 1964). Erstmals wurde Kupfer zur Herstellung verschiedener Utensilien genutzt, z.B. in Luxemburg zum Ende des Neolithikums (PAULKE 2019). Aus dem obersten Buntsandstein (Voltziensandstein) könnte primäres Kupfererz gewonnen worden sein (NEGENDANK 1983), vermutlich stammte das Kupfer jedoch aus den größeren Lagerstätten Nord-Lothringens (BLOUET & LANSIVAL 1993). Ab der Spätbronzezeit (ca. 1300-800 cal. BC, GRANAI et al. 2024) wurde Eisen verwendet. Zwischen ca. 4150-3750 cal. Jahre BP deuten die höheren Einträge verkohlter Partikel in den Sedimenten des Wawerner Bruchs vermutlich auch hier auf die Anwendung der neuen Handwerke und des zunehmenden Gebrauch des Feuers; begleitet vom starken Rückgang sämtlicher Bäume, insbesondere *Betula*, *Quercus*, *Carpinus* und *Fagus*. CLEMENS & LÖHR (2001) beschreiben die Landschaft der Trierer Talweite als nicht komplett baumfrei, aber geprägt von Büschen und (sekundärem) Niederwald. Auch *Alnus* geht lokal stark zurück, das Wawerner Bruch wird wieder offener. CLEMENS & LÖHR (2001) beschreiben die zunehmende Nutzung der Flussauen im Raum Trier als Weideareale für Tiere. Dazu wurde das Holz der Auen geschlagen, und erst nach der Trocknung verbrannt. Bis ca. 3750 Jahre BP erfolgt zudem ein Rückgang der Pflanzen des Offenlandes, besonders der Kulturanzeiger. Dies deutet auf den Kälteeinbruch um 4200 ca. Jahre BP hin. Rückgehende Temperaturen und erhöhter Niederschlag sind ungünstig für die Entwicklung mancher Anbaupflanzen, so dass sich der Polleneintrag durch z.B. eine ausbleibende Blüte verringerte. Um 4200 cal. BP gibt es in anderen Sedimentarchiven Hochwasserspuren, die Überflutungen anzeigen, z.B. am Ulmener Maar (SIROCKO 2010), an früheren Mäandern der Mosel und Kyll in Form der Ablagerung von Baumstämmen (DÖRFLER et al. 1998, LÖHR & NEYSES-EIDEN 2001). Ab 3750-2800 cal. Jahre BP erholt sich die Vegetation unter wärmeren Bedingungen. Nun tritt auch hier wieder der Mensch in Form ackerbaulichen Maßnahmen in Erscheinung, dessen Eingriffe in die Landschaften sich nun stetig ausweiten. Um ca. 3600 cal. Jahre BP und 3050 cal. Jahre BP gibt es Maxima der *Cerealia*-Pollen. Auch Ranunculaceae und Plantaginaceae haben um 3600 cal. Jahre BP höhere Einträge; Ranunculaceae kann sich jedoch auch auf vernässten Wiesen am Wawerner Bruch ausgebreitet haben, da BEHRE (1981) die Hahnenfußgewächse als Kulturindikator anthropogener Einflüsse in die Rubrik Feuchtwiesen/ -weiden stellt.

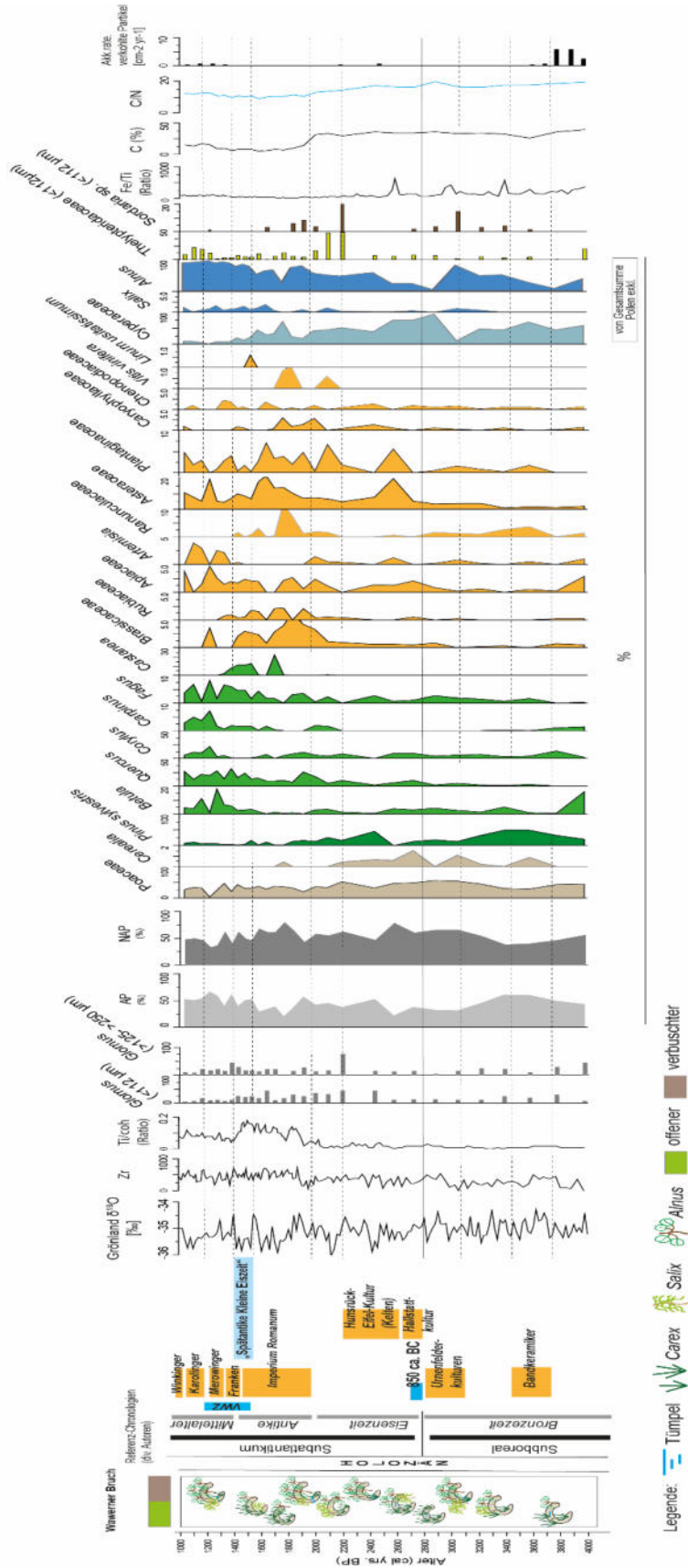


Abb. 24. Auswahl einiger Proxies für die Bronze- und Eisenzeit, Antike und dem beginnenden Mittelalter bis zur Wikingerzeit. (ca. 4-1 ka cal. BP) für Trier-Saarburg/ das Wawerner Bruch: VWZ = Völkerwanderungszeit, δ18O (VINTHER et al. 2009), Zr, Ti/coh (Ratio), AP/ NAP, (über-) regionale Pollen (%), lokale Pollen (von Gesamtsumme exkludiert), Farm- und Pilzsporen (n/ml), Fe/Ti (Ratio), C (%), C/N und die Akkumulationsrate verkohlter Partikel. Horizontale Linien (gestrichelt) dienen der zeitlichen Orientierung im Diagramm, Linie (durchgehend): Übergang Subboreal-Subatlantikum.

Dungsporen von *Sordaria* sp., sind im Sedimentarchiv Wawerner Bruch im Zeitraum 3400-3000 cal. Jahre BP zeitweise erhöht und deuten auf die Anwesenheit von Tieren, entweder Weide- und/ oder Wildtieren. Insbesondere *Betula*, *Quercus*, *Corylus* und *Carpinus* weisen zeitgleich nur noch geringe Präsenz in der Landschaft auf. Die Werte für *Fagus* und *Alnus* steigen im Gegenzug. Besonders *Fagus* profitiert von der Offenlandsituation. Zunächst zeigt sich eine Erholung der Cyperaceae (Seggenbewuchs), jedoch fallen die Werte nach 3600 cal. Jahre BP stetig ab, zugunsten der Erle. Das Wawerner Bruch präsentiert sich in der Bronzezeit zunächst halboffen, mit zunehmendem *Alnus*-Bewuchs, bis um 3000 cal. Jahre BP, als das Wawerner Bruch von Erlenwald dominiert wird und der offene Moor-Charakter vollends verschwindet. Etwa zeitgleich erhöhen sich die Fe/Ti-Werte.

Bis etwa 3050 cal. Jahre BP sind auch noch *Pinus*-Wälder präsent, während der Anteil an Gräserpollen zunächst gering zurückweicht, um dann nach 3000 cal. Jahre BP wieder anzusteigen. In diesem Zeitraum erfolgt eine Zunahme der Rodungen, allerdings griffen die Menschen der Urnenfelderkultur bis etwa 3000 cal. Jahre BP noch nicht intensiv in die *Pinus*-Wälder der Region Trier-Saarburg ein. Auch an der Lokalität Rouer (Luxemburg) finden sich während der Bronzezeit ähnliche Nutzungsspuren, die sich in zunehmenden Anteilen von Gräsern, Kräutern, und dem Rückgang der Baumpollen andeuten (SCHITTEK et al. 2021). In den nördlichen Vogesen (Frankreich) sind die menschlichen Eingriffe während der Bronzezeit noch schwach und kurzweilig, es gab dahingehend jedoch Auflichtungen der Wälder und einen erhöhten Eintrag von Nichtbaumpollen (GOURIVEAU et al. 2020). Aus benachbarten Regionen der Nordvogesen, aus dem Oberrheingraben und dem Schwarzwald, ist die Nutzung von Waldweide und Weidenwirtschaft, zumindest zeitweise während der Bronzezeit, rekonstruiert (SUDHAUS & FRIEDMANN 2015, MÄCKEL et al. 2009).

Holozän: Subatlantikum: Eisenzeit

Der Übergang zwischen Subboreal und Subatlantikum ist zugleich mit dem Kulturwechsel zwischen der Bronzezeit und Eisenzeit verbunden und erfolgte etwa um 2800 cal. Jahre BP. Im Zeitraum von ca. 2800-2700 cal. BP kam es zu einem Klima-Ereignis („850 cal. BC“) (WANG et al. 2012, ZOLITSCHKA et al. 2003), welches in der Nordhemisphäre zu kalt-feuchtem Klima und in vielen hier angesprochenen Regionen zu Migrationsbewegungen führte. Dies erfolgte zu Beginn der Hallstattkultur in der Hallstattzeit. Die Hallstattkultur gilt als Nachfolger der Urnenfelderkultur, welche sich kulturell vermischten, und in der Südeifel-Region in der sogenannten Laufelder Gruppe aufging.

Bis zum Ende der Bronzezeit um 2800 cal. Jahre BP erfolgt zunächst eine Wiederausbreitung von *Fagus* und auch *Betula* in der Region Trier-Saarburg. Auch in den Nordvogesen (Nordostfrankreich) wird eine Zeit der Siedlungsleere mit brachliegenden und verbuschenden Arealen (mit *Pinus* und *Fagus*) rekonstruiert (GOURIVEAU et al. 2020). Im luxemburgischen Gutland (Standort Rouer) führte dies zu einer Wiederbewaldung vormals bewirtschafteter Flächen durch *Fagus*, *Carpinus*, *Corylus* und *Quercus* (SCHITTEK et al. 2021).

Was die anderen Baumarten betrifft, kommt es in Wawern nur zu einem leichten Anstieg von *Corylus* und *Quercus*, allerdings unter dem Rückgang von *Pinus sylvestris*, *Betula* und *Fagus*. Der Anteil an Süßgräsern geht hier nur leicht zurück, die Kräuter Apiaceen steigen an. Vermutlich gelang es hier in der geschützten Tallage, etwas Getreide und anspruchslose Gemüsepflanzen anzubauen. Auswirkungen des Kälterückschlags zeigen sich im Sedimentarchiv Wawerner Bruch also nicht so deutlich wie in den anderen benachbarten Lokalitäten.

Das Niedermoor präsentiert sich allerdings sehr dicht bewachsen mit Seggen, zwischen 3000-2800 cal. Jahre BP steigt der Cyperaceen-Anteil sehr stark an, während im Gegenzug *Alnus* um 2800 cal. Jahre BP fast verschwunden ist. Die kalt-feuchten Bedingungen haben hier zu einer erneuten Offenland-Situation mit Tümpeln geführt, in denen sich Lemnaceae ausbreiteten. Auch Röhricht (*Typha latifolia*) ist um 2800 cal. Jahre BP stark vertreten, geht dann aber bis zum Ende der kalten Phase zurück.

Spätestens ab der Eisenzeit (800-53 v. Chr./ ca. 2750-2003 BP) wurde das rheinische Mittelgebirgsland besiedelt (DEHN 1964, SORMAZ & STÖLLNER 2005). In der Eifel erfolgte zunächst eine Wiederbewaldung, bis dort, mit der Ausbreitung der Hunsrück-Eifel-Kultur (HEK), die ersten stärkeren anthropogenen Eingriffe in die Natur durch intensivierete Rodungen auftreten. Die sich in den Lichtungen ausbreitenden Gräser und Kräuter zeigen die landwirtschaftliche Nutzung, die bis zum Beginn der Römerzeit am Holzmaar und Ulmener Maar ununterbrochen anhielt (LITT et al. 2009). Im benachbarten Luxemburg war die HEK (700-250 v. Chr., 2650-2200 BP) eine keltische Kultur (PAULKE 2019). Im gleichen Zeitraum expandierte die ursprünglich schweizerische Latènekultur aus dem süddeutschen Raum schrittweise gen Norden. Im Massif Central (Bergkette Monts du Forez, Frankreich) zeigt sich am Gourgon-Moor-Komplex seit ca. 2250 cal. BP eine Hauptsiedlungsphase (DENDIEVEL et al. 2023). Die Gourgon-Berge im östlichen Bereich des französischen Zentralmassivs, gelten insgesamt als eine Region, die bereits früh und ununterbrochen besiedelt war (CUBIZOLLE et al. 2014).

Während des älteren Latène lag die Region Trier zwar nur am Rande der keltischen Gebiete, es gab hier zwischen 400-500 v. Chr. (2350-2450 BP) jedoch Handel und keltisch beeinflusstes Handwerk. (HORNUNG 2012). Burganlagen und Befestigungen prägten die Hunsrück-Eifel-Kultur, so dass sich in dieser Zeit bereits eine soziale Differenzierung der Gesellschaft ausgebildete. Im Hunsrück wurden in keltischer Zeit besonders schwer zugängliche Hochplateaus genutzt, um dort Befestigungen zu bauen, die als Rückzugsorte und Herrensitze dienten (z.B. keltischer Ringwall „Hunnenring“ und das Oppidum bei Otzenhausen (HORNUNG 2012). Die als Kelten bezeichneten Kulturen gelangten an Mittelrhein, Mosel und Saar im Verlauf der späten Hallstattkultur. Dort beeinflussten sie die späte Latènekultur. Die Kelten besiedelten 500 Jahre lang weite Teile Mitteleuropas, bis zum Auftreten der Römer (DEHN 1964).

Holozän: Subatlantikum: Eisenzeit: Ältere Hunsrück-Eifel-Kultur (HEK I)

Bis zur älteren Hunsrück-Eifel-Kultur (Späte Hallstattzeit, HEK I) um 600 v. Chr. (2550 BP) werden in Trier-Saarburg die *Pinus*-Wälder sehr stark genutzt und gerodet (Abbildungen 24 und 25). Auch *Fagus* ist davon betroffen. *Betula* und *Corylus* hingegen nicht, diese Baumarten erreichen stabile Vorkommen. Die Gräser sind weiterhin intensiv verbreitet, bewachsen u.a. die frisch gerodeten Flächen, die vermutlich für Bauzwecke von Siedlungen, Befestigungen oder als landwirtschaftliche Areale genutzt werden. Kräuter wie Apiaceae, Plantaginaceae und Asteraceae breiten sich stark aus, während Chenopodiaceae und Rubiaceae rückläufig sind. Apiaceae deuten vermutlich auf die Nutzung von Gemüsepflanzen hin, wie z.B. der Wilden Möhre (*Daucus carota*). Die wilde Möhre kommt auch als Wildpflanze vor. Ein Anbau ist zu vermuten, aber auch archäologisch schwierig nachzuweisen, da sich z.B. Samen und Früchte der Wildpflanzen nicht von der Kulturform der Eisenzeit unterscheiden. In der Eisenzeit des Rheinlandes sind archäobotanisch Möhren, Rüben und Feldsalat nachgewiesen, ein Anbau ist wahrscheinlich (KNÖRZER & GERLACH 1999).

Im Wawerner Bruch beginnt ein Rückgang der Seggen und der Röhrichte, die zwischen ca. 600-450 v. Chr. (2550-2400 BP) vollends verschwinden, zugunsten einer beginnenden *Alnus*-Expansion. Zunächst hält sich jedoch weitgehend die Offenland-Situation mit Tümpeln.

Ab 600 v. Chr. (2550 BP) zeigen sich die Auswirkung der verstärkten Besiedlung der Mittelgebirge. Nun verschwinden *Betula*, *Quercus* und *Carpinus* aus dem Waldbild zugunsten landwirtschaftlicher Anbauflächen. Interessant ist ein Wiedererstarben von *Pinus* und *Fagus* bis 450 v. Chr. (2400 BP). Getreide werden nun kontinuierlich angebaut, der regionale Fokus in Trier-Saarburg liegt jedoch vermutlich in der Nutzung und Förderung, oder des tatsächlichen Anbaus, krautiger Vegetation wie Gemüse- oder Kräuterpflanzen. Hier sind weiterhin die Apiaceae stark vertreten, mit Begleitkräutern wie Plantaginaceae, und anderen Offenland-Anzeigern (z.B. Poaceae, *Artemisia*, Asteraceae, Caryophyllaceae).

Ab 600 v. Chr. (2550 BP) breiten sich sehr stark Erlen im Wawerner Bruch und in der Talau aus. Durch die zunehmende Verbuschung verschwindet der Offenland-Charakter nun schleichend. An Senken verbleiben Tümpel mit erheblicher Ausbreitung von Wasserlinsen.

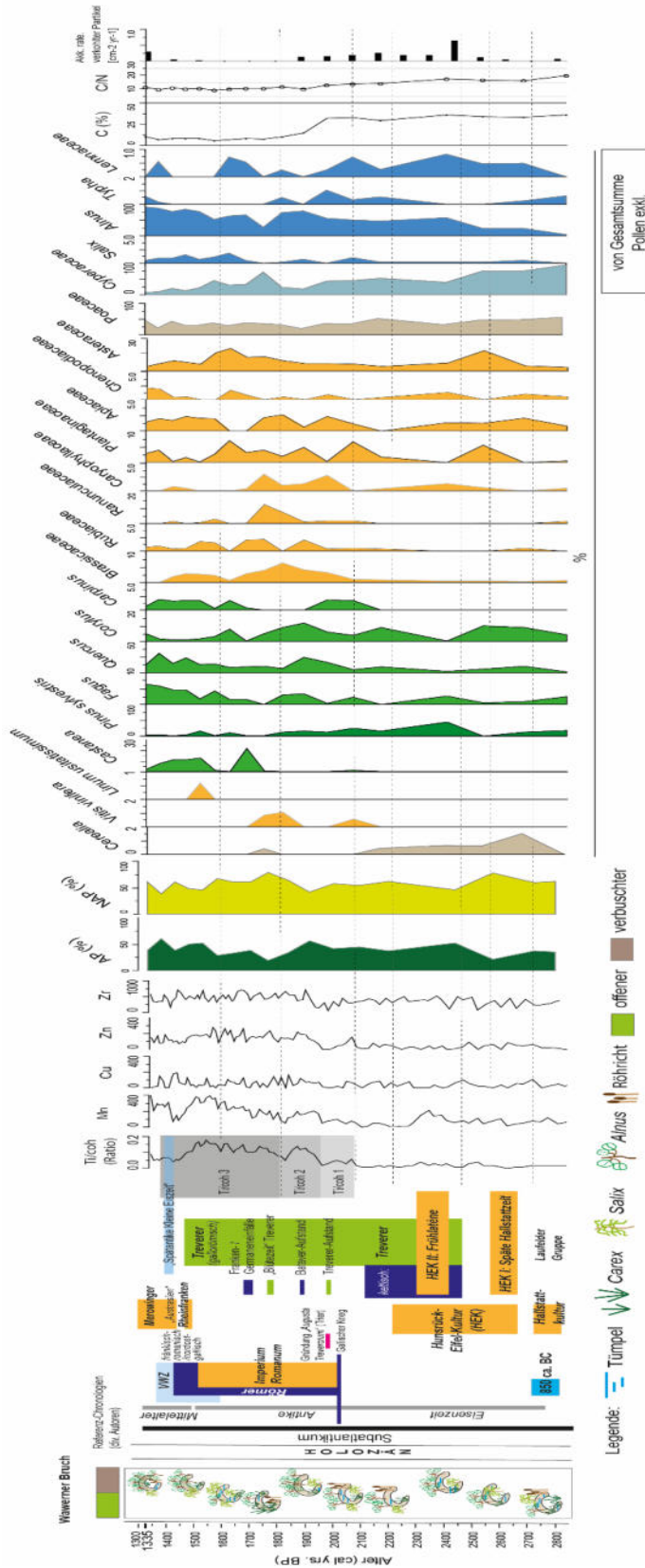


Abb. 25. Ansicht ausgewählter Proxies für die Eisenzeit, Antike und das Frühmittelalter, zur detaillierten Betrachtung der Eisen- und Römerzeitlichen Epoche (ca. 2.8-1.3 ka BP) für Trier-Saarburg/ das Wawerner Bruch. VWZ = Völkerwanderungszeit, Ti/coh (Ratio), Kulturanzeiger (Pollen), C (%), CN, die Akkumulationsrate verkohlter Partikel. XRF-Messwerte (Mn, Cu, Zn, Zr), AP/ NAP, (überregionale Pollen (%), lokale Pollen (von Gesamtsumme exkludiert). Horizontale Linien (gestrichelt) dienen der zeitlichen Orientierung im Diagramm.

Holozän: Subatlantikum: Eisenzeit: Jüngere Hunsrück-Eifel-Kultur (HEK II)

Mit Beginn der jüngeren Phase der Hunsrück-Eifel-Kultur (Frühlatènezeit, HEK II) ab 450 v. Chr. (2400 BP) erfolgen (Brand-) Rodungen der Wälder. Um 450 v. Chr. zeigt der Eintrag verkohlter Partikel die Brandrodungsmaßnahmen an, begleitet von Erosion. Die Nutzung des Feuers zur Rodung von Wald und Brachland in den Vogesen (Frankreich) wurde von GOEPP (2007) für diesen Zeitraum beschrieben. Auch hier, in 2472 cal. Jahre BP, ist eine *Peak Magnitude* durch CharAnalysis 1.1 berechnet worden. Im Untersuchungsgebiet sind insbesondere die Bestände von *Carpinus*, *Betula* sowie *Quercus* in dieser Zeit auf nur noch kleinste Anteile reduziert. Nur *Fagus* und *Pinus* erholen sich. Bis 450 v. Chr. geht der Offenland-Charakter des Wawerner Bruchs weiter zurück, während sich Erlen ausdehnen. Dennoch erreichen Lemnaceae hier einen ausgeprägten Bestand in vermutlich tieferen Senken und gering fließenden Bachläufen. Durch den Rückzug der Röhrichte gab es vorläufig weitere offene Flächen, die nach und nach von den Erlen eingenommen wurden.

Die Rodungen des Baumbestands in der Umgebung ermöglichte die Nutzung des neu geschaffenen Offenlandes zur landwirtschaftlichen Produktion, z.B. für den Getreideanbau. Im Wawerner Bruch kam es nun auch wieder zur Begehung durch Wildtiere oder Vieh, wie ein kleiner Anstieg der Dungsporen zeigt, welche hier vermutlich auch die jungen Pflanzentriebe fraßen. In den Nordvogesen werden koprophile Pilzsporen der Bronzezeit mit Pastoralismus (Naturweidewirtschaft) in Verbindung gebracht (GOURIVEAU et al. 2020).

Holozän: Subatlantikum: Eisenzeit: Kelten/ Treverer

Um 500 v. Chr. (2450 BP) beherrschten die Kelten weite Gebiete des Untersuchungsgebietes. In der Region Trier waren die Volksstämme der Treverer ansässig, die eine keltische Kultur des Spätlatène bildeten. Die Treverer siedelten an der Mosel, nach *G. I. Caesar* zumindest in den Gebieten zwischen Rhein und Maas (DEHN 1964, HEINEN 1988), mit politischer Reichweite bis zur Eifel und den Ardennen, welche sich im Widerstand gegen die Römer widerspiegelte (HEINEN 1988). Die Treverer fokussierten sich auf Getreideanbau und die Viehzucht, für die in den Waldsiedlungen weitere Flächen gerodet wurden. Daneben betrieben sie auch Eisenverhüttung. Ab 2450 cal. Jahre BP (ca. 500 v. Chr.) war der Anteil an Waldkiefern in Trier-Saarburg bis in die Römerzeit stark rückläufig, genauso wie der Anteil der Buchen, dies betraf beide Baumarten zunächst bis 2150 cal. Jahre BP (ca. 200 v. Chr.). Regional erfolgte zeitgleich eine Regeneration der Birken, Eichen und Haseln; Letztere erreichen um 200 v. Chr. ein Maximum. Ab 2150 cal. Jahre BP erholen sich leicht die *Pinus*-Wälder, erreichen aber nur noch kleinere Verbreitung. *Betula* und erstmals wieder *Carpinus* zeigen bis zum Ende der Eisenzeit und in die frühe Römerzeit nochmals starken Zuwachs. Ab 2150 cal. Jahre BP bis zum Gallischen Krieg 58-50 v. Chr. (2008-2000 BP) dünnen sich die Eichenwälder im vorliegenden Profil zunächst stark aus, bis sie im Epochenwechsel zur Römerzeit wieder enorm expandieren.

Das stetige „auf und ab“ der Baumvegetation spiegeln hier Rodungsintervalle, da zur Eisenverhüttung viel Brennholz benötigt wurde, und Regenerationsphasen der Bäume auf den später aufgelassenen Anbauflächen wider. Die Zersiedlung der Landschaft nahm hier wohl seinen Lauf.

Zwischen 2400-2150 cal. BP (450-200 v. Chr.) beherrscht Offenland die Region Trier-Saarburg. Inwieweit auch Gemüse und Kräuter angebaut wurden, lässt sich anhand der Pollenbefunde nicht exakt rekonstruieren, jedoch sinkt der Anteil der *Apiaceae* stetig, unter konstantem Anstieg der *Poaceae*. Andere Offenland- und Kulturanzeiger wie *Asteraceae*, *Plantaginaceae*, *Caryophyllaceae* und *Chenopodiaceae* sind in dieser Zeit rückläufig oder nur gering vorhanden. Eine geringere Pollenproduktion der Kräuter mag vielleicht auch an der Viehhaltung liegen, bei der viele Kräuterpflanzen auf den Wiesen als Tierfutter dienten und aufgefressen wurden, bevor diese blühten. Getreide wurde, wie am Anteil an *Cerealia*-Pollen zu erkennen, während der treverischen Zeit bis ca. 2100 cal. Jahre BP (ca. 150 v. Chr.) angebaut, danach zeigt das Sedimentarchiv bis weit in die Römerzeit keine Einlagerung von Getreidepollen. Getreide wurden wesentlich ertragreicher und großflächiger in den Gaulandschaften angebaut.

Lokal bildet sich im Wawerner Bruch zwischen ca. 2400-2008 cal. Jahre BP (ca. 450-58 v. Chr.) ein Erlenbruch aus, jedoch gibt es immer noch offene Flächen. An tiefer liegenden Stellen existieren Bereiche, in denen Seggen noch ausgeprägt wachsen und Tümpel auftreten. Röhricht breitet sich ab ca. 2350 cal. BP wieder aus. Ab ca. 200 v. Chr. (2150 cal. Jahre BP) werden die bis dahin noch offenen Tümpel von dort stockenden *Salix* bewachsen, jedoch nicht eingenommen, da weiterhin eine große Anzahl von *Lemnaceae*-Pollen gezählt wurden. Etwa um 2050 cal. Jahre BP erreichen die *Lemnaceae* die höchste Ausbreitung, vermutlich auf den Arealen des Röhrichts, welches zu dieser Zeit stark zurückgeht.

7.1.7. Römerzeitliche Einflüsse auf die Kulturlandschaften in Wawern und Trier-Saarburg

Holozän: Subatlantikum: Eisenzeit - Römerzeit

Ab 2050-1925 cal. Jahre BP (etwa 100 v. Chr. – 25 n. Chr.) gibt es zunächst einen leicht erhöhten Eintrag mineralischer Partikel in das Wawerner Bruch, welche das Ende der Torfakkumulation einleitet. Dies erfolgte in der für die Kulturlandschaft relevanten Wende zwischen dem Ende der Eisenzeit (ca. 2003 BP/ 53 v. Chr.) und dem Beginn der Römerzeit. Zunächst ereignete sich der Gallische Krieg (2008-2000 BP/ 58-50 v. Chr.), durch den die Römer die Gebiete zwischen den Pyrenäen und dem Rhein in Anspruch nahmen, die zuvor von den keltisch geprägten Treverern besiedelt wurden. Das *Imperium Romanum* begann etwa 50 v. Chr. und existierte bis 450 n. Chr. (ca. 2000-1500 BP) (HEINEN 1988, SCHÜTT et al. 2002). Die Stadt *Augusta Treverorum*, die heutige Stadt Trier, wurde um etwa 18/17 v. Chr. (ca. 1968/1967 BP) durch Kaiser *Augustus* gegründet.

Da sich die Treverer gegen die Okkupation durch die Römer wehrten, kam es zu Aufständen der Treverer, z.B. 30/29 v. Chr. (1980/1979 BP), sowie weiteren bürgerkriegsähnlichen Aufständen, u.a. mit benachbarten Volkstämmen, z.B. den Batavern 69/70 n. Chr. (1881/1880 BP).

Die Römerzeit wird klimageschichtlich als Gunstphase bezeichnet, in der ein klimatisches Optimum vorherrschte, im Kontext vorheriger und nachfolgender Kältephasen. Die Temperaturen waren jedoch nicht höher als heute. Das Klima war zwischen 2350 BP (400 BC) und 1750 BP (200 AD) im Übergang zum Sommer feuchter, zwischen 1750 BP (200 AD) dann trockener, die Temperaturen seit 2350 BP (400 BC) bis 1650 BP (300 AD) wie im 20. Jahrhundert (SIROCKO 2013). Der Eintrag allochthoner, klastischer Partikel zeigt sich durch etappenweise ansteigende Ti/coh-Werte. Der erste Anstieg erfolgt wie erwähnt um 2050 BP und reicht bis etwa 1950 cal. Jahre BP (0 AD). Der nächste Eintrag in schon höherer Ausprägung erfolgt bis etwa 1800 cal. Jahre BP (150 n. Chr.). Der dritte Anstieg, mit eklatant hohen Werten, zieht sich bis zum Ende der Spätantike mit dem Ende der Römerzeit bis in die Völkerwanderungszeit, ca. 1400 cal. Jahre BP (550 n. Chr.). Hohe Ti/coh-Werte in Form klastischen Materials zeigen die Änderung in der Sedimentation des Wawerner Bruchs. Durch die Einträge wird die Torfakkumulation nun unterbrochen und das Torfwachstum stagniert.

Der erste, leichte Ti/coh-Anstieg zwischen 2050-1950 BP (100 v. Chr. – 0) deutet auf die Bearbeitung und Nutzung der Hanglagen in Wawern, da erstmals Pollenkörner von *Vitis vinifera* abgelagert wurden. Zeitgleich zeigt der Bestand von *Quercus* und *Corylus* temporäre Einbrüche, auch *Fagus* und *Pinus* werden schrittweise gerodet, um Raum für eine landwirtschaftliche Nutzung zu schaffen. Dieser erste Anstieg von Ti/coh in Form des klastischen Sedimenteintrags in das Wawerner Bruch, zusammen betrachtet mit dem zweiten, nachfolgenden Anstieg von Ti/coh bis ca. 1800 cal. Jahre BP (150 n. Chr.), ergeben das Bild der Veränderung im landwirtschaftlichen System der hier lebenden romanisierten Treverer.

An der Lokalität Trier Walramsneustraße wurden Pollenkörner von *Vitis vinifera* für diese Zeit belegt (DÖRFLER et al. 1998). Für die frühromische Periode rekonstruieren DÖRFLER et al. (1998) eine ausgeprägte Entwaldung der Landschaft, durch die es zu gesteigerter Erosion und Akkumulation kam. Interessant ist ein Fehlen von *Cerealia*-Pollen in genau dieser Zeit im Raum Wawern, obwohl bekannt ist, dass die Römer stark in den Anbau von Getreidearten investierten. Es scheint, dass die Getreideproduktion wohl auf die ertragreicheren Böden außerhalb des Polleneinzugsgebietes verlagert wurden, vermutlich in die Gaulandschaften. Heute ist Wawern u.a. von Weinanbau und Apfelplantagen geprägt. Die Römer brachten neben Zierpflanzen neue Obst-, Gemüsesorten und Nüsse in das Rheinland, überhaupt begann nun der Kulturanbau von Früchten in Form von z.B. Plantagen. Neben den bereits erwähnten Baumarten ist ein erheblicher Rückgang der Waldkiefern zu beobachten.

Innerhalb des Zeitraums gesellschaftlicher Unruhen, im Zuge der Treverer- und Bataveraufstände, erholen sich die Baumbestände in der Region Trier-Saarburg, betreffend der Birken (bis ca. 1850 cal. Jahre BP/ 100 n. Chr.), der Eichen (bis ca. 1800 cal. Jahre BP/ 150 n. Chr.), der Haselnusssträucher, welche vermutlich als Haine kultiviert wurden, da der Polleneintrag hier intensiv ist (bis ca. 1700 cal. Jahre BP/ 250 n. Chr.), der Hainbuchen (nur bis etwa 1900 cal. Jahre BP/ 50 n. Chr.). Buchen sind zwar noch in der Landschaft vorhanden, wurden aber vermutlich als Nutzholz geschlagen. Deren Bestände erholen sich nach dem Gallischen Krieg.

In offenen Arealen breiteten sich Gräser und Kräuter aus, allerdings ist der Gehalt an Süßgräsern sogar recht niedrig, was vermutlich mit der Zunahme von Ackerbau und Landwirtschaft, mitsamt der Pflege dieser Areale, in Zusammenhang steht. Sehr markant ist der Anstieg der Brassicaceae ab ca. 2050 cal. Jahre BP (100 v. Chr.), mit einem „Gipfel“ um 1800 cal. Jahre BP/ 150 n. Chr.). Neben Gemüse-Kohl brachten die Römer zahlreiche andere Gemüsepflanzen in Umlauf, daher können auch andere Kreuzblütler (wie Senf oder Zierpflanzen) nicht ausgeschlossen werden. Die Vermutung liegt nahe, dass Äcker mit Gemüseanbau zur Versorgung der Bevölkerung angelegt wurden. Auch die Apiaceae verzeichnen, in zwei Etappen, hohe Zuwächse. Die Apiaceen-Familie (Doldenblütler) vereint ebenso verschiedene Gemüse- und Kräuterpflanzen, darunter auch z.B. Fenchel und Petersilie, Pflanzen, die von den Römern eingeführt wurden (HEINEN 1988). Der zweite Apiaceen- „Gipfel“ liegt in etwa auf Höhe desjenigen der Brassicaceae. Diese beiden Maxima leiten die dritte Phase sehr stark erhöhter *Ti/coh*-Werte während der Römerzeit ein, die bis zum Übergang in die Völkerwanderungszeit reicht, und eine Zeitspanne von etwa 1800-1400 cal. Jahre BP/ 150-550 n. Chr. umfasst. Dieser Zeitraum ist geprägt von gesellschaftlichen und kulturellen Umbrüchen: zu Beginn noch von der „Blütezeit der Treverer“ (um 1750 cal. Jahre BP/ 200 n. Chr.), über das Ende des *Imperium Romanum* (ca. 1500 cal. Jahre BP/ 450 n. Chr.), Plünderungen, Wüstungsphasen und Landnahme (Migrationsbewegungen) sowie Änderungen des Klimas (Ende des „römerzeitlichen Optimums“). Die Völkerwanderungszeit wurde durch eine geringe Aktivität der Sonne mitverursacht, wodurch u.a. die Flüsse zufroren, die zu jener Zeit natürliche Landesgrenzen bildeten, welche nun von den Germanen überwunden werden konnten (SIROCKO 2010). In den nachfolgenden, kriegerischen Begegnungen wurden viele Ländereien verwüstet. Die Brachflächen wurden ab 275/76 n. Chr. von in Gefangenschaft genommenen Bauern bewirtschaftet (STEINHAUSEN 1964). Die neu entstehenden gallischen Gebiete ermächtigen Sonderkaiser, also gallische Nebenkaiser, die neben den rechtmäßigen römischen Kaisern herrschten. Trier wurde zur Hauptstadt Galliens ernannt. Das Wawerner Bruch war, während der „2. *Ti/coh*-Phase“, in vernässten Senken weiterhin von Cyperaceae und *Typha* bewachsen, beides mit einem schrittweisen Rückgang. Auch Lemnaceae zeigen einen deutlichen Rückgang und korrelieren mit dem Rückzug des Röhrichts. Anstelle dessen haben sich in erheblichen Maße Erlen verbreitet. An feuchteren Stellen wuchs nun auch wieder *Salix*, allerdings in sehr geringer Ausprägung. Dungsporen deuten auf die Anwesenheit kleinerer Wildtiere im stark verbuschten Bruch.

Holozän: Subatlantikum: Eisenzeit – Gallorömisch: Trevererzeit

Die Trevererzeit zeigt sich in der Region Trier-Saarburg und am Wawerner Bruch als eine Zeit der Rodung. Einerseits gab es einen plötzlichen und starken Rückgang des *Alnus*-Wäldchens im Wawerner Bruch, der gefolgt ist von einer raschen Ausbreitung der Cyperaceae. Zahlreiche andere Baumarten wie *Pinus sylvestris*, *Quercus*, *Corylus*, *Carpinus* und *Fagus* sind kaum noch oder in geringem Maße in der Landschaft vertreten. Nach HEINEN (1988) wurden die gerodeten Areale u.a. als Weideflächen explizit für die Viehzucht umgewandelt. Das Offenland in Trier-Saarburg ist von Ackerbau, Wiesen und Weiden mit Poaceae, Brassicaceae, Rubiaceae, Apiaceae, Ranunculaceae, Plantaginaceae, Asteraceae und Caryophyllaceae geprägt.

Ähnliches wird für die Lokalität Rouer (Luxemburg) rekonstruiert: dort zeigen sich die römerzeitlichen Einflüsse anhand des Rückgangs von Baumpollen wie *Alnus*, *Fagus* und *Quercus*, welche sich ab ca. 1800 cal. Jahre BP erholen (SCHITTEK et al. 2021). In den Vogesen (Frankreich) war die Gallorömische Kultur eher geprägt von natürlicher Wiederbewaldung infolge geringerer anthropogener Einflüsse, da die Region abseits der großen „Kulturzentren“ lag, wie z.B. den Gebieten am Oberrhein, die stark anthropogen überprägt wurden. In den Vogesen verbuschten brachliegende Felder und Wiesen, so etablierten sich mutmaßlich wieder kleinere Wälder, besonders nach Verdrängung der römischen Siedler, zur Völkerwanderungszeit (GOURIVEAU et al. 2020). Auch im Jura (Frankreich) zeigt sich eine eindeutige Siedlungsleere zur Völkerwanderungszeit, in dem kaum noch Nachweise menschlichen Eingriffs in den Sedimentarchiven sichtbar sind. Während der Eisenzeit und Gallorömischen Phase finden sich auch dort noch Indikatoren, die auf Agrarbewirtschaftung hindeuten, welche dann ab 300 n. Chr. fehlen (GAUTHIER et al. 2019).

Während der Trevererzeit gibt es in Trier-Saarburg noch Weinbau, auch Getreide wird nun wieder angebaut, wenngleich hier nur in geringem Umfang als Pollen dokumentiert. Erstmals wächst *Castanea sativa* (Edelkastanie) in der Region Trier-Saarburg, mit hoher Verbreitung zwischen ca. 1750-1800 cal. Jahre BP (200-150 n. Chr.) und ab ca. 1550 cal. Jahre BP (400 n. Chr.) im Raum Wawern. DÖRFLER et al. (1998) hingegen finden an der Lokalität Trier-Walramsneustraße keine Nachweise für die Kastanien. Die Edelkastanie bzw. Esskastanie als Pflanze wurde von den Römern eingebracht, und zeigt während der Rodungsphasen in der Region innerhalb der Baumvegetation den höchsten Polleneintrag. Der erhöhte Eintrag von *Glomus*-Sporen deutet auf erosive Prozesse. Im Rahmen dieser erheblichen Eingriffe in die Landschaft ist es wenig verwunderlich, dass sich in diesem hohen Maße klastisches Material ins Sedimentarchiv Wawerner Bruch eingelagert hat. Die Rodungsflächen sind zunächst fast vegetationsfrei. Hänge werden für den Weinanbau vorbereitet, liegen offen und ohne eine schützende Vegetationsdecke vor, sodass es leicht zu Abtragungsprozessen kommen konnte.

7.1.8. Spätantike und Mittelalterliche Einflüsse auf die Region Trier-Saarburg

Holozän: Subatlantikum: Spätantike: Völkerwanderungszeit, Franken

Mit der Spätantike (300-500 n. Chr./ 1650-1450 cal. Jahre BP) beginnen Zeiten der Unruhe, die im Trierer Raum zu einer Siedlungsleere führten (KUBITZ 2000). THEUERKAUF et al. (2022) grenzen die Völkerwanderungszeit zwischen 1550-1350 cal. Jahre BP ein. Das Ende des römischen Triers und der Treverer lag wohl innerhalb des 5. Jahrhunderts n. Chr., als schlussendlich das Gebiet in fränkische Herrschaft übergang (HEINEN 1988).

Der Ausgangspunkt der Völkerwanderungszeit liegt im Jahr 375 n. Chr. (1575 BP), als Reitervölker aus Asien (die Hunnen) und iranische Alanen an der Grenze des *Imperium Romanum* an der unteren Donau auf die Ost- und Westgoten stießen (STEINHAUSEN 1964). Die Burgunder erreichten um 400 n. Chr. den oberen Main. In den Jahren 401/402 n. Chr. wurden große römische Truppenverbände vom Rhein, der Donau, und auch aus Britannien nach Italien verlegt, um das römische *Imperium* gegen die Westgoten (unter der Führung von Alarich) zu verteidigen. Um 405/406 n. Chr. gelang den Wandalen, Sueben und Alanen dann der Übertritt über den Rhein bei Mainz. Überfälle aus der Eifel kommender Franken in Trier, mit Zerstörungen der Stadt, erfolgten in mehreren Wellen zwischen ca. 418-440 n. Chr. Im Jahr 451 n. Chr. wurde Trier verschont, als die Hunnen die Stadt Metz einnahmen und zerstörten. Die Schlacht in der Ebene der Champagne (die „Katalaunische Felder“) zwischen Aëtius und Attila brachte zumindest den Erfolg, dass sich die Hunnen in andere Regionen zurückzogen, bis das Hunnenreich 453 n. Chr. auch in Italien aufgelöst wurden. Bis ins 5. Jahrhundert n. Chr. existierte, trotz aller Unruhen und Nebenkaisern, sog. Usurpatoren, ein Überbleibsel römischer Herrschaft in Trier (STEINHAUSEN 1964).

Um 1600 cal. Jahre BP (350 n. Chr.) beginnt in Trier-Saarburg ein Rückgang der Offenlandanzeiger und somit auch der Kulturpflanzen wie Plantaginaceae und Asteraceae. Die Gemüse- und Kräuterpflanzen (Brassicaceae, Apiaceae) wie auch andere Kräuter (Rubiaceae) erreichen um dieses Jahr schon einen Tiefpunkt und sind praktisch nicht mehr vorhanden. Anhand der Daten aus dem Wawerner Bruch zeigt sich, dass mit dem Ende der „Blütezeit“ der Treverer der Ackerbau, Getreideanbau und die Kultivierung der Weinrebe endet, während sich in die aufgelassenen Böden lichtliebende Grünlandpflanzen verbreiten. Die Raten für Ti/coh sind weiter sehr hoch, erklären hier nun diese Umbruchphase. Brachliegende, offen gelassene Äcker mit zunächst noch geringem Bewuchs mit Wildpflanzen bieten der Erosion oder Abschwemmung von Bodenmaterial wenig Schutz gegenüber natürlichen Einflüssen. Zeitgleich breiten sich natürlich auch die Wälder wieder aus, fast alle Baumbestände erholen sich und „holen sich“ die Landschaften zurück, aus der sie verdrängt wurden. Bis auf *Pinus sylvestris*, die nur noch in verschwindend geringer Zahl vorhanden ist, da die Waldkiefern vermutlich unter den herrschenden Klimabedingungen nicht mehr konkurrenzfähig sind, kommen *Betula*, *Quercus*, *Carpinus* und nun auch insbesondere *Fagus* zurück ins Landschaftsbild Trier-Saarburgs. Auch in der Eifel fand eine sukzessive Wiederbewaldung mit *Betula*, *Corylus*, *Fagus* und *Carpinus* statt (LITT et al. 2009).

Die Rückkehr der Wälder während der Völkerwanderungszeit ist bereits in BORK et al. (1998) beschrieben. Ab dem 3. Jahrhundert n. Chr. sollen sich, nach BORK et al. (1998), durch die Wiederbewaldung die Kulturlandschaften zu Naturlandschaften zurückgebildet haben, die weit bis ins Mittelalter vorherrschten; von *Plinius* als „Hercynischer Wald“ bezeichnet, welcher sich in allen Himmelsrichtungen des damaligen Germaniens ausgebreitet hatte. Ob sich die sukzessive Wiederausbreitung der Bäume zu der ursprünglichen Naturlandschaft rückgebildet hat, ist sehr fraglich, da es in der Römerzeit intensive Eingriffe in die „Naturlandschaften“ gab. Einerseits durch die Zweckentfremdung und Umarbeitung ursprünglicher Waldstandorte zur Bildung von Äckern oder Viehweiden, andererseits durch die Einfuhr und Kultivierung bis dato nicht heimischer, neuer Pflanzenarten, nebst intensiver Bodenbearbeitung und auch der Nutzung von Hanglagen. Eher wahrscheinlich ist im Raum Trier eine Rückbildung der Wälder zu einem naturnahen Wald. Die *Castanea* etabliert nun sich als stetig vorkommender Baum begünstigter Lagen, während *Corylus* hingegen als einziger Baum von einem Rückgang betroffen ist. Die in der Römerzeit vermutlich genutzte Haselhaine verbuschten. Auch lokal im Wawerner Bruch erfolgt eine ausgeprägte Verbuschung mit *Alnus*, d.h. der vorher schon sich beständig ausbreitende Erlenwald dehnt sich dominant noch weiter aus. Auch *Salix* kommt in geringem Umfang zurück. Dies alles zu Ungunsten der Seggen. Die Cyperaceae gehen eklatant zurück, da die wassergesättigten Freiflächen im Wawerner Bruch abnehmen. Zunehmend fehlende offene Tümpel erklären den Rückgang und dann ein völliges Fehlen von Lemnaceae. Auch in Rouer (Luxemburg) zeigen besonders *Fagus* und *Alnus* eine starke Wiederausbreitung während der Völkerwanderungszeit (SCHITTEK et al. 2021).

Allerdings wird in der vorliegenden Arbeit nicht postuliert, dass die Region „siedlungsleer“ war, sondern eher „siedlungsarm“. Ein plötzlicher Eintrag von *Linum usitatissimum* um 1500 cal. Jahre BP (450 n. Chr.) indiziert den Anbau dieser Kulturpflanze, die zur Öl- und Fasergewinnung kultiviert wurde. Zeitgleich gibt es noch eine große Verbreitung der Esskastanien sowie weiterhin Gemüseanbau, u.a. mit Brassicaceen, wenngleich in geringerer Ausprägung als in der römerzeitlichen Besiedlungsphase. In jener Zeit begann die Einnahme der Stadt Trier durch die Franken, die zunächst in kleineren zeitlichen Schritten erfolgte. Ab 500 n. Chr. (ca. 1450 cal. Jahre BP) geht der Trierer Raum kontinuierlich unter die fränkische Herrschaft der Rheinfranken. Hierdurch wurde das Mosel- und Maasgebiet mit der *Francia Rinensis* vereint, bevor das Gebiet ab 600 n. Chr. (ca. 1350 cal. Jahre BP) an die Merowinger überging (EWIG 1964, HEINEN 1988). Das Teilreich Austrasien unter Theuderich I., zu dem Trier fortan gehörte, umfasste einen Großraum Westeuropas, das gesamte Rheingebiet von Basel bis Nimwegen, die Städte Trier, Metz, Toul und Verdun (Moselprovinz), Tongern-Maastricht, Reims, Châlon (Champagne), Auvergne (weitere Orte kamen 524 n. Chr. hinzu). Zum Hauptort wurde allerdings nicht Trier gewählt, sondern Reims (EWIG 1964). Die Einnahme treverischer Gebiete ging nicht spurlos vonstatten. STEINHAUSEN (1964) beschreibt die Zerstörung zahlreicher Dörfer durch Brandschatzung. Für das Jahr 1344 cal. Jahre BP ist eine *Peak Magnitude* verkohlter Partikel im Wawerner Bruch verzeichnet.

Es erfolgte eine Entvölkerung einiger Gebiete, der eine Ödnis folgte. Die fränkischen Einfälle werden als ein Tiefpunkt in der Geschichte des römerzeitlichen Trevererraums betrachtet.

Das Moselland war jedoch eine stabiler Verbund in Austrasien und wird als „nordostgallische Lebensgemeinschaft“ beschrieben, deren Bewohner und Kultur fränkisch-romanischer Natur war, zudem war die Region mit anderen Reichen wie Ostaquitanien und Burgund in Verbindung (EWIG 1964). Auch bei den Franken verlagert sich nach EWIG (1964) der Schwerpunkt des Getreideanbaus und der Viehhaltung auf das Bitburger und Luxemburger Gutland und die anderen Gaue, auch an der oberen Mosel und mittleren Saar. An den Mündungsgebieten der Flüsse, bei Saar und Mosel, also im unteren Saar- und Moseltal wurde eher wenig Landwirtschaft betrieben. Aus diesem Grund wurden die in Wawern angebauten Nutzpflanzen wohl nur für die lokale Versorgung der Dorfbevölkerung verwendet, oder zur Eigenversorgung als Subsistenzwirtschaft im Wawerner Tal.

Schon mit dem Beginn des Römischen Imperiums und dem Rückgang der Cyperaceae sinkt kontinuierlich der C-Gehalt in den Sedimenten des Wawerner Bruchs, dies deutet auf Veränderungen in der Torfakkumulation hin. Während das organische Sediment noch eutroph bleibt, ist der C/N-Wert jedoch rückläufig. Niedrige C/N-Gehalte indizieren erhöhte Zersetzung des Torfes. Auffällig ist zweimalig ein kurzfristiger Wechsel zur Polytrophie, nämlich zu Beginn und zum Ende der Spätantike, 1644 cal. Jahre BP (306 n. Chr.) und 1435 cal. Jahre BP (515 n. Chr.). In den dazwischen liegenden Jahren verbleiben die Bedingungen im eutrophen Zustand (siehe Abbildung 30, im Anhang).

Sehr auffällig ist ab der „2. Phase der Ti/coh-Erhöhung“ ein paralleler Anstieg des Eintrags von Mn, Zn und Zr. Zirkonium wird hier dank erosiver Prozesse eingetragen, evtl. auch in Form von Winderosion. Während der fränkischen bzw. merowingischen Besiedlung ist um etwa 550 n. Chr. (ca. 1400 cal. Jahre BP) ein erhöhter Bleieintrag (Pb/Ti) ein Hinweis auf Luftverschmutzung durch Bleiverhüttung, wie sie schon in früheren Jahren während der Römerzeit praktiziert wurde. GOURIVEAU et al. (2020) beschreiben hohe Bleiwerte auch den von ihnen untersuchten Sedimenten des La Horn-Moores; auch am Oberrhein, im Schwarzwald und in Lothringen wurde Eisenverhüttung betrieben.

BORK (2020) beschreibt eine Klimaanomalie, die als „Spätantike Kleine Eiszeit“ beschrieben wird, welche sich zwischen 536-600 n. Chr. (ca. 1414-1350 cal. Jahre BP) in Mitteleuropa ereignet hat und zu kühlen und regenreichen Sommern führte. Tatsächlich zeigt sich zu dieser Zeit auch in den Sedimenten des Wawerner Bruchs ein höherer Ti/coh-Wert durch Zufuhr klastischen Sediments, auch höhere Raten von *Glomus*-Sporen zeugen hier von erosiven Prozessen. Ein leichter Rückgang von *Alnus* in der Talaue könnte entweder ein Hinweis auf folgenschwere Überschwemmungen mit Baumschäden sein und bzw. oder die Nutzung dieses Holzes durch die lokale Bevölkerung. Die Ursache dieser Klimaanomalie ist bislang ungeklärt.

Holozän: Subatlantikum: Mittelalter: Franken, Merowinger

Die Ankunft der Merowinger im Raum Trier erfolgt zeitgleich zu einer wärmeren Phase des Frühmittelalters. Der Rückgang der Ti/coh-Werte der Sedimente aus dem Wawerner Bruch korreliert mit dem Anstieg der grönländischen Sauerstoffisotopenkurve ($\delta^{18}\text{O}$). Die Phase des Mittelalterlichen Klimaoptimums beginnt. Während der Fränkischen Herrschaft deuten Einträge von Krautpollen auf Anbaugelände mit Brassicaceae und Apiaceae im Raum Wawern, während *Quercus* vermutlich als Feuerholz diente.

Die Gebiete, die nicht mehr bewaldet waren, wurden vermutlich als Viehweiden genutzt, auf denen sich Gräser (Poaceae) und Offenlandpflanzen mit Kulturfolgern verbreiteten, z.B. Asteraceae, Chenopodiaceae und Plantaginaceae. Bis etwa 720 n. Chr. (1230 cal. Jahre BP) verschwindet der Seggenbewuchs im Wawerner Bruch nahezu komplett, während sich in den freien Arealen *Alnus* und auch *Salix* ausbreiten. Das Wawerner Tal muss in dieser Zeit von einem Erlenwald geprägt worden sein, da die lokalen Einträge von *Alnus*-Pollen exorbitant hoch sind.

Bis etwa 1300 cal. BP (650 n. Chr.) existierte noch *Castanea*, danach verschwindet diese Baumart völlig aus dem Datenarchiv. Möglicherweise endet hier der allgemeine Gebrauch dieser Pflanze, oder die Esskastanie wird, vielleicht auch zusätzlich, ein Opfer der klimatischen Bedingungen der ausgehenden „Spätantiken Kleinen Eiszeit“, und wird dann in der nachfolgenden Warmphase nicht mehr rekultiviert. GOURIVEAU et al. (2020) beschreiben den Eintrag von *Castanea* ab 565 cal. BP in den Nordvogesen, jedoch nur mit geringem Eintrag. Es wird vermutet, dass die Pflanze dort nicht gefördert wurde, obwohl die Böden geeignet wären. Der Getreideanbau fand vornehmlich in anderen Regionen mit ertragsreicheren, fruchtbaren Böden statt, z.B. im Bitburger und Luxemburger Gutland (EWIG 1964), d.h. in den Gaulandschaften (wie Bidgau, Saargau) (STEINHAUSEN 1964), dies erklärt auch das Fehlen von *Cerealia*-Pollen im Sedimentarchiv Wawerner Bruch. LITT et al. (2009) beschreibt den Anbau von Roggen (*Secale*) während des Mittelalters im Großraum Europa. Offenbar wurde in der Trierer Talweite auch großflächigen Dinkel und Gerste angebaut (u.a. KÖNIG 1999, WIETHOLD 2000).

Holozän: Subatlantikum: Mittelalter: Merowinger, Wikinger

Hinweise auf Rodungen während der Merowingerzeit (ca. 475-750 n. Chr./ ca. 1475-1200 BP) gibt es am Meerfelder Maar in der Eifel (KUBITZ 2000). In der Eifel kommt es zu einer „Siedlungslücke“ zwischen der Merowingischen und Karolingischen Herrschaftszeit (LITT et al. 2009). Die karolingische Herrschaftszeit begann ca. 750 n. Chr. (1200 BP), gefolgt wenige Jahrzehnte später von Überfällen mit Brandschatzungen (STEINHAUSEN 1964) durch die Wikinger (Normannen) auf Trier (u.a. mit Zerstörung des Doms) und Ortschaften an der Mosel, infolgedessen es zwischen 882-892 n. Chr. (ca. 1068-1058 BP) regional zu Wüstungsphasen kam. STEINHAUSEN (1964) beschreibt u.a. Plünderungen. Die Bevölkerung begab sich auf die Flucht, wodurch die Landwirtschaft offenblieb. Nur die Winzerfamilien blieben offenbar an ihren angestammten Orten.

Im Archiv Wawerner Bruch zeigt sich ein Fehlen von Brassicaceae und Apiaceae zwischen dem Ende der Karolingerzeit und ca. 920 n. Chr. (ca. 1030 cal. Jahre BP), unter Zunahme von *Artemisia vulgaris* und Plantaginaceae, dies deutet auf brachliegende Anbauflächen hin. Zwischen 1334-1000 cal. BP (616-950 n. Chr.) gibt es zudem starke Einträge verkohlter Partikel, die um die Wikinger-Einfälle besonders hoch ausfallen. Ob es hier einen direkten Zusammenhang zu den Verwüstungen durch die Wikinger gibt, bleibt (vorerst) offen.

Im Jahr 841 n. Chr. endet das Kaisertum unter Lothar I. Nach dessen Tod gehen die Machtverhältnisse zunächst an seine drei Söhne über, wodurch das Gebiet in drei Teile gespalten wurde. Unter Lothar II. vereinigten sich die Regionen Trier, der Elsass, Nordburgund, Friesland und andere fränkische Gebiete. Trier wurde Teil Lothringens, einem Teilreich Lothars II (EWIG 1964). In den folgenden Jahrzehnten geriet Lothringen unter verschiedene Herrscher mit verschiedenen Gebietsansprüchen und Bezeichnungen, z.B. 863 n. Chr. nennt sich Lothringen auch *Gallia Belgica*. 899 n. Chr. regiert Wigerich die Region, der Pfalzgraf von Lothringen wird. Seit dem 10. Jahrhundert wurde Lothringen häufig als „Belgien“ bezeichnet. Im Jahr 900 n. Chr. wird König „Ludwig das Kind“ König des Ostreiches und *Regnum Lotharii*. Nach dessen Tod geht Lothringen in das Reich des Karl ein, eines westfränkischen Karolingers. Zwischen 917-919 n. Chr. kommt es zu Überfällen der Ungarn in Lothringen. In 925 n. Chr. wird Lothringen Teil des Ostreiches und geht eine staatliche Gemeinschaft mit *Regnum Teutonicorum* (dem Reich der Germanen) ein (EWIG 1964). Weitere kriegerische Auseinandersetzungen im Trierer Land herrschen 1141-1147 n. Chr. (809-803 BP) unter Heinrich von Namur, infolgedessen es zu Hungersnöten kam (CLEMENS & CLEMENS 2007).

Die klimatische Gunstphase des Mittelalters hängt mit einer Intensivierung der Sonnenaktivität zusammen, die zu einer positiven Ausprägung der Nordatlantischen Oszillation führte, welche mildes und humides Klima nach Mitteleuropa beförderte. Ob die Temperaturen im Mittelalter allerdings höher waren als heute, ist bislang unklar (SIROCKO 2013). Ab dem 10. Jahrhundert (etwa 950 BP) stabilisierten sich zumindest die wirtschaftlichen und gesellschaftlichen Strukturen. Eine (Wieder-) Ausbreitung von Siedlungen, deren Bewohner entsprechend einen Bedarf an Holz, wirtschaftlichen Nutzflächen und Anbauflächen zur Nahrungsmittelversorgung hatten, zeigt sich im Polleneintrag zwischen ca. 920-1310 n. Chr. (ca. 1030-640 cal. Jahre BP) in Form eines erneuten Landschaftswandels (Abbildung 26). Zunächst intensiviert sich der Gemüse- und Kräuteraanbau (Brassicaceae, Apiaceae), begleitet vom Rückgang von Plantaginaceae. Interessant ist auch ein starker Rückgang der Poaceae, während sich Asteraceae erheblich verbreiten, welche dann eine länger währende Plateauphase bis ungefähr ins Jahr 1566 n. Chr. (384 cal. Jahre BP) erreichen. Die Wälder mit *Quercus*, *Corylus*, *Carpinus*, *Fagus* und auch lokal *Salix* zeigen deutlichen Rückgang, sind vermutlich von Rodungen betroffen. Die warmen Temperaturen begünstigen die erneute Ausbreitung lichtliebender Vegetation wie *Pinus sylvestris*. Der Bewuchs von Cyperaceen im Wawerner Bruch geht zunächst stark zurück bis etwa 1160 n. Chr. (790 cal. Jahre BP), um sich danach wieder zu auszubreiten.

Holozän: Subatlantikum: Mittelalter: Kleine Eiszeit

Ein Rückgang der Temperaturen nach 1160 n. Chr. deutet schon auf die ersten Vorläufer der sogenannten „Kleinen Eiszeit“, da mit der Zunahme des Seggenbewuchses lokal in Wawern, auch die Waldkiefer einbricht, vermutlich durch Rodung. Unter den kühleren Bedingungen wird hier erneut Lein (*Linum usitatissimum*) angebaut. Für England ist das Ende des Weinbaus infolge Klimaabkühlung um 1250 n. Chr. (ca. 700 cal. BP) belegt (SIROCKO 2013). Die Abkühlung der „Kleinen Eiszeit“ hatte verschiedene Ursachen. Es handelt sich nicht um eine ununterbrochene Kaltphase, also keine „Eiszeit“ im wörtlichen Sinne, sondern um temporäre Kälterückschläge von mehreren Zehnerjahren Dauer. Neben vulkanischen Aerosolen, von Vulkan-Ausbrüchen in Island oder Indonesien um 1260 n. Chr. (ca. 690 cal. BP), als Ursache für eine geringeren Sonneneinstrahlung, gilt insbesondere das Minimum in der Sonnenaktivität (Sonnenflecken) als „Motor“ der „Kleinen Eiszeit“. Eine verringerte Sonneneinstrahlung führt zu einer Verringerung der UV-Strahlung, mit der Folge kälterer Wintertemperaturen. Besonders in den Jahren vor und nach einem Minimum kommt es zu einem negativen NAO-Index (Nordatlantische Oszillation), welcher eine Abkühlung in Mitteleuropa bedingt. Der „Kleinen Eiszeit“ werden vier Kältephasen zugeordnet: „Wolf-Minimum“ (680-610 BP/ 1270-1340 n. Chr.), „Maunder-Minimum“ (300-230 BP/ 1650-1720 n. Chr.), „Spörer-Minimum“ (im 16. Jh.) und „Dalton-Minimum“ (150-130 BP/ 1800-1820 n. Chr.). In diesen vier Phasen zeigen sich hohe ¹⁴C-Konzentrationen in Baumringen, die mit der Sonnenfleckenaktivität korreliert werden können (SIROCKO 2013). Das „Wolf-Minimum“ zeigt sich deutlich in der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve von Grönland (VINTHER et al. 2009), und hatte nach einem sehr trockenen Sommer (1304 n. Chr.) folgenschwere, regenreiche Jahre (ab 1310 n. Chr.), die zu Getreide-Missernten in Mitteleuropa führten (SIROCKO 2013). Während der Kleinen Eiszeit zeigt sich eine letzte *Peak Magnitude* verkohlter Partikel in 592 cal. BP im Wawerner Bruch.

Die einige Jahre später ausbrechende Pest-Epidemie erreichte Mitteleuropa auf den Handelsrouten der Flüsse zwischen 1348-1355 n. Chr. (602-595 cal. BP), ausgerechnet nach den entbehrungsreichen Hungerjahren. Zeitgleich erwärmte sich das Klima wieder, so dass die Bevölkerungszahlen nach der Pest im Mittelalter erheblich stiegen. Eine größere Bevölkerungsrate bedingte die adäquate Ernährung der Menschen, wodurch es zu Änderungen in der Bewirtschaftung kam. Die Dreifelderwirtschaft wurde eingeführt; Marktplätze entstanden in den mittelalterlichen Städten.

Schon während der „Hungerjahre“ infolge des „Wolf-Minimums“ gab es die Erkenntnis, dass die bis dahin lokal und kleinräumig arbeitende Subsistenzwirtschaft nicht ausreichte, um die wachsende Bevölkerung zu ernähren. Im Raum Trier wurde daher die Landwirtschaft umgebaut. Der unrentabel gewordene Weinbau wurde durch den Anbau von Obst und Nüssen ersetzt (CLEMENS & CLEMENS 2007).

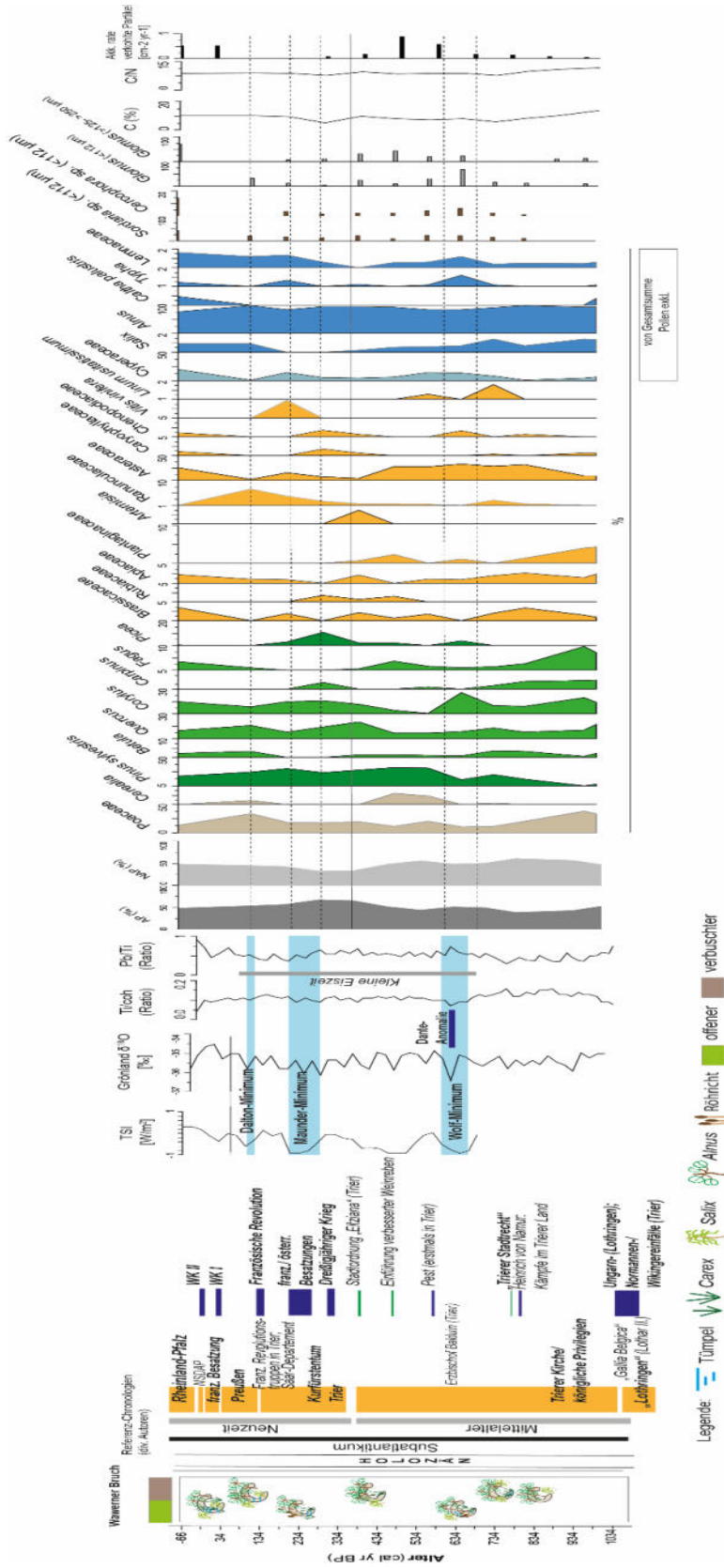


Abb. 26. Ansicht ausgewählter Proxies für das Mittelalter bis in die Moderne (ca. 1 ka BP - heute) für Trier-Saarburg/ das Wawerner Bruch. VWZ = Völkerwanderungszeit. TSI (Total Solar Irradiance, W/m²), Sauerstoffisotopenkurve δ¹⁸O NGRIP (VINTHER et al. 2009), Ti/coh und Pb/Ti (Ratio), *Glomus*-Sporen, die Akkumulationsrate verkohlter Partikel, C (%), C/N, AP/NAP, (über-) regionale Pollen (%), (über-) regionale lokale Pollen und lokale Pollen (von Gesamtsumme exkludiert), *Sordaria*-Sporen. Horizontale Linien (gestrichelt) dienen der zeitlichen Orientierung im Diagramm.

Ein plötzlicher „*Corylus*-Gipfel“ deutet vermutlich auf diese Förderung der Haselsträucher in Trier-Saarburg. Während des „Wolf-Minimums“ geht dann auch kurzzeitig der Anbau von Lein und Kulturpflanzen (Gemüse, Kräuter) zurück. Anstelle dessen wird nun, bis ca. 384 cal. Jahre BP (Jahr 1566) verstärkt Getreide angebaut, ein Hinweis auf die Dreifelderwirtschaft, vermutlich mit Getreide, Gemüsepflanzen und Wiese, Weide oder Brache. Der Wald, besonders die Eichen, auch die Haselsträucher oder Haselhaine, die Hainbuchen und Fichten (*Picea*) weichen zugunsten der Anlage von Ackerflächen. Nur die Waldkiefer-Bestände bleiben zu dieser Zeit nahezu stabil. Wiesen, Weiden und Brachland, und besonders die Äcker, waren im Mittelalter auch noch von Unkräutern bewachsen, hier breiten sich z.B. die Asteraceae aus. Während der Abkühlungsphase gibt es Hinweise auf Beweidung durch Wild- oder Haustiere im Wawerner Bruch durch die Einlagerung von *Sordaria*- und *Cercophora*-Sporen. Die Konzentration von Farnsporen ist zeitgleich stark erhöht.

Ein während der nächsten Abkühlungsphase und in den nachfolgenden Jahren erfolgter Rückgang des Erlenwaldes in der Wawerner Talauue deutet vermutlich auf starke Veränderungen in der Nährstoffversorgung für *Alnus*, die eher nährstoffarme Standorte bevorzugt. Vermutlich kam es hier auch zusätzlich zur Entnahme von Holz. Diese kleinräumig, offen gewordenen Flächen werden rasch von Seggen, Weiden und Wasserlinsen eingenommen. Röhrlicht bot auch Schutz für dort lebende Wildtiere oder weidendes Vieh. *Glomus*-Sporen zeugen von erosiven Prozessen.

Holozän: Subatlantikum: Neuzeit: Kleine Eiszeit, Kurfürstentum

Politisch gehörte Trier zwischen 1580-1794 zum Kurfürstentum. Man kann sagen, dass sich der Getreideanbau während der kurfürstlichen Zeit erneut in die ertragsreicheren Lössböden verlagerte, während am Ort Wawern nun wieder der Weinbau begann (ca. 300-130 cal. Jahre BP/ 1650-1820), welcher sich nach dem „Maunder-Minimum“ intensivierte. Möglicherweise führte der Dreißigjährige Krieg (1618-1648) zu einem Auflassen von Gemüseäckern, da der Bestand an Brassicaceae und Apiaceae kurzzeitig einbricht.

Als Bau- und Feuerholz wurden besonders Birke, Hainbuche, Buche, Weide und in geringem Maße Erle verwendet, die während der Kurfürstenzeit deutliche Rückgänge aufweisen. Es ist wahrscheinlich, dass herrschaftlicher Wald existiert hat, welcher nicht komplett gerodet, sondern das Holz nur nach Bedarf entnommen wurde. Dies erklärt vermutlich auch den Fichten-Bestand zwischen 400-150 cal. Jahre BP (1550-1800), welcher nach dem „Wolf-Minimum“ kontinuierlich ansteigt. Die höchste Ausprägung von *Picea* ist um 300 cal. Jahre BP (ca. 1650). Eine Ausbreitung der lichtliebenden Fichte ist in den Nordvogesen schon ab 700/800 cal. Jahre BP belegt, so dass mit dem Ende des Mittelalters eine Wiederbewaldung begann. Besonders an offenen, sonnigen Arealen breitete sich *Picea* und etwas *Pinus* aus. Im 18. bis 19. Jahrhundert wurden diese Bäume aus wirtschaftlichen Gründen auf Plantagen gefördert (GOURIVEAU et al. 2020).

Das Wawerner Bruch ist weiterhin von *Alnus* geprägt, jedoch begrünen sich die nun offenen Areale besonders mit Cyperaceen und *Typha*. In offenen Tümpeln und Bächen gedeihen massiv Lemnaceae. Das Ende der Kurfürstenzeit 1794 und der Französischen Revolution 1789 erreicht das „Dalton-Minimum“ der „Kleinen Eiszeit“ Mitteleuropa von 1800-1820. Der Kulturpflanzenbau ist nun immer weniger von kurzfristigen Klimaabkühlungen betroffen, da im 18. Jahrhundert weitere Kulturpflanzen, wie Kartoffeln und Klee, eingeführt wurden. Ob auch Kartoffeln im Raum Wawern angebaut wurden, ist aus den Pollendaten nicht direkt ersichtlich, da die Solanaceae (Nachtschattengewächse) meist insektenbestäubt sind und in der Regel von Menschenhand vegetativ vermehrt werden. Allerdings ist es sehr wahrscheinlich, dass Kartoffeln auch im Raum Wawern (und in Trier-Saarburg sehr sicher) angebaut wurden, da sie nun auch in die immer noch vorherrschende „altmodische“ Dreifelderwirtschaft übernommen wurde. Da auf die Brache die Kartoffeln folgten, laugte der Boden übermäßig aus, so dass die nachfolgende Getreidezucht gering ausfiel (CHRISTOFFEL 1993). Ob die geringen Werte von *Cerealia*-Pollen darauf hindeuten, lässt sich nicht eindeutig belegen, jedoch deuten die geringen Einträge auf einen Getreideanbau in Wawern, und möglicherweise eben in der noch ursprünglichen Form der Dreifelderwirtschaft. Während dieser Kältephase gab es kurzzeitig einen Rückgang der Brassicaceae und Asteraceae, zugunsten einer starken Ausbreitung von Ranunculaceae. Ein Rückgang bestimmter Pflanzen deuten auf Veränderungen im landwirtschaftlichen System, durch den Anbau bis dahin gebietsfremder Kulturpflanzen und der Entfernung von Ackerunkräutern von den Nutzflächen.

Nach einigen Jahren unter französischer Herrschaft wurde in Trier 1798 die Hauptverwaltung des Departements Saar eingerichtet. Napoleon siedelte 1799 einige Behörden nach Trier um, u.a. die Forstverwaltung. Bis zum Wiener Kongress 1815/16 fungierte Trier als wichtiger Handelspunkt.

Nach der Übernahme durch die Preußen fiel die Stadt Trier samt der Region jedoch in eine Randlage, da Köln und Bonn wichtige Ämter zufielen (CLEMENS & CLEMENS 2007). Unter den Preußen herrschte im Trierer Land nach CHRISTOFFEL (1993) immer noch eine eher rückständige Wirtschaftsweise. Es gab weit verteiltes Ödland; Äcker, die dann mit noch mittelalterlichen Methoden bewirtschaftet wurden, wie mit der Dreifelderwirtschaft, ohne den Fruchtwechsel oder Maßnahmen der Melioration zu gebrauchen. Die Wiesen seien im „Urzustand“ geblieben. Den Großteil der Einkommen machte die Lohheckenwirtschaft aus, mit dem Nebenprodukt Brennholz und Viehweide. Für die Gerbereien wurden auch Lohrinden gewonnen. Die Einkünfte waren jedoch nicht gewinnbringend, da das Preisniveau sehr gering war (CHRISTOFFEL 1993).

Hinzu kamen noch Änderungen in den Handelsbeziehungen und -Routen, seit zusammen mit dem Staat Luxemburg in 1834/45 der Deutsche Zollverein gegründet wurde. Dadurch litt u.a. der Weinhandel. Zu Absatzsteigerung wurden daraufhin größere Mengen Wein produziert, die jedoch nicht mehr die Qualitätsansprüchen erfüllten, so dass der Handel stockte, und besonders die Winzerdörfer an Saar und Mosel in Notlage gerieten. 1820 wurde die Moststeuer erhoben. Schlechte Ernteerträge und Preisanstieg verstärkten die Armut der Region (CHRISTOFFEL 1993).

Auch im Hunsrück war das Leben ungünstig, obwohl im dortigen Hochwald (z.B. Hermeskeil) in Waldhüttendörfern Eisenerz gewonnen und Holzkohle hergestellt wurde. Um Einnahmen zu erwirtschaften, wurden im Hunsrück Waldflächen mit Fichten und Kiefern aufgeforstet und es bestand die Erlaubnis, größere Mengen Holz zu schlagen. Die Absätze blieben jedoch gering. Viele Bauernfamilien waren verarmt. Es wurden in der Not in den Walddörfern auch Leinpflanzen angebaut, um Kleidung für den Eigenbedarf herzustellen (CHRISTOFFEL 1993). Bis ins 19. Jahrhundert litt die Bevölkerung der Eifel und des Hunsrücks unter Armut (CLEMENS & CLEMENS 2007).

In den jüngsten Sedimentschichten zeigt sich der Trend zu einem Rückgang der Poaceae, *Betula* und *Quercus*, zugunsten der Ausbreitung von *Corylus* und *Fagus*. Asteraceae, Brassicaceae und Apiaceae steigen an. Im obersten Ende der Messkurve von Cyperaceae und *Alnus* zeigen sich jedoch, im Vergleich zum Gesamttrend (nämlich dem Rückgang der Seggenvegetation und der Ausbreitung von Erlen) gegensätzliche Ergebnisse.

Die Pollenkurven weisen hier im obersten Bereich einen kleinen Rückgang von *Alnus* zugunsten der Ausbreitung von Cyperaceae nach. Die Gründe hierfür sind auf anthropogenen Einfluss zurückzuführen. Einige Erlen wurden vermutlich gerodet, so dass der Polleneintrag von *Alnus* in den Nachfolgejahren entsprechen geringer ausfiel. Es könnten sich auch Änderungen in der Nährstoffversorgung ergeben haben. Ob die kleine „Umkehr“ im obersten Bereich des Datensatzes Wawerner Bruch mit Pflegemaßnahmen des Bruchs, indem z.B. die Verbuschung bekämpft wurden, zusammenhängen könnte, lässt sich nicht eindeutig belegen.

Eine Begehung durch Wildtiere, wie z.B. durch Wildschweine, ist anhand der Dungsporen, z.B. *Sordaria* erkennbar. Hier dient das Wawerner Bruch auch noch immer Wildtieren Schutz und Weidemöglichkeiten. Um detaillierte Aussagen gerade über die rezente Vegetation treffen zu können, wäre eine Erhebung des aktuellen Pollenniederschlags sinnvoll. So könnten auch Pflanzen identifiziert werden, die aktuell auf den Brachflächen am Wawerner Bruch gedeihen, wie auch die Neophyten. Die Landschaft am Wawerner Bruch ist heute geprägt durch den Menschen, durch die Nutzung des Wawerner Tales, bis dicht an das Feuchtgebiet „Wawerner Bruch“, u.a. durch die Landwirtschaft. Dabei spielen der weitflächige Obstanbau (besonders Apfelbäume), Wiesen und Weiden (Pferdehaltung) und der Weinbau eine bevorzugte Rolle. Durch den Klimawandel, mit einer Zunahme von Hitzetagen und Dürrezeiten im Wawerner Tal, sind allgemein die Feuchtgebiete gefährdet. Eine weitere Pflege des Bruchs in Form des Rückschnittes von Bäumen zur Verhinderung der Verbuschung, sowie eine Fortführung der regelmäßigen Mahd, ist zu befürworten.

Kapitel 8

8. ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

Das hier untersuchte Archiv Wawerner Bruch erweist sich als hervorragend geeignet, um hochaufgelöst die Paläoumweltgeschichte rekonstruieren zu können. Die in den Torfschichten des Niedermoors konservierten Proxies, besonders Pollen und Sporen, sind qualitativ gut konserviert und geeignet zur Verwendung in der Paläoökologie. Die Rekonstruktion basiert auf einem reliablen Alters-Tiefen-Modell. Die ununterbrochene Akkumulation von Torf zwischen dem Allerød und der Römerzeit ist eine sehr gute Ausgangslage, um ausführlich die Kulturlandschaftsgeschichte der Region Trier-Saarburg zu erforschen. Anhand der Ergebnisse zeigt sich, dass das Wawerner Bruch ein sehr gutes Klimaarchiv ist. Die Ergebnisse betten sich in die großräumige, mitteleuropäische spätglaziale und holozäne Klima- und Kulturlandschaftsentwicklung ein. Die in dieser Arbeit gewonnenen und aufgestellten Hypothesen ermöglichen einen detaillierten Blick in die Geschichte der Kulturlandschaften der Region Trier-Saarburg und des Wawerner Tales, durch Nutzung aktueller Proxies der Paläoökologie. Der Fokus der Arbeit lag in der Pollenanalyse unter Hinzuziehung weiterer Methoden. Weitere ökologische und vegetationskundliche Untersuchungen wären zukünftig denkbar, wie beispielsweise die Erhebung des rezenten Pollenniederschlags. Das Wawerner Bruch ist zeitweise offen, von Cyperaceen-Bewuchs dominiert, erst ab 6500 cal. Jahre BP breitet sich *Alnus* aus. *Salix* besiedelt schnell freiwerdende Areale, so dass es unter, für die Weidenbäume günstigen Bedingungen, zeitweise zu einer raschen Verbuschung kam. Die Tendenz zur schnellen Verbuschung durch sich schnell ausbreitende Pflanzenarten ist nicht ungewöhnlich, und auch in der heutigen Zeit am Wawerner Bruch gegeben. Die statistische Analyse verkohlter Partikel mit CharAnalysis 1.1 ergab sinnvolle CHAR-Akkumulationsraten. Einige der ermittelten *Peak Magnitudes* korrespondieren mit Ereignissen, die teils globale Veränderungen in der Paläoumwelt zur Folge hatten, wie das „8.2-Ereignis“, und zu solchen, die im überregionalen, regionalen oder lokalen Maßstab zu Veränderungen führten, wie der Ausbruch des Ulmener Mares, der Beginn der HEK II (Hunsrück-Eifel-Kultur) oder die Einfälle der Franken in den Trierer Raum. Die höchste *Fire Frequency* ungefähr zum 8.2-ka-Ereignis unterstützt die dort auch vorhandene *Peak Magnitude*. Die mit CharAnalysis 1.1 ermittelten Daten basieren auf der Anzahl verkohlter Partikel der Siebfraction $>125 \mu\text{m}$, diese Größenfraction zeigt sich als ein sinnvolles Proxy. Die Auswahl der Parameter (*Smoothing* und *FRI*) zur Generierung des Worksheets in CharAnalysis 1.1 bieten jedoch Verbesserungsmöglichkeiten, um auch die im Worksheet fehlenden Daten zu generieren. Ob dabei tatsächlich ein SNI-Index von 3 anzustreben ist, müsste eruiert werden. Eine erweiterte Analyse verkohlter Partikel, zum Beispiel durch die Auszählung einer größeren Probenmenge, und Identifikation der Partikel durch Analyse der Herkunftspflanzen, böten vertiefte Kenntnisse der Brandereignisse und des Gebrauchs des Feuers im Wawerner Tal und Umgebung und würden die Kulturlandschaftsgeschichte nochmals verfeinern.

Literaturverzeichnis

- ABBOTT, P. M., NIEMEIER, U., TIMMRECK, C., RIEDE, F., MCCONNELL, J. R., SEVERI, M., FISCHER, H., SVENSSON, A., TOOHEY, M., REINIG, F., SIGL, M. (2021): Volcanic climate forcing preceding the inception of the Younger Dryas: Implications for tracing the Laacher See eruption. *In: Quaternary Science Reviews* **274**, S. 107-260. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107260>.
- AD-HOC-AG BODEN (2005): *Bodenkundliche Kartieranleitung*, 5. Auflage, 438 S., Hannover. ISBN 978-3-510-95920-4.
- ALLEY, R. B., MEESE, D. A., SHUMAN, C. A., GOW, A. J., TAYLOR, K. C., GROOTES, P. M., WHITE, J. W. C., RAM, M., WADDINGSTON, E. D., MAYEWSKI, P. A., ZILINSKI, G. A. (1993): Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *In: Nature* **362**, S. 527–529. <https://doi.org/10.1038/362527a0>.
- ALLEY, R. B., ÁGÚSTSDÓTTIR, A. M. (2005): The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *In: Quaternary Science Reviews* **24** (10–11), S. 1123-1149. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.12.00>.
- ANAMTHAWAT-JONSSON, K., TOMASSON, T. (1990): Cytogenetics of hybrid introgression in Icelandic birch. *In: Hereditas* **12**, S. 65-70. Lund, Sweden. <https://doi.org/10.1111/j.1601-5223.1990.tb00138.x>.
- ANDERSEN, T. S., BERTELSEN, F. (1972): Scanning electron microscope studies of pollen of cereals and other grasses. *In: Grana* **12** (2), S. 79-86. <https://doi.org/10.1080/00173137209428830>.
- ANDERSON, R. S., HOMOLA, R. L., DAVIS, R. B., & JACOBSON JR, G. L. (1984): Fossil remains of the mycorrhizal fungal *Glomus fasciculatum* complex in postglacial lake sediments from Maine. *In: Canadian Journal of Botany* **62** (11), S. 2325-2328. <https://doi.org/10.1139/b84-316>.
- ANDERSON, D. G., MAASCH, K. A., SANDWEISS, D. H., MAYEWSKI, P. A. (2007): Climate and cultural change: exploring Holocene transitions. *In: Climate Change and Cultural Dynamics, A Global Perspective on Mid-Holocene Transitions* **1**, S. 1-23. <https://doi.org/10.1016/B978-012088390-5.50006-6>.
- ANDRIEUX, E., BERTRAN, P., SAITO, K. (2015): Spatial analysis of the French Pleistocene permafrost by a GIS database. *In: Permafrost and Periglacial Processes* **27** (1), S. 17-30. <https://doi.org/10.1002/ppp.1856>.
- ARNOLD, J. R., LIBBY, W. F. (1951): Radiocarbon dates. *In: Science* **113** (2927), S. 111-120. DOI: 10.1126/science.113.2927.111.
- BAALES, M., JÖRIS, O., STREET, M., BITTMANN, F., WENINGER, B., & WIETHOLD, J. (2002) : Impact of the Late Glacial eruption of the Laacher See volcano, central Rhineland, Germany. *In: Quaternary Research* **58** (3), S. 273-288. <https://doi.org/10.1006/qres.2002.2379>.

- BEHR, H.-J., HEINRICHS, T. (1987): Geological Interpretation of DEKORP2-S: A deep seismic reflection profile across the Saxothuringian and possible implications for the late Variscan structural evolution of Central Europe. *In: Tectonophysics* **142** (2-4), S. 173-202. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90122-3](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90122-3).
- BEHRE, K.-E. (1981): The interpretation of anthropogenic indicators in pollen diagrams. *Pollen et Spores* **23**, S. 225-245.
- BERGLUND, B. E. (ED.) (2003): *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. Verlag: The Blackburn Press, 869 S. ISBN-10: 1-930665-80-6.
- BEUG, H.-J. (1961): *Leitfaden der Pollenbestimmung. Lieferung 1*. 63 S. S. G. Fischer, Stuttgart. Nachdruck 1963, Fischer, Jena.
- BEUG, H.-J. (2004): *Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete*. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, 542 S. München. ISBN 978-3-89937-043-0.
- BFN (2000): *Karte der natürlichen Vegetation Europas (Karte, Legende u. Erläuterungen)*. Hrsg.: Bundesamt für Naturschutz (BfN), Bonn.
- BIRKS, H. J. (1968): The identification of *Betula nana* pollen. *In: New Phytologist*, **67** (2), S. 309-314. <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.1968.tb06386.x>.
- BIRKS, H. S. B., BIRKS, H. H. (1980): *Quaternary Paleocology*. Verlag: The Blackburn Press, 300 S. ISBN-10: 1-930665-56-3.
- BIRKS, H. J. B., LOTTER, A. F. (1994): The impact of the Laacher See Volcano (11 000 yr BP) on terrestrial vegetation and diatoms. *In: Journal of Paleolimnology*, **11** (3), p. 313-322. <https://doi.org/10.1007/BF00677991>.
- BJÖRCK, S., MUSCHELER, R., KROMER, B., ANDRESEN, C. S., HEINEMEIER, J., JOHNSEN, S. J., CONLEY, D., KOÇ, N., SPURK, M., VESKI, S. (2001): High-resolution analyses of an early Holocene climate event may imply decreased solar forcing as an important climate trigger. *In: Geology* **29** (12), S. 1107–1110. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<1107:HRAOAE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<1107:HRAOAE>2.0.CO;2).
- BJÖRCK, S., KROMER, B., JOHNSEN, S., BENNIKE, O., HAMMARLUND, D., LEMDAHL, G., POSSNERT, G., RASMUSSEN, T.L., WOHLFARTH, B., HAMMER, C.U., SPURK, M. (1996): Synchronized terrestrial-atmospheric deglacial records around the North Atlantic. *In: Science* **274** (5290), S. 1155–1160. DOI: 10.1126/science.274.5290.1155.
- BLOUET, V., LANSIVAL, R. (1993): *Aux Origines de La Lorraine Rurale (de 6000 Avant Notre Ère à l'an Mil)*. *In: Editions Serpenoise (Images du patrimoine 127)*. Metz: SRA de Lorraine.
- BOCH, R., SPÖTL, C., KRAMERS, J. (2009): High-resolution isotope records of early Holocene rapid climate change from two coeval stalagmites of Katerloch Cave, Austria. *In: Quaternary Science Reviews* **28** (23–24), S. 2527-2538. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.05.015>.

- BOGAARD, P. V., SCHMINCKE, H. U. (1985): Laacher See Tephra: A widespread isochronous late Quaternary tephra layer in central and northern Europe. *In: Geological Society of America Bulletin* **96** (12), S. 1554-1571.
[https://doi.org/10.1130/00167606\(1985\)96<1554:LSTAWI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/00167606(1985)96<1554:LSTAWI>2.0.CO;2).
- BOHNCKE, S. J. P., HOEK, W. Z. (2007): Multiple oscillations during the Preboreal as recorded in a calcareous gyttja, Kingbeekdal, The Netherlands. *In: Quaternary Science Reviews* **26** (15–16), S. 1965-1974. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.02.017>.
- BOND, G., SHOWERS, W., CHESEBY, M., LOTTI, R., ALMASI, P., DEMENOCAL, P., PRIORE, P., CULLEN, H., HAJDAS, I., BONANI, G. (1997): A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *In: Science* **278** (5341) S. 1257-1266.
DOI: 10.1126/science.278.5341.1257.
- BORK, H. R., BORK, H., DALCHOW, C., FAUST, B., PIORR, H.-P., SCHATZ, T. (1998): Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa: Wirkung des Menschen auf Landschaften. Verlag Klett-Perthes, 328 S., Stuttgart. ISBN-10 3-623-00849-4.
- BORK, H. R. (2020): Die Umweltgeschichte Deutschlands. Springer Berlin, Heidelberg, 408 S.
<https://doi.org/10.1007/978-3-662-61132-6>.
- BOS, J. A. A., BIRKS, H. H., VAN DER KNAAP, W. O., VAN LEEUWEN, J. F. N., JANSSEN, C. R. (2022): The Würmian Late-Glacial and early-Holocene vegetation and environment of Gourds des Aillères in the Monts du Forez (Massif Central, France) based on pollen and macrofossil evidence. *In: Quaternary International* **636**, S. 25–38.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.03.017>.
- BOS, J. A. A., VAN GEEL, B., VAN DER PLICHT, J., BOHNCKE, S. J. P. (2007): Preboreal climate oscillations in Europe: Wiggle-match dating and synthesis of Dutch high-resolution multi-proxy records. *In: Quaternary Science Reviews* **26**, S. 1927–1950.
doi:10.1016/j.quascirev.2006.09.012.
- BRAUER, A., ENDRES, C., GÜNTER, C., LITT, T., STEBICH, M., & NEGENDANK, J. F. (1999): High resolution sediment and vegetation responses to Younger Dryas climate change in varved lake sediments from Meerfelder Maar, Germany. *In: Quaternary Science Reviews* **18** (3), S. 321-329. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(98\)00084-5](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(98)00084-5).
- BRAUER, A., GÜNTER, C., JOHNSON, S.J., NEGENDANK, J. F. W. (2000): Land-ice teleconnections of cold climatic periods during the last Glacial/ Interglacial transition. *In: Climate Dynamics* **16**, S. 229–239. DOI: 10.1007/s003820050016.
- BRAUER, A., LITT, T., NEGENDANK, J. F., ZOLITSCHKA, B. (2001): Lateglacial varve chronology and biostratigraphy of lakes Holzmaar and Meerfelder Maar, Germany. *In: Boreas* **30** (1), S. 83-88. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2001.tb00991.x>.

- BRAUNER, W., WEBER, G. (1976): Ausbau der Saar – Landschaftsplanung, Ökologisches und landschaftsgestalterisches Rahmengutachten, Saarbrücken (unveröff. Gutachten im Auftrag des Ministers für Umwelt, Raumordnung und Bauwesen).
- BROECKER, W. S., KENNETT, J. P., FLOWER, B. P., TELLER, J. T., TRUMBORE, S., BONANI, G., WOLFLI, W. (1989): Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode. *In: Nature* **341**, S. 318-321. DOI 10.1038/341318a0.
- BUTLER, E. J. (1939): The occurrences and systematic position of the vesicular-arbuscular type of mycorrhizal fungi. *In: Transactions of the British Mycological Society* **22** (3-4), S. 274-301. [https://doi.org/10.1016/S0007-1536\(39\)80052-3](https://doi.org/10.1016/S0007-1536(39)80052-3).
- CAPPERS, R.T.J., BEKKER, R.M. (2013): A Manual for the Identification of Plant Seeds and Fruits. Groningen Archaeological Studies, Vol. **23**, 273 S. Barkhuis & University of Groningen Library, Groningen. ISBN-10: 9491431269.
- CARCAILLET, C. (2007): Charred Particle Analysis. *In: Paleobotany*, S. 1582-1593. Elsevier B.V.
- CARCAILLET, C., BERGERON, Y., RICHARD, P.J.H., FRECHETTE, B., GAUTHIER, S., PRAIRIE, Y.T. (2001): Change of fire frequency in the eastern Canadian boreal forests during the Holocene: does vegetation composition or climate trigger the fire regime? *In: Journal of Ecology* **89** (6), S. 930-946. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2745.2001.00614.x>.
- CHAWCHAI, S., KYLANDER, M. E., CHABANGBORN, A., LÖWEMARK, L. & WOHLFARTH, B. (2016): Testing commonly used X-ray fluorescence core scanning-based proxies for organic-rich lake sediments and peat. *In: Boreas* **45** (1), S. 180–189. DOI 10.1111/bor.12145.
- CHRISTOFFEL, E. (1993): Die Geschichte des Landkreises Trier-Saarburg von den Anfängen bis zur Gegenwart 1815-1992. Verlag der akademischen Buchhandlung Interbook, Trier. ISBN: 3889150357.
- CLARK, J.S. (1988): Particle Motion and the Theory of Charcoal Analysis: Source Area, Transport, Deposition, and Sampling. *In: Quaternary Research* **30** (1), S. 67-80. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(88\)90088-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90088-9).
- CLEMENS, L., LÖHR, H. (2001): Drei neue Landschaftsbilder zur Geschichte der Trierer Talweite in der Spätbronzezeit, der Spätantike und dem Hochmittelalter. *In: Funde und Ausgrabungen im Bezirk Trier* **33**, S. 103-134.
- CLEMENS, G. B., & CLEMENS, L. (2007): Geschichte der Stadt Trier. CH Beck, 174 S. ISBN-10: 9783406556180.
- COUTEAUX, M. (1969): Recherches palynologiques en Gaume, au pays d'Arlon, en Ardenne méridionale:(Luxembourg belge) et au Gutland (Grand Duché de Luxembourg). Université de Louvain, Laboratoire de Palynologie.

- COUTEAUX, M. (1970): Etude palynologique des dépôts quaternaires de la vallée de la Sûre à Echternach et à Berdorf, et de la Moselle à Mertert. *Archives de l'Institut Grand-Ducal du Luxembourg, section sciences naturelles, physiques et mathématiques*, **34**, S. 297-336.
- COMINO, J. R., ISERLOH, T., LASSU, T., CERDÀ, A., KEESTRA, S. D., PROSDOCIMI, M., BRINGS, C., MARZEN, M., RAMOS, M. C., RUIZ SINOGA, J. R., SEEGER, M., RIES, J. B. (2016): Quantitative comparison of initial soil erosion processes and runoff generation in Spanish and German vineyards. *In: Science of the Total Environment* **565**, S. 1165-1174. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.05.163>.
- CROUDACE, I. W., RINDBY, A., ROTHWELL, R. G. (2006): ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. *In: Geological Society, London, Special Publication* **267**, S. 51–63. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.267.01.04>.
- CUBIZOLLE, H., ARGANT, J., FASSION, F., LATOUR-ARGANT, C., DENG-AMIOT, Y., DIETRE, B. (2014): L'histoire de la végétation depuis la fin du tardiglaciaire et l'évolution de l'emprise humaine à partir du milieu de l'holocène dans le Massif Central oriental (France). Vegetation history from the end of the late-glacial and human impact from the mid-holocene in the eastern Massif Central (France). *In: Quaternaire, International Journal of the French Quaternary Association* **25** (3), S. 209-236. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.7060>.
- CÜPPERS, H. (1990): Die Römer in Rheinland-Pfalz. Nikol Verlag, Hamburg. ISBN: 3933203600.
- CÜPPERS, H. (1984): Aus der Geschichte des Weinbaus an Mosel, Saar, Ruwer. *In: Der Wein von Mosel-Saar-Ruwer im Kreis Trier-Saarburg*, S. 7-50. Hrsg. Kreisverwaltung Trier-Saarburg.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N. S., HAMMER, C. U., HVIDBERG, C. S., STEFFENSEN, J.P., SVEINBJÖRNDOTTIR, A. E., JOUZEL, J., BOND, G. (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *In: Nature* **364**, 218–220. <https://doi.org/10.1038/364218a0>.
- DAVIS, B. A. S., BREWER, S., STEVENSON, A. C., GUIOT, J. & DATA CONTRIBUTORS (2003): The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *In: Quaternary Science Reviews* **22** (15–17), S. 1701-1716. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00173-2](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00173-2).
- DECKER, K. (1984): Eine lange Weinchronik und deren Lehre. *In: Der Wein von Mosel-Saar-Ruwer im Kreis Trier-Saarburg*. Hrsg.: Kreisverwaltung Trier-Saarburg, 224 S.
- DEHN, W. (1964): Trier und das Trierer Land vor dem Erscheinen der Römer. *In: (Hrsg.) Laufner, R., Geschichte des Trierer Landes I, Schriftenreihe zur Trierischen Landesgeschichte und Volkskunde, Bd. 10*, S. 39-97.
- DENDIEVEL, A.-M., CUBIZOLLE, H., DIETRE, B., CHAPUIS, P., SCHOLTÉS, A., OBERLIN, C., HAJDAS, I., HAAS, J. N. (2023): Water and landscape management for 3,000 years in a mid-mountain area: evolution of the Gourgon mires complex (Massif Central, France) under anthropogenic and climate forcing. *In: Vegetation History and Archaeobotany* **33**, S. 459–473. <https://doi.org/10.1007/s00334-023-00959-5>.

- DENDIEVEL, A.-M., SERIEYSSOL, K., DIETRE, B., CUBIZOLLE, H., QUIQUEREZ, A., HAAS, J. N. (2022): Late-Glacial and Early Holocene environmental changes affecting the shallow lake basin of La Narce du B' eage (Ard' eche, Massif Central, France). *In: Quaternary International* **636**, S.52–68. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.09.014>.
- DEUTSCHER BUND FÜR VOGELSCHUTZ (HRSG.) (1986): Folgen der weiteren Kanalisierung. Arbeitspapier des DBV, Saarbrücken.
- DÖRFLER, W., EVANS, A., & LÖHR, H. (1998): Trier Walramsneustraße - Untersuchungen zum römerzeitlichen Landschaftswandel im Hunsrück-Eifel-Raum an einem Beispiel aus der Trierer Talweite. *In: Studia honoraria*, **4**, S. 119-152.
- DREIBRODT, S., LOMAX, J., NELLE, O., LUBOS, C., FISCHER, P., MITUSOV, A., REISS, S., RADTKE, U., NADEAU, M., GROOTES, P.M., BORK, H.R. (2010): Are mid-latitude slopes sensitive to climatic oscillations? Implications from an Early Holocene sequence of slope deposits and buried soils from eastern Germany. *In: Geomorphology* **122** (3-4), S. 351-369. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.05.015>.
- DUPRA-OUALID, F., BÉGEOT, C., PEYRON, O., RIUS, D., MILLET, L., MAGNY, M. (2022): High-frequency vegetation and climatic changes during the Lateglacial inferred from the Lapsou pollen record (Cantal, southern Massif Central, France). *In: Quaternary International* **636**, S. 69–80. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.04.012>.
- ELKINGTON, T. T. (1968): Introgressive hybridization between *Betula nana* L. and *B. pubescens* Ehrh. in North-West Iceland. *In: New Phytologist*, **67** (1), S. 109-118. <https://doi.org/10.1111/j.1469-8137.1968.tb05459.x>.
- ELLENBERG, H., LEUSCHNER, C. (2010): Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen. **6.** Auflage. Verlag Eugen Ulmer.
- ENGELS, S., BRAUER, A., BUDELMEIJER, N., MARTÍN-PUERTAS, C., RACH, O., SACHSE, D., VAN GEEL, B. (2016): Subdecadal-scale vegetation responses to a previously unknown late-Allerød climate fluctuation and Younger Dryas cooling at Lake Meerfelder Maar (Germany). *In: Journal of Quaternary Science* **31** (7), S. 741-752. <https://doi.org/10.1002/jqs.2900>.
- ENGELS, S., VAN GEEL, B., BUDELMEIJER, N., & BRAUER, A. (2015): High-resolution palynological evidence for vegetation response to the Laacher See eruption from the varved record of Meerfelder Maar (Germany) and other central European records. *In: Review of palaeobotany and palynology* **221**, S. 160-170. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2015.06.010>.
- EWIG, E. (1964): Das Trierer Land im Merowinger- und Karolingerreich. *In: (Hrsg.) Laufner, R., Geschichte des Trierer Landes I, Schriftenreihe zur Trierischen Landesgeschichte und Volkskunde, Bd. 10*, S. 222-302.
- FAEGRI, K., IVERSEN, J., KALAND, P.E., KRZYWINSKI, K., (1989): Textbook of Pollen Analysis, **IV** Edition (Reprint), Blackburn Press, Caldwell.

- FEIL, G. (1963): 50 Jahre Kreiswasserwerk Saarburg. *In: Wasser ist Leben, 1911-1991: 80 Jahre Kreiswasserwerk Trier-Saarburg.*
- FETZER, K.D., LARRES, K., SABEL, K.-J., SPIES, E.-D., WEIDENFELLER, M. (1995): Hessen, Rheinland-Pfalz, Saarland. *In: Benda, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands. S. 220-254; Gebrüder Bornträger, Stuttgart.*
- FIRBAS, F. (1934): Über die Bestimmung der Walddichte und der Vegetation waldloser Gebiete mit Hilfe der Pollenanalyse. *In: Planta* **22**, S. 109-145.
- FIRBAS, F. (1937): Der pollenanalytische Nachweis des Getreidebaus. *In: Zeitschrift für Botanik* **31**, S. 447-478.
- FIRBAS, F. (1949). Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen. 1. Band: Allgemeine Waldgeschichte. Verlag Gustav Fischer, Jena.
- FLEITMANN, D., MUDELSEE, M., BURNS, S. J., BRADLEY, R. S., KRAMERS, J., MATTER, A. (2008): Evidence for a widespread climatic anomaly at around 9.2 ka before present. *In: Paleoceanography Currents* **23** (1), PA1102, doi:10.1029/2007PA001519.
- FLETCHER, W. J., SÁNCHEZ GOÑI, M.F., NAUGHTON, F., SEPPÄ, H. (2023): Greenlandian Stage (Early Holocene, 11.7-8.2 ka). *In: European Glacial Landscapes, The Last Deglaciation, Chapter 6*, S. 73-81. DOI: <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-99712-6.00029-5>.
- FÖRSTER, M. W., ZEMLITSKAYA, A., OTTER, L. M., BUHRE, S., SIROCKO, F. (2020): Late Pleistocene Eifel eruptions: insights from clinopyroxene and glass geochemistry of tephra layers from Eifel Laminated Sediment Archive sediment cores. *In: Journal of Quaternary Science*, **35** (1-2), S. 186-198. <https://doi.org/10.1002/jqs.3134>.
- GARCÍA, M.L., BIRLO, S., ZOLITSCHKA, B. (2023): Paleoenvironmental changes of the last 16,000 years based on diatom and geochemical stratigraphies from the varved sediment of Holzmaar (West-Eifel Volcanic Field, Germany). *In: Quaternary Science Reviews* **293**, S. 107-691. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107691>
- GAUTHIER, E., JASSEY, V. E. J., MITCHELL, E. A. D., LAMENTOWICZ, M., PAYNE, R., DELARUE, F., LAGGOUN-DEFARGE, F., GILBERT, D., RICHARD, H. (2019): From Climatic to Anthropogenic Drivers: A Multi-Proxy Reconstruction of Vegetation and Peatland Development in the French Jura Mountains. *In: Quaternary* **2** (4), 38. <https://doi.org/10.3390/quat2040038>.
- GOEPP, S. (2007): Origine, histoire et dynamique des Hautes-Chaumes du massif vosgien : Déterminismes environnementaux et actions de l'Homme. Thèse de doctorat, Université Louis Pasteur (Strasbourg).
- GÖPPERT, H. R. (1836): De floribus in statu fossilis comentatio. *Nov. acta. Acad. Leopold. In: Carol. Natur. Cur.* **18**, I. S. 547-572.

- GOURIVEAU, E., RUFFALDI, P., DUCHAMP, L., ROBIN, V., SCHNITZLER, A., WALTER-SIMONNET, A.-V. (2020): Holocene vegetation history in the Northern Vosges Mountains (NE France): Palynological, geochemical and sedimentological data. *In: The Holocene* **30** (6), S. 888–904. <https://doi.org/10.1177/095968362090222>.
- GRANAI, S., DABKOWSKI, J., HÁJKOVÁ, P., NATON, H.-G., & BROU, L. (2020): Holocene palaeoenvironments from the Direndall tufa (Luxembourg) reconstructed from the molluscan succession and stable isotope records. *In: The Holocene* **30** (7), S. 982-995. <https://doi.org/10.1177/0959683620908659>.
- GRANAI, S., LAURELUT, C., GONNET, A., FICHET, V. (2024): Palaeoenvironmental reconstruction of poorly stratified sites using malacological assemblages of archaeological features: A case study in Reims (NE France). *In: Journal of Archaeological Science: Reports*, **56**, 104576. <https://doi.org/10.1016/j.jasrep.2024.104576>.
- GRIMM, E. C. (1987): CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *In: Computers & Geosciences* **13** (1), S. 13-35.
- GRIMM, E. C. (2016): TILIA 2.1. 1. Illinois state museum, Springfield.
- GROOTES, P. M., STUIVER, M., WHITE, J. W. C., JOHNSEN, S. J., JOUZEL, J. (1993): Comparison of oxygen isotope records from GISP2 Greenland ice cores. *In: Nature* **366**, S. 552–554. <https://doi.org/10.1038/366552a0>.
- GROSSE-BRAUCKMANN, G., STREITZ, B. (1992): Pflanzliche Makrofossilien mitteleuropäischer Torfe. **III**. Früchte, Samen und einige Gewebe. *In: Telma* **22**, S. 53-102.
- GROSSE-BRAUCKMANN, G. (1974): Über pflanzliche Makrofossilien mitteleuropäischer Torfe. **II**. Weitere Reste (Früchte, Samen, Moose u.a.) und ihre Bestimmungsmöglichkeiten. *In: Telma* **4**, S. 51-117.
- GROSSE-BRAUCKMANN, G. (1972): Über pflanzliche Makrofossilien mitteleuropäischer Torfe. **I**. Gewebereste krautiger Pflanzen und ihre Merkmale. *In: Telma* **2**, S. 19-55.
- GUIOT, J., COUTEAUX, M. (1992): Quantitative climate reconstruction from pollen data in the Grand Duchy of Luxembourg since 15 000 yr BP. *In: Journal of Quaternary Science* **7** (4), S. 303-309. <https://doi.org/10.1002/jqs.3390070405>.
- HAND, R., REICHERT, H., BUJNOCH, W., KOTTKE, U. & CASPARI, S. (2016): Flora der Region Trier (Bd. 1 u. 2). Verlag Michael Weyand, Trier.
- HAND, R., HEYNE, K.H. (1984): Vogelfauna des Regierungsbezirks Trier, Pollinchia-Buch Nr. **6**, 288 S.
- HARTZ, A., SCHAAL-LEHR, C., MANDERLA, B., WENDL, P. (2018): Entwicklungskonzept Oberes Moseltal – Bericht zur Raumanalyse. *Hrsg: V. Ministère du Développement durable et des Infrastructures du Luxembourg, Ministerium des Inneren und für Sport Rheinland-Pfalz, Bauen und Sport des Saarlandes.*

- HEDBERG, H. D. (1972): Summary of an international guide to stratigraphic classification, terminology, and usage. *In: Boreas* 1 (3), S. 213-239.
- HEINEN, H. (1988). Trier und das Trevererland in römischer Zeit (2. erweiterter Nachdruck). Speer-Verlag, Trier.
- HEINRICH, H. (1988): Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the Past 130,000 Years. *In: Quaternary Research* 29 (2), p. 142-152. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(88\)90057-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90057-9).
- HELMINGER, T., MOES, G., GRANDA ALONSO, E., HANS, F. & WEBER, O. (2019): Halbtrockenrasen und Schluchtwälder im Osten Luxemburgs. *In: Tuexenia Beiheft Nr. 12*, S. 85-136.
- HIGUERA, P.E., GAVIN, D.G., BARTLEIN, P.J., HALLETT, D.J. (2010): Peak detection in sediment-charcoal records: impacts of alternative data analysis methods on fire-history interpretations. *In: International Journal of Wildland Fire* 19, S. 996-1014. <https://doi.org/10.1071/WF09134>.
- HIGUERA, P. (2009b): CharAnalysis 0.9: Diagnostic and analytical tools for sediment-charcoal analysis (User's Guide). Montana State University, University of Illinois. URL: <http://CharAnalysis.googlepages.com>.
- HIGUERA, P.E., BRUBAKER, L.B., ANDERSON, P.M., HU, F.S., BROWN, T.A. (2009a): Vegetation mediated the impacts of postglacial climatic change on fire regimes in the south-central Brooks Range, Alaska. *In: Ecological Monographs* 79, S. 201-219. <https://doi.org/10.1890/07-2019.1>.
- HIGUERA, P.E. (2008): MCAgeDepth 0.1: Probabilistic age-depth models for continuous sediment records.
- HILLEN, J., ANGETTER, L.-S., GÜNTHER, L., MOLITOR, F. (2010): Habitatnutzung einer Kolonie der Bechsteinfledermaus (*Myotis bechsteinii*) im NSG "Wawerner Bruch". *In: Dendrocopos* 37: S. 19-42.
- HORNIBROOK, E. R., LONGSTAFFE, F. J., FYFE, W. S., BLOOM, Y. (2000): Carbon-isotope ratios and carbon, nitrogen and sulfur abundances in flora and soil organic matter from a temperate-zone bog and marsh. *In: Geochemical Journal* 34 (3), S. 237-245. <https://doi.org/10.2343/geochemj.34.237>.
- HORNUNG, S. (2012): Ein Spätrepublikanisches Militärlager bei Hermeskeil (Lkr. Trier-Saarburg). Vorbericht über die Forschungen 2010-2011. *In: Archäologisches Korrespondenzblatt (Sonderdruck)* Jg. 42, 2012, Heft 2. Hrsg.: Römisch-Germanisches Zentralmuseum Mainz, Verlag des Römisch-Germanischen Zentralmuseums. ISSN 0342-734X.
- HUBER, U. M., & MARKGRAF, V. (2003): Holocene fire frequency and climate change at Rio Rubens Bog, southern Patagonia. In *Fire and climatic change in temperate ecosystems of the western Americas*, S. 357-380. New York, NY: Springer New York. https://doi.org/10.1007/0-387-21710-X_13.
- HUMMEL, M. (1949): Zur Postglazialen Wald-, Siedlungs- und Moor-Geschichte der Vordereifel. *In: Planta* 37 (4), S. 451-497. <https://doi.org/10.1007/BF01915674>.

- HURRELL, J.W., KUSHNIR, Y., OTTERSEN, G., VISBECK, M. (2003): An overview of the North Atlantic oscillation. *In: Geophysical Monograph-American Geophysical Union* **134**, S. 1-36. <https://doi.org/10.1029/134GM01>.
- HURRELL, J.W. (1995): Decadal trends in the North Atlantic Oscillation and relationships to regional temperature and precipitation. *In: Science (New York, N.Y.)* **269**, S. 676-679. DOI: 10.1126/science.269.5224.676.
- IVERSEN, J. (1941): Land occupation in Denmark's Stone Age. *In: Danmarks Geologiske Forendlinger* **II 66**, S. 1-126.
- JACOB, B. (2016): Sinn und Unsinn des sogenannten „Vertragsnaturschutzes“ in Rheinland-Pfalz – mit besonderer Darstellung am Beispiel des Inzenvenns bei Lichtenborn im Eifelkreis Bitburg-Prüm. *In: Dendrocopos* **43**: S. 91-108.
- JASKOWSKI, P. (2012): Stand der Pflege- und Entwicklungsmaßnahmen im Naturschutzgebiet „Wawerner Bruch“. *In: Dendrocopos* **39**, S. 95-98.
- JOLY, C., BARILLÉ, L., BARREAU, M., MANCHERON, A., VISET, L. (2007): Grain and annulus diameter as criteria for distinguishing pollen grains of cereals from wild grasses. *In: Review of Palaeobotany and Palynology* **146** (1-4), S. 221-233. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2007.04.003>.
- KALIZ, A.J., MEURERS-BALKE, J. (1997): Landnutzung im Neolithikum. *In: Irsingler, F., & Strasser, R. (Hrsg.): Geschichtlicher Atlas der Rheinlande. Beihefte II/2.1 u. II/2.2 (bearbeitet von Richter, J.). Köln*, S. 25–55.
- KALIZ, A.J., ZIMMERMANN, A. (1988): An integrative model for the use of different landscapes in Linearbandkeramik times. *In: Bindcliff, J.L., Davidson, D.A., Grant, E.G. (Eds.): Conceptual Issues in Environmental Archaeology. Edinburgh*: S. 145–152.
- KARLSDÓTTIR, L., HALLSDÓTTIR, M., THÓRSSON, A. T., & ANAMTHAWAT-JÓNSSON, K. (2008): Characteristics of pollen from natural triploid *Betula* hybrids. *In: Grana* **47** (1), S. 52-59. <https://doi.org/10.1080/00173130801927498>.
- KARLSDÓTTIR, L., THÓRSSON, A.T., HALLSDÓTTIR, M., SIGURGEIRSSON, A., EYSTEINSSON, T., ANAMTHAWAT-JÓNSSON, K. (2007): Differentiating pollen of *Betula* species from Iceland. *In: Grana* **46** (2), S. 78-84. DOI: 10.1080/00173130701237832.
- KELLY, R.F., HIGUERA, P.E., BARRETT, C.M., SHENG HU, F. (2010): A signal-to-noise index to quantify the potential for peak detection in sediment-charcoal records. *In: Quaternary Research* **75** (1), S. 11-17. doi:10.1016/j.yqres.2010.07.011.
- KNORR, G., LOHMANN, G. (2007): Rapid transitions in the Atlantic thermohaline circulation triggered by global warming and meltwater during the last deglaciation. *In: Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **8** (12), S. 1-22. <https://doi.org/10.1029/2007GC001604>.

- KNÖRZER, K.-H., GERLACH, R. (1999): Geschichte der Nahrungs- und Nutzpflanzen im Rheinland. *In*: PflanzenSpuren, Archäobotanik im Rheinland: Agrarlandschaften und Nutzpflanzen im Wandel der Zeiten. Hrsg: Knörzer, K.-H., Gerlach, R., Meurers-Balke, J., Kalis, A. J., Tegtmeier, U., Becker, W. D., Jürgens, A. Landschaftsverband Rheinland, Rheinisches Amt für Bodendenkmalpflege. Rheinland-Verlag GmbH, Köln. ISBN 3-7927-1715-8.
- KNUTTI, R., FLÜCKIGER, J., STOCKER, T. F., TIMMERMANN, A. (2004): Strong hemispheric coupling of glacial climate through freshwater discharge and ocean circulation. *In*: Nature **430**, S. 851-856. doi: 10.1038/nature02786.
- KNUTZ, P. C., ZAHN, R., HALL, I. R. (2007): Centennial-scale variability of the British Ice Sheet: Implications for climate forcing and Atlantic meridional overturning circulation during the last deglaciation. *In*: Paleoceanography and Paleoclimatology **22**, PA1207, doi:10.1029/2006PA001298.
- KÖHLER, E., LANGE, E. (1979): A contribution to distinguishing cereal from wild grass pollen grains by LM and SEM. *In*: Grana **18** (3), S. 133-140, DOI:10.1080/00173137909424973.
- KÖNIG, M. (1999): Ein umfangreicher spätantiker Getreidefund aus Trier [Hindenburgstraße]. *In*: Funde und Ausgrabungen im Bezirk Trier (**31**): Aus der Arbeit des Rheinischen Landesmuseums Trier. DOI: <https://doi.org/10.11588/fuabt.1999.0.54597>.
- KÖENIG, M. (2017): La Tène and Roman agriculture in Rhineland-Palatinate, Saarland and Luxembourg. *In*: (Hrsg.): Lepetz, S. & Zech-Matterne, V.: Productions agro-pastorales, pratiques culturelles et élevage dans le nord de la Gaule du deuxième siècle avant J.-C. à la fin de la période romaine, éditions mergoïl quint-fonsegrives.
- KÖRBER-GROHNE, U. (1958): Die Bedeutung des Phasenkontrastverfahrens für die Pollenanalyse, dargestellt am Beispiel der Gramineenpollen vom Getreidetyp. *In*: Photographie und Forschung, Zeiss Ikon im Dienste der Wissenschaft **7**, S. 237-248.
- KREMER, G., METZLER, J., GAENG, C. (2016): Das öffentliche Zentrum des keltischen Oppidums und das Heiligtum des gallo-römischen Vicus auf dem Titelberg (Luxemburg). Hrsg.: Lehner, M., Schrettle, B. Zentralort und Tempelberg. Siedlungs- und Kultentwicklung am Frauenberg bei Leibnitz im Vergleich, Akten des Kolloquiums im Schloss Seggau am 4. und 5. Mai 2015, Sonderdruck. Phoibos Verlag, Wien. ISBN 978-3-85161-163-2.
- KRIER, J. (2010): Ein römisches Bergheiligtum auf dem „Buergruuef“ bei Grevenmacher. Sonderdruck aus der Festbroschüre „175 Joar Harmonic Municipale Grevenmacher“ (Luxemburg 2010), S.113-137.
- KRÜGER, J. P., LEIFELD, J., GLATZEL, S., SZIDAT, S., ALEWELL, C. (2015): Biogeochemical indicators of peatland degradation—a case study of a temperate bog in northern Germany. *In*: Biogeosciences, **12** (10), S. 2861-2871. <https://doi.org/10.5194/bg-12-2861-2015>.

- KUBITZ, B. (2000): Die holozäne Vegetations- und Siedlungsgeschichte in der Westeifel am Beispiel eines hochauflösenden Pollendiagrammes aus dem Meerfelder Maar. *Dissertationes Botanicae* Band **339**, 106 S. ISBN 978-3-443-64251-8.
- KUHRY, P., VITT, D. H. (1996): Fossil carbon/nitrogen ratios as a measure of peat decomposition. *In: Ecology* **77** (1), S. 271-275. <https://doi.org/10.2307/2265676>.
- LGB LANDESAMT FÜR GEOLOGIE UND BERGBAU RHEINLAND-PFALZ (2005): *Geologie von Rheinland-Pfalz*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart.
- LANG, G. (1994): *Spätquartäre Vegetationsgeschichte Europas, Methoden und Ergebnisse*. Gustav Fischer Verlag, Jena. ISBN 3-334-60405-5.
- LANG, B., BEDFORT, A., BROOKS, S. J., JONES, R. T., RICHARDSON, N., BIRKS, H. J. B., MARSHALL, J. D. (2010): Early-Holocene temperature variability inferred from chironomid assemblages at Hawes Water, northwest England. *In: The Holocene* **20** (6), S. 943–954. DOI: 10.1177/0959683610366157.
- LAROCQUE-TOBLER, I., HEIRI, O., WEHRLI, M. (2010): Late Glacial and Holocene temperature changes at Egelsee, Switzerland, reconstructed using subfossil chironomids. *In: Journal of Paleolimnology* **43**, S. 649-666. <https://doi.org/10.1007/s10933-009-9358-z>.
- LAUER, W., BENDIX, J. (2006): *Klimatologie. Das Geographische Seminar*. Bildungshaus Schulbuchverlage, Westermann.
- LEROY, S. A. G., ZOLITSCHKA, B., NEGENDANK, J. F. W. SERET, G. (2000): Palynological analyses in the laminated sediment of Lake Holzmaar (Eifel, Germany): duration of Lateglacial and Preboreal biozones. *In: Boreas* **29**, S. 52–71. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2000.tb01200.x>.
- LESCHIK, G. (1961): *Die postglaziale Waldentwicklung im mittleren Saartal*. -Veröff. Institut für Landeskunde des Saarlandes 4, Saarbrücken.
- LITT, T., STEBICH, M. (1999): Bio- and chronostratigraphy of the lateglacial in the Eifel region, Germany. *In: Quaternary International* **61** (1) S. 5-16. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(99\)00013-0](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(99)00013-0).
- LITT, T., BEHRE, K. E., MEYER, K. D., STEPHAN, H. J., & WANSA, S. (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. *In: Eiszeitalter und Gegenwart* **56** (1-2), S. 7-65. <https://doi.org/10.3285/eg.56.1-2.02>.
- LITT, T., SCHÖLZEL, C., KÜHL, N., & BRAUER, A. (2009): Vegetation and climate history in the Westeifel Volcanic Field (Germany) during the past 11 000 years based on annually laminated lacustrine maar sediments. *In: Boreas* **38** (4), S. 679-690. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2009.00096.x>.
- LONG, C.J., WHITLOCK, C., BARTLEIN, P.J., MILLSPAUGH, S.H. (1998): A 9000-year fire history from the Oregon Coast Range, based on high-resolution charcoal study. *In: Canadian Journal of Forest Research* **28**, S. 774-787.

- LOTTER, A. F., BIRKS, H. J. B., ZOLITSCHKA, B. (1995): Late-glacial pollen and diatom changes in response to two different environmental perturbations: volcanic eruption and Younger Dryas cooling. *In: Journal of Paleolimnology* **14** (1), S. 23-47. <https://doi.org/10.1007/BF00682592>.
- LÖHR, H., NEYSES-EIDEN, M. (2001): Dendrochronologisch datierte Auenhölzer aus Trier und Umgebung als Indikatoren verstärkter Flußaktivität und menschlicher Landnutzung in historischer Zeit. *In: Umwelt und Region: Aus der Werkstatt des Sonderforschungsbereichs 522 [der Deutschen Forschungsgemeinschaft] / Hrsg. von Paul Müller, Trier 2002. S. 235-244.*
- LÖVE, A., LÖVE, D. (1956): Cytotaxonomical conspectus of the Icelandic Flora. *In: Acta Horti gothoburg* **20**, S. 65-291.
- LUDEWIG, E. (1999): Direkte und indirekte anthropogene Beeinflussung und Veränderung der Ufervegetation der Saar. *Dissertationes Botanicae, Band 301.*
- LUWG LANDESAMT FÜR UMWELT, WASSERWIRTSCHAFT UND GEWERBEAUF SICHT (2014): Heutige potentielle natürliche Vegetation (HpnV) von Rheinland-Pfalz, Kartiereinheiten und Standortinformationen. Mainz, Rheinland-Pfalz.
- MA, L., LI, Z., XU, Q., LI, H., ZHANG, K., LI, Y., ZHANG, R., CAO, X. & ZHANG, S. (2024): Modern pollen assemblages from the hinterland of the Tibetan Plateau and their significance for reconstructions of past vegetation. *In: Boreas* **53**, S. 42–55. <https://doi.org/10.1111/bor.12641>. ISSN 0300-9483.
- MÄCKEL, R., FRIEDMANN, A., SUDHAUS, D. (2009): Environmental changes and human impact on landscape development in the upper rhine region. *In: Erdkunde* **63** (1), S. 35-49. DOI: <https://doi.org/10.3112/erdkunde.2009.01.03>.
- MÄKELÄ, E. M. (1996): Size distinctions between *Betula* pollen types—a review. *In: Grana* **35** (4), S. 248-256. <https://doi.org/10.1080/00173139609430011>.
- MANGERUD, J., ANDERSEN, S.T., BERGLUND, B.E., DONNER, J. J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *In: Boreas* **3**, S.109-126. DOI: 10.1111/j.1502-3885.1974.tb00669.x.
- MANGERUD, J. (2020): The discovery of the Younger Dryas, and comments on the current meaning and usage of the term. *In: Boreas* **50**, S. 1–5. <https://doi.org/10.1111/bor.12481>.
- MATHIAS, K. (1952): Die Entwässerung der Talmäander im Bereich der unteren Saar. *In: Annl. Univ. sarav., Naturwissenschaften. Sciences* **4**, S. 355-369, Saarbrücken.
- MATHIAS, K. (1936): Morphologie des Saartals zwischen Saarbrücken und der Saarmündung. *Decheniana. Dechania. Verh. Naturh. Ver. Rheinld. Westf.* **93**, S. 1-112.
- MARTIN, C., MÉNOT, G., THOUVENY, N., PEYRON, O., ANDRIEU-PONEL, V., MONTADE, V., DAVTIAN, N., REILLE, M., BARD, E. (2020): Early Holocene Thermal Maximum recorded by branched tetraethers and pollen in Western Europe (Massif Central, France). *In: Quaternary Science Reviews* **228**, S. 106-109. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106109>.

- MARTIN-PUERTAS, C., TJALLINGII, R., BLOEMSMA, M., & BRAUER, A. (2017): Varved sediment responses to early Holocene climate and environmental changes in Lake Meerfelder Maar (Germany) obtained from multivariate analyses of micro X-ray fluorescence core scanning data. *In: Journal of Quaternary Science* **32** (3), S. 427-436. <https://doi.org/10.1002/jqs.2935>.
- MCCABE, A. M., CLARK, P. U. (1998): Ice-sheet variability around the north Atlantic Ocean during the last deglaciation. *In: Nature* **392**, S. 373-377. <https://doi.org/10.1038/32866>.
- MCMANUS, J. F., FRANCOIS, R., GHERARDI, J. M., KEIGWIN, L. D., BROWN-LEGER, S. (2004): Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *In: Nature* **428**, S. 834-837. <https://doi.org/10.1038/nature02494>.
- MEKHALDI, F., CZYMZIK, M., ADOLPHI, F., SJOLTE, J., BJÖRCK, S., ALDAHAN, A., BRAUER, A., MARTIN-PUERTAS, C., POSSNERT, G., MUSCHELER, R. (2020): Radionuclide wiggle matching reveals a nonsynchronous early Holocene climate oscillation in Greenland and western Europe around a grand solar minimum. *In: Climate of the Past* **16**, S. 1145-1157. <https://doi.org/10.5194/cp-16-1145-2020>.
- MEURERS-BALKE, J., KALIS, A. J., GERLACH, R., JÜRGENS, A. (1999): Landschafts- und Siedlungsgeschichte des Rheinlandes. *In: PflanzenSpuren, Archäobotanik im Rheinland: Agrarlandschaften und Nutzpflanzen im Wandel der Zeiten*. Hrsg: Knörzner, K.-H., Gerlach, R., Meurers-Balke, J., Kalis, A. J., Tegtmeier, U., Becker, W. D., Jürgens, A. Landschaftsverband Rheinland, Rheinisches Amt für Bodendenkmalpflege. Rheinland-Verlag GmbH, Köln. ISBN 3-7927-1715-8.
- MEYER, F.H. (1957): Über Wasser und Stickstoffhaushalt der Röhrichte und Wiesen im Elballuvium bei Hamburg. *Mitt. Staatsinst. Allg. Botan. Hamburg* **11**, S. 137-203.
- MEYER, W. (1994): *Geologie der Eifel*. 3. ergänzte Auflage. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), Stuttgart.
- MEYNEN, E., SCHMITHÜSEN, J., GELLERT, J., NEEF, E., MÜLLER-MINY, H., SCHULTZE, J. H. (1962): *Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands*, Bd. 2. Bad Godesberg.
- MINISTERIUM FÜR UMWELT, FORSTEN UND VERBRAUCHERSCHUTZ, RHEINLAND-PFALZ (2007): *Klimabericht Rheinland-Pfalz 2007*.
- MINISTERIUM FÜR WIRTSCHAFT, KLIMASCHUTZ, ENERGIE UND LANDESPLANUNG RHEINLAND-PFALZ (2013): *Klimawandelbericht - Grundlagen und Empfehlungen für Naturschutz und Biodiversität, Boden, Wasser, Landwirtschaft, Weinbau und Wald*.
- MOOR, M. (1958): Pflanzengesellschaften schweizerischer Flußauen. *Mitt. Schweiz. Anst. Forstl. Versuchswes.* **34**, S. 221-360.
- MOORE, P.D., WEBB, J.A., COLLINSON, M.E. (1991): *Pollen Analysis*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.

- MUSCHELER, R., BEER, J., KUBIK, P.W., SYNAL, H.A. (2005): Geomagnetic field intensity during the last 60,000 years based on ^{10}Be and ^{36}Cl from the Summit ice cores and ^{14}C . *In: Quaternary Science Reviews* **24**, S. 1849-1860. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.01.012>.
- MUSCHITIELLO, F., PAUSATA, F. S. R., WATSON, J. E., SMITTENBERG, R. H., SALIH, A. A. M., BROOKS, S. J., WHITEHOUSE, N. J., KARLATOU-CHARALAMPOPOULOU, A., WOLHFARTH, B. (2015): Fennoscandian freshwater control on Greenland hydroclimate shifts at the onset of the Younger Dryas. *In: Nature communications* **6** (1), 8939. DOI: 10.1038/ncomms9939.
- MULLER, K., KYLANDER, M., WÜST, R. A. J., WEISS, D., MARTINEZ-CORTIZAS, A., LEGRANDE, A. L., JENNERJAHN, T., BEHLING, H., ANDERSON, W. T., JACOBSON, G. (2008): Possible evidence for wet Heinrich phases in tropical NE Australia: The Lynch's Crater Deposit. *In: Quaternary Science Reviews* **27** (5-6), S. 468-475. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.11.006>.
- MÜLLER, M. J. (1976): Untersuchungen zur pleistozänen Entwicklungsgeschichte des Trierer Moseltals und der Wittlicher Senke (Vol. **207**). Zentralausschuss für Deutsche Landeskunde, Selbstverlag.
- MÜLLER, M. J., SCHRÖDER, D., URBAN, B., ZÖLLER, L. (1983): Zur weichselzeitlichen Entwicklungsgeschichte der unteren Saar (Rheinisches Schiefergebirge). *In: Eiszeitalter und Gegenwart* **33**, S. 79-94, Hannover.
- NAUGHTON, F., SÁNCHEZ-GOÑI, M., LANDAIS, A., RODRIGUES, T., VAZQUEZ RIVEIROS, N., TOUCANNE, S. (2023): The Bølling-Allerød Interstadial. *In: European Glacial Landscapes, The Last Deglaciation*, Chapter **6**, S. 45-50. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-91899-2.00015-2>.
- NAUGHTON, F., COSTAS, S., GOMES, S.D., RODRIGUES, T., DESPRAT, S., BRONK-RAMSEY, C., OLIVEIRA, D., SALGUERIO, E., VOELKER, A. H. L., ABRANTES, D. (2019): Coupled ocean and atmospheric changes during the Younger Dryas in southwestern Europe. *Quaternary Science Reviews* **212**, S. 108-120. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.03.033>.
- NEGENDANK, J. F. W. (1983): Trier und Umgebung. *In: Sammlung geologischer Führer* **60**, 2. Aufl., 195 S., Verlag Borntraeger Berlin, Stuttgart. ISBN 978-3-443-15032-7.
- NICHOLS, G. (2009): Sedimentology and Stratigraphy. Blackwell Science Ltd., London, 335 S.
- NORTMANN, H. (2018): Ein bemerkenswerter Grabhügel der älteren Bronzezeit bei Kahren, Kreis Trier-Saarburg. *In: Trierer Zeitschrift* **81**, S. 23-36.
- NORTMANN, H. (2008): Befestigungen der Eisenzeit im Hunsrück-Nahe-Raum. Forschungsstand, Fragen und Hypothesen. *In: Trierer Zeitschrift* **71/72** (2008/09), S.15-25.
- OBREHT, I., WÖRMER, L., BRAUER, A., WENDT, J., ALFKEN, S., DE VLEESCHOUWER, D., ELVERT, M., HINRICHS, K.-U. (2020): An annually resolved record of Western European vegetation response to Younger Dryas cooling. *In: Quaternary Science Reviews* **231**, S. 106-198. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106198>.

- OHLENDORF, C., FEY, M., MASSAFERRO, J., HABERZETTL, T., LAPRIDA, C., LÜCKE, A., MAIDANA, N., MAYR, C., OEHLERICH, M., RAMÓN MERCAU, J., WILLE, M., CORBELLA, H., ST-ONGE, G., SCHÄBITZ, F., ZOLITSCHKA, B. (2014): Late-Holocene hydrology inferred from lacustrine sediments of Laguna Cháltel (southeastern Argentina). *In: Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology* **411**, S. 229-248. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.06.030>.
- OVERBECK, F. (1958): Pollenanalyse tertiärer Bildungen. *In: Handbuch d. Mikrosk. u. Technik* **II**, **3**, S. 325-410, Frankfurt/ Main.
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-Geologische Moorkunde. Karl Wachholtz Verlag Neumünster.
- PAULKE, M. (2019): Archäologischer Rundgang durch Luxemburg. Livret du Patrimoine du CNRA No.2. Centre national de recherche archéologique Luxembourg.
- PLESSEN, B., HELLE, G. (2017): Vom Monitoring zum Klimaarchiv, Sauerstoffisotope in der Paläoklimatologie. *In: System Erde. GFZ-Journal* **7,1** „Isotopengeochemie“. DOI: 10.2312/GFZ.syserde.07.01.2.
- POSCHLOD, P. (2015): Geschichte der Kulturlandschaft. Eugen Ulmer KG. ISBN 978-3-8001-7983-1.
- PRASAD, S., BAIER, J. (2014): Tracking the impact of mid- to late Holocene climate change and anthropogenic activities on Lake Holzmaar using an updated Holocene chronology. *In: Global and Planetary Change* **122**, S. 251-264. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.08.020>.
- RASMUSSEN, S.O., VINTHER, B.M., CLAUSEN, H.B., ANDERSEN, K.K. (2007): Early Holocene climate oscillations recorded in three Greenland ice cores. *In: Quaternary Science Reviews* **26**, (15-16), S. 1907-1914. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.06.015>.
- REICHRATH, J. (1938): Morphologie und Morphogenese des Flußgebietes der mittleren und unteren Saar. Bonn.
- REICHERT, H. (2010): Bestandsaufnahme der Flora im Uferbereich des rheinland-pfälzischen Abschnitts der Saar. *In: Dendrocopos. Faunistik, Floristik und Naturschutz in der Region Trier* Bd. **37**, S. 77-93. NABU Trier.
- REIMER, P.J., AUSTIN, W. W. N., BARD, E., BAYLISS, A., BLACKWELL, P. G., RAMSEY, C. B., BUTZIN, M., CHENG, H., EDWARDS, L., ET AL. (2020): The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *In: Radiocarbon* **62**. doi: 10.1017/RDC.2020.41.
- REINIG, F., WACKER, L., JÖRIS, O., OPPENHEIMER, C., GUIDOBALDI, G., NIEVERGELT, D., ADOLPHI, F., CHERUBINI, P., ENGELS, S., ESPER, J., et al. (2021): Precise date for the Laacher See eruption synchronizes the Younger Dryas. *In: Nature* **595**, S. 66–69. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03608-x>.
- REILLE, M. (1998): Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du nord (Supplément 2). Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, Marseille.

- RODRÍGUEZ-PÉREZ, E., VÁZQUEZ SELEM, L., CAÑELLAS-BOLTÀ, N., DEL CARMEN TRAPOTE, M., SOSA, S., LOZANO-GARCIA, S., MONTOYA, E. (2024): Pollen signal of modern vegetation registered in surface soil samples along an elevation gradient from Iztaccíhuatl volcano, central Mexico. *In: Vegetation History and Archaeobotany* <https://doi.org/10.1007/s00334-024-01007-6>.
- ROTHWELL, R.G. & CROUDACE, I.W. (2015): Micro-XRF Studies of Sediment Cores: A Perspective on Capability and Application in the Environmental Sciences. *In: Croudace, I.W. & Rothwell, R.G. (Ed.), Micro-XRF studies in sediment cores. Dordrecht, Springer, S. 1-21.*
- RÖSCH, M. (2000): Long-term human impact as registered in an upland pollen profile from the southern Black Forest, south-western Germany. *In: Vegetation History and Archaeobotany* **9**, S. 205-218. <https://doi.org/10.1007/BF01294635>.
- RUPPEL, T. (1990): Die Urnenfenderzeit in der Niederrheinischen Bucht. Rheinischer Verlag, Reihe Rheinische Ausgrabungen. ISBN 978-3-792-71135-4.
- RUTHSATZ, B. (1983): Kleinstrukturen im Raum Ingolstadt. Schutz- und Zeigerwert. Teil 1. Hochstaudenfluren an Entwässerungsgräben. *In: Tuexenia* **3**, S. 365-388.
- RUTHSATZ, B., ZOLDAN, J. (1983): Vegetation. *In: Mitt. Deutsche Bodenkundl. Gesellsch.* **37**, S. 137-152.
- RÜCKLIN, H. (1935): Diluvialstratigraphie der mittleren Saar, sowie allgemeine Bemerkungen zur Schotteranalyse. *In: Dechania. Verh. Naturh. Ver. Rheinld. Westf.*, **91**, S. 1-98.
- SARNTHEIN, M., WINN, K., JUNG, S. J. A., DUPLESSY, J.-C., LABEYRIE, L., ERLKENKEUSER, H., GANSEN, G. (1994): Changes in east Atlantic deepwater circulation over the last 30,000 years: Eight time slice reconstructions. *In: Paleoclimatology* **9** (2), S. 209-268. <https://doi.org/10.1029/93PA03301>.
- SCHAAL, C., NATON, H.-G., RUFFALDI, P., GRANAI, S., JAMET, G., BRUN, O., GAUTHIER, É. (2020): Palaeoecological response to Greenlandian (Early Holocene) climatic changes: Insight from an abandoned-channel sequence of the Meuse River at Autrecourt-et-Pourron (Ardennes, France). *In: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **557**, S. 109-937. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2020.109937>.
- SCHÄBITZ, F. (1989): Untersuchungen zum aktuellen Pollenniederschlag und zur holozänen Klima- und Vegetationsentwicklung in den Anden Nord-Neuquéns, Argentinien. *In: Bamberger Geographische Schriften Heft 8* (Hrsg.: Becker, H., Garleff, K., Krings, W.), 131 S. ISSN 0344-6557.
- SCHARL, S. (2021): Jungsteinzeit. Wie die Menschen sesshaft wurden. Verlag W. Kohlhammer. ISBN 978-3-17-036740.
- SCHITTEK, K., TEICHERT, L., GEIGER, K., KNORR, K.-H., SCHNEIDER, S. (2021): A 14 000 year peatland record of environmental change in the southern Gutland region, Luxembourg. *In: The Holocene* **31** (6), S. 1005 –1018. <https://doi.org/10.1177/09596836219946>.

- SCHITTEK, K., KOCK, S. T., LÜCKE, A. (2016): A high altitude peatland record of environmental changes in the NW Argentine Andes (24 S) over the last 2100 years. *In: Climate of the past* **12**, S. 1165-1180. DOI: 10.5194/cp-12-1165-2016.
- SCHLENKER, G. (1914): Lebensbilder aus deutschen Mooren. Einführung in das Studium der heimischen Tier- und Pflanzenwelt. Theod. Thomas Verlag, Leipzig.
- SCHMINCKE, H. U., PARK, C., HARMS, E. (1999): Evolution and environmental impacts of the eruption of Laacher See Volcano (Germany) 12,900 a BP. *In: Quaternary International* **61** (1), S. 61-72. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(99\)00017-8](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(99)00017-8).
- SCHNEIDER, S., BERGMEIER, E., BOCH, S., EWALD, J., HÄRDTLE, W., HEINKEN, T., HÖLZEL, N., HORN, K., LÜTT, S., REMY, D., RUTHSATZ, B., SCHWABE, A., TISCHEW, S., BECKER, T., DIERSCHKE, H. (2023): Pflanzengesellschaft des Jahres 2024: Die Sumpfdotterblumen-Wiesen (*Calthion palustris*). *In: Tuexenia* **43**, S. 277-334. Göttingen. doi: 10.14471/2023.43.006.
- SCHÜLER, L., BEHLING, H. (2011): Poaceae pollen grain size as a tool to distinguish past grasslands in South America: a new methodological approach. *In: Vegetation History and Archaeobotany* **20**, S. 83–96. <https://doi.org/10.1007/s00334-010-0265-z>.
- SCHÜTT, B., LÖHR, H., BAUMHAUER, R. (2002): Mensch-Umwelt-Beziehungen in Raum und Zeit – Konzeption eines Fundstellenkatasters für die Region Trier. *In: Petermanns Geographische Mitteilungen* **146** (6), S. 74-83.
- SEGER, M., RODRIGO-COMINO, J., ISERLOH, T., BRINGS, C., & RIES, J. B. (2019): Dynamics of Runoff and Soil Erosion on Abandoned Steep Vineyards in the Mosel Area, Germany. *In: Water* **11** (12), 2596. <https://doi.org/10.3390/w11122596>.
- SHI, J., MAYUE, L., XU, Q., LI, Y., ZHANG, S. (2024): Modern pollen assemblages of agricultural land, wasteland, and natural vegetation in China and their significance for reconstructing the intensity of agricultural activity. *In: Catena* **235**, 107623. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2023.107623>.
- SHOTYK, W. (1988): Review of Inorganic Geochemistry of Peats and Peatland Waters. *In: Earth-Science Reviews* **25**, S. 95-176. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(88\)90067-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(88)90067-0).
- SIROCKO, F. (2010): Wetter, Klima, Menschheitsentwicklung. Von der Eiszeit bis ins 21. Jahrhundert. Verlag Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 208 S. ISBN 978-3-534-22237-7.
- SIROCKO, F. (2013): Geschichte des Klimas. Konrad Theiss Verlag GmbH, Stuttgart. ISBN 978-3-8062-2711-6.
- SIROCKO, F., KNAPP, H., DREHER, F., FÖRSTER, M. W., ALBERT, J., BRUNCK, H., VERES, D., DIETRICH, S., ZECH, M., HAMBACH, U., RÖHNER, M., RUDERT, S., SCHWIBUS, K., ADAMS, C., SIGL, P. (2016): The ELSA-Vegetation-Stack: Reconstruction of Landscape Evolution Zones (LEZ) from laminated Eifel maar sediments of the last 60,000 years. *In: Global and Planetary Change* **142**, S. 108–135. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.03.005>.

- SIROCKO, F., KREBSBACH, F., ALBERT, J., BRITZIUS, S., SCHENK, F., FÖRSTER, M. W. (2024): Relation between Central European Climate Change and Eifel Volcanism during the Last 130,000 Years: The ELSA-23-Tephra-Stack.: *In: Quaternary* **7** (2), 21. <https://doi.org/10.3390/quat7020021>.
- SLOTBOOM, R. T., VAN MOURIK, J. M. (2015): Pollen records of mardel deposits: The effects of climatic oscillations and land management on soil erosion in Gutland, Luxembourg. *In: Catena* **132** (96), S. 72-88. DOI:10.1016/j.catena.2014.12.035.
- SMITHWICK, E. A. H. TURNER, M. G., MACK, M. C., CHAPIN III, F. S. (2005): Postfire soil N cycling in northern conifer forests affected by severe, stand-replacing wildfires. *In: Ecosystems* **8**, S. 163–81. <https://doi.org/10.1007/s10021-004-0097-8>.
- SORMAZ, T., STÖLLNER, T. (2005): Zwei hallstattzeitliche Grabkammern vom Dürrnberg bei Hallein. Neue dendrochronologische Ergebnisse zum Übergang von der Hallstatt- zur Frühlatènezeit. *In: Archäologisches Korrespondenzblatt* **35**, S. 361-376.
- SOYEZ, D., BRÜCHER, W., FLIEDNER, D., LÖFFLER, E., QUASTEN, H., WAGNER, J. M. (ED.) (1989): Das Saarland Band 2: Die Saar - eine Flusslandschaft verändert ihr Gesicht: Aus Anlass des 47. Deutschen Geographentages in Saarbrücken vom 2.-7.10.1989. Geographisches Institut, Univ. des Saarlandes.
- SPERBER, L. (1987): Untersuchungen zur Chronologie der Urnenfelderkultur im nördlichen Alpenvorland. Verlag Dr. Rudolf Habelt, Antiquitas Reihe III, Band **29**. ISBN 978-3-774-91700-2.
- STEBICH, M. (1999): Palynologische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte des Weichsel-Spätglazial und Frühholozän an jährlich-geschichteten Sedimenten des Meerfelder Maares (Eifel). *Dissertationes Botanicae*, Bd. **320**.
- STEINHAUSEN, J. (1964): Das Trierer Land unter der römischen Herrschaft. *In: (Hrsg.) Laufner, R., Geschichte des Trierer Landes I, Schriftenreihe zur Trierischen Landesgeschichte und Volkskunde*, Bd. **10**, S. 98-221.
- STETS, J. (2021): Geologie des Hunsrücks. (Hrsg.) Meyer, W., Schäfer, A., Siehl, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller), Stuttgart. ISBN 978-3-510-65522-9.
- STOCKER, T. F., WRIGHT, D. G. (1991): Rapid transitions of the ocean's deep circulation induced by changes in surface water fluxes. *In: Nature* **351**, S. 729–732. <https://doi.org/10.1038/351729a0>.
- STOCKMARR, J. (1971): Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *In: Pollen et Spores* **13** (4), S. 615-621.
- STRAHLER, A. H., STRAHLER, A. N. (2002): *Physische Geographie*, 4. Auflage, 688 S. Verlag Ulmer. DOI: 10.36198/9783825281595.
- STRAKA, H. (1952): Zur spätquartären Vegetationsgeschichte der Vulkaneifel. *In: Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde, Heft 1*. Geographisches Institut der Universität Bonn.

- STUIVER, M., REIMER, P.J. (1993): Radiocarbon **35**, S. 215-230.
- SUCCOW, M., JOOSTEN, H. (2001): Landschaftsökologische Moorkunde, **2.** Auflage, 622 S. ISBN 978-3-510-65198-6.
- SUDHAUS, D., FRIEDMANN, A. (2015): Holocene vegetation and land use in the northern Vosges. *In: EG Quaternary Science Journal* **64**, S. 55–66. <https://doi.org/10.3285/eg.64.2.01>.
- THEUERKAUF, M., BLUME, T., BRAUER, A., DRÄGER, N., FELDENS, P., KAISER, K., KAPPLER, C., KÄSTNER, F., LORENZ, S., SCHMIDT, J.-P. SCHULT, M. (2022): Holocene lake-level evolution of Lake Tiefer See, NE Germany, caused by climate and land cover changes. *In: Boreas* **51**, S. 299–316. <https://doi.org/10.1111/bor.12561>.
- THORNALLEY, D.J., ELDERFIELD, H., MCCAVE, I.N. (2009): Holocene oscillations in temperature and salinity of the surface subpolar North Atlantic. *In: Nature* **457**, S. 711-714. <https://doi.org/10.1038/nature07717>.
- THÓRSSON, Æ. T., PÁLSSON, S., SIGURGEIRSSON, A., & ANAMTHAWAT-JÓNSSON, K. (2007): Morphological variation among *Betula nana* (diploid), *B. pubescens* (tetraploid) and their triploid hybrids in Iceland. *In: Annals of botany* **99** (6), S. 1183-1193. <https://doi.org/10.1093/aob/mcm060>.
- TINNER, W., LOTTER, A. F. (2006): Holocene expansions of *Fagus sylvatica* and *Abies alba* in Central Europe: where are we after eight decades of debate? *In: Quaternary Science Reviews* **25** (5–6), S. 526-549. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.03.017>.
- TINNER, W., LOTTER, A. F. (2001): Central European vegetation response to abrupt climate change at 8.2 ka. *In: Geology* **29** (6), S. 551–554. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0551:CEVRTA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0551:CEVRTA>2.0.CO;2).
- TROELS-SMITH, J. (1955): Karakterising af løse jor-dater / Characterisation of unconsolidated sediments. -Geological Survey of Denmark **IV**. Series 3/10, S. 1-73.
- TROELS-SMITH, J. (1960): Ivy, mistletoe and elm. Climate indicators-fodder plants. A Contribution to The Interpretation of the Pollen Zone Border VII-VIII. *In: Danmarks Geologiske Undersøgelse IV. Række*, **4** (4), 1–32. DOI: <https://doi.org/10.34194/raekke4.v4.7000>.
- USDA [US DEPARTMENT OF AGRICULTURE] (1999): Soil Taxonomy 2nd edition. Washington D.C. agriculture Handbook **436**, 871 S.
- USINGER, H. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen an spätglazialen und präborealen Sedimenten aus dem Meerfelder Maar (Eifel). *In: Flora* **172**, S. 373–409. [https://doi.org/10.1016/S0367-2530\(17\)31348-8](https://doi.org/10.1016/S0367-2530(17)31348-8).
- VAN GEEL, B. (2001): Non-pollen palynomorphs. *In: (Ed.: Smol, J. P., Birks, H.J., Last, W M.): Tracking environmental change using lake sediments, Volume 3: Terrestrial, Algal, and Siliceous Indicators*, S. 99-119, Springer Netherlands. DOI: 10.1007/0-306-47668-1.

- VAN GEEL, B., APTROOT, A. (2006): Fossil ascomycetes in Quaternary deposits. *In: Nova Hedwigia*, **82** (3), S. 313-330. DOI: 10.1127/0029-5035/2006/0082-0313.
- VON GRAFENSTEIN, U., ERLLENKEUSER, H., BRAUER, A., JOUZEL, J., JOHNSON, S.J. (1999): A Mid-European Decadal Isotope-Climature Record from 15,500 to 5000 Years B.P. *In: Science* **284** (5420), S. 1654-1657. DOI: 10.1126/science.284.5420.1654.
- VAN MOURIK, J. M., & SLOTBOOM, R. T. (2018): Palynological reconstruction of the effects of Holocene climatic oscillations and agricultural history on soils and landforms in Luxembourg. *In: The Luxembourg Gutland Landscape*, S. 39-72. Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-65543-7_3.
- VON SCHEFFER, C., DE VLEESCHOUWER, F., LE ROUX, G., UNKEL, I. (2023): Mineral dust and lead deposition from land use and metallurgy in a 4800-year-old peat record from the Central Alps (Tyrol, Austria). *In: Quaternary International (in press)*, <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2023.03.018>.
- VELLE, G., BROOKS, S. J., BIRKS, H. J. B., WILLASSEN, E. (2005): Chironomids as a tool for inferring Holocene climate: an assessment based on six sites in southern Scandinavia. *In: Quaternary Science Reviews* **24** (12-13), S. 1429–1462. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.10.010>.
- VINTHER, B. M., BUCHARDT, S. L., CLAUSEN, H., B., DAHL-JENSEN, D., JOHNSEN, S. J., FISHER, D. A., KOERNER, R. M., RAYNAUD, D., LIPENKOV, V., ANDERSEN, K. K., BLUNIER, T., RASMUSSEN, O., STEFFENSEN, S. O., SVENSSON, A. M. (2009): Holocene thinning of the Greenland ice sheet. *In: Nature* **461**, S. 385-388. <https://doi.org/10.1038/nature08355>.
- WAELEBROECK, C., DUPLESSY, J. C., MICHEL, E., LABEYRIE, L., PAILLARD, D., DUPRAT, J. (2001): The timing of the last deglaciation in North Atlantic climate records. *In: Nature* **412**, S. 724–727, Doi:10.1038/35089060.
- WAGNER, W. H., KREMB-WAGNER, F., KOZIOL, M., & NEGENDANK, J. F. (2012): Trier und Umgebung. Sammlung geologischer Führer Band **60**. Gebr. Borntraeger, Stuttgart.
- WAHL, P., BUSHART, M. (2014): Vegetationskundliche Standortkarte Rheinland-Pfalz. Erläuterungen zur Karte der heutigen potentiellen natürlichen Vegetation. Landesamt für Umwelt, Wasserwirtschaft und Gewerbeaufsicht Rheinland-Pfalz.
- WALKER, M., GIBBARD, P., HEAD, M. J., BERKELHAMMER, M., BJÖRCK, S., CHENG, H., CWYNAR, L. C., FISHER, D., GKINIS, V., LONG, A., LOWE, J., NEWNHAM, R., RASMUSSEN, S. O., WEISS, H. (2019): Formal Subdivision of the Holocene Series/Epoch: A Summary. *In: Journal of the Geological Society of India* **93**, S. 135-141. <https://doi.org/10.1007/s12594-019-1141-9>.

- WALKER, M., HEAD, M.J., BERKELHAMMER, M., BJÖRCK, S., CHENG, H., CWYNAR, L. FISHER, D., GKINIS, V., LONG., A.J., LOWE, J., NEWNHAM, R., RASMUSSEN, S.O., WEISS, H. (2018): Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period): two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stage/subseries. *In: Episodes Journal of International Geoscience*, **41** (4), S. 213–223. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2018/018016>.
- WALTERS, S.M. (1975): *Betula* L. Hybridization and the Flora of the British Isles (ed. C.A. Stace) S. 299-300. Academic Press, London.
- WANNER, H., BEER, J., BÜTIKOFER, J., CROWLEY, T. J., CUBASCH, U., FLÜCKINGER, J., GOOSSE, H., GROSJEAN, M., JOOS, F., KAPLAN, J. O., KÜTTEL, M., MÜLLER, A. A., PRENTICE, I. C., SOLOMINA, O., STOCKER, T. F., TARASOV, P., WAGNER, M., WIDMANN, M. (2008): Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *In: Quaternary Science Reviews* **27**, S. 1791–1828. doi:10.1016/j.quascirev.2008.06.013.
- WANG, T., SURGE, D., MITHEN, S. (2012): Seasonal temperature variability of the Neoglacial (3300–2500 BP) and Roman Warm Period (2500–1600 BP) reconstructed from oxygen isotope ratios of limpet shells (*Patella vulgata*), Northwest Scotland. *In: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **317–318**, S. 104-113. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.12.016>.
- WHITLOCK, C. & LARSEN, C. (2001): Charcoal as a fire proxy. *In: Smol, J.P., Birks, H.J.B. & Last, W.M. (eds.): Tracking environmental Change Using Lake Sediments. Volume 3: Terrestrial, Algal, and Siliceous Indicators. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.* https://doi.org/10.1007/0-306-47668-1_5.
- WIETHOLD, J. (2000): Kontinuität und Wandel in der landwirtschaftlichen Produktion und Nahrungsmittelversorgung zwischen Spätlatènezeit und gallo-römischer Epoche. Archäobotanische Analysen in der römischen Großvillenanlage von Borg, Kr. Merzig-Wadern. *In: Kelten, Germanen, Römer im Mittelgebirgsraum zwischen Luxemburg und Thüringen. Akten des Internationalen Kolloquiums zum DFG-Schwerpunktprogramm „Romanisierung“ in Trier vom 28. Bis 30. September 1998. Hrsg: Haffner, A. & von Schnurbein, S., Verlag Dr. Rudolf Habelt GmbH, Bonn.*
- WRIGHT JR., H.E. (1967): The use of surface pollen samples in Quaternary pollen analysis. *In: Review of Palaeobotany and Palynology* **2** (1-4), S. 321-330. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(67\)90162-5](https://doi.org/10.1016/0034-6667(67)90162-5).
- ZANDSTRA, K. J. (1954): Die jungquartäre morphologische Entwicklung des Saartales (The Morphological Development of the Saar Valley during Late-Quaternary Times). *Erdkunde*, S. 276-285.
- ZIMNY, M., CZORTEK, P., JAROSZEWICZ, B. (2024): Diversity and ecological significance of modern fungal non-pollen palynomorphs in a European lowland forest ecosystem. *In: The Holocene, Online First.* <https://doi.org/10.1177/09596836241254476>

- ZOLITSCHKA, B., BEHRE, K.-E., SCHNEIDER, J. (2003): Human and climatic impact on the environment as derived from colluvial, fluvial and lacustrine archives—examples from the Bronze Age to the Migration period, Germany. *In: Quaternary Science Review* **22** (1), S. 81-100. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(02\)00182-8](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(02)00182-8).
- ZOLITSCHKA, G. (2015): Geschützte Gebiete im Landkreis Trier-Saarburg und der Stadt Trier. Verlag Michael Weyand GmbH, Trier.
- ZÖLLER, L. (1985): Geomorphologische und quartärgeologische Untersuchungen im Hunsrück-Saar-Nahe-Raum (Vol. **225**). Zentralausschuss für deutsche Landeskunde.

INTERNETQUELLEN:

- ArcGIS Online (arcgis.com): Themenlayer “Terrain Elevation Tinted Hillshade by ESRI”.
- DEUTSCHER WETTERDIENST: Klimadiagramm von Trier-Petrisberg, Rheinland-Pfalz/ Deutschland, www.dwd.de/DWD/klima/beratung/ak/ak_106090_di.pdf, Zugriff Juli 2024.
- DIENSTLEISTUNGSZENTRUM LÄNDLICHER RAUM RHEINLAND-PFALZ, www.AM.rlp.de: Zugriff 2023.
- GEMEINDE WAWERN SAAR, www.wawern-saar.de, Zugriff: Juli 2024
- KARTENDIENST LANDESAMT FÜR UMWELT RHEINLAND-PFALZ: <https://lfu.rlp.de/service/daten-und-karten>, Zugriff 2023.
- KOMPETENZZENTRUM FÜR KLIMAWANDELFOLGEN RHEINLAND-PFALZ: klimaneutrales.rlp.de, Zugriff: Juli 2024
- LANIS LANDSCHAFTSINFORMATIONSSYSTEM DER NATURSCHUTZVERWALTUNG RHEINLAND-PFALZ (2020): <https://geodaten.naturschutz.rlp.de/>, Zugriff: 2023.
- WMS-Daten zu Bodeneigenschaften und -funktionen in Rheinland-Pfalz (BFD 50): www.lgb-rlp.de
- WMS-Daten Digitale Orthophotos von Rheinland-Pfalz (RP DOP40): www.lgb-rlp.de
- WMS-Daten Geologische Karte von Rheinland-Pfalz (GUEK 3000): <https://mapserver.lgb-rlp.de>
- WMS-Dienst Gewässernetz von Rheinland-Pfalz: <https://geodienste-wasser.rlpumwelt.de>
- WMS-Daten heutige potentielle natürliche Vegetation in Rheinland-Pfalz (hpnV): www.lgb-rlp.de
- WMS-Daten Luxemburg (INSPIRE- Annex II Theme Geology): <https://wms.inspire.geoportail.lu>
- WMS-Daten Topographische Karte von Rheinland-Pfalz (Top Plus-Web Open Graustufen): http://sg.geodatenzentrum.de/web_public/Datenquellen_TopPlus_Open.pdf

ANHANG

Tab. 2. Profilbeschreibung des Bohrkerns WB16A

Bohrkern	Kernlänge [cm]	Tiefe im Kernsegment [cm]	Kernbeschreibung (in Anlehnung an Troels-Smith (1955), Birks & Birks (1980))	Farbeindruck (nach Kernöffnung)
WB16A-1	0-100	0-23	ohne Material	
		23-34	faserige Struktur, strf 0 (homogen), <i>Detritus granosus</i> , siltig	hellbraun
		34-42	Übergang sehr graduell (lim.1), faserige Struktur, strf 0, <i>Detritus herbosus</i> , siltig	dunkelbraun
		42-50	Übergang (lim.1), homogene Struktur, strf 1, ab 45 cm: <i>Detritus lignosus</i> , Farbwechsel nach unten, Ton-Silt	hellbraun zu ocker-gelb
		50-100	diffuser Übergang (lim. 0) zu Torf, strf 0, homogen, 55-66 cm mit <i>Detritus lignosus</i> , 91 cm: <i>Detritus herbosus</i> , 98-99 cm: siltig	dunkelbraun
WB16A-2	100-200	100-120	Nachfall	
		120-152	strf 0, homogen, <i>Detritus lignosus</i> , Torf	schwarz
		152-156	lim. 0, 154-146 cm: <i>Detritus lignosus</i> , Ton	ocker
		156-200	lim. 1, strf 0, homogen, Silt, 163-165 cm kiesig, 176 cm: <i>Detritus lignosus</i> , 180-190 cm: Sand, unten <i>Detritus herbosus</i>	rot
WB16A-3	200-300	200-210	Material gestört	
		210-227	strf 0, homogen, Sand, 216-218 cm: <i>Detritus lignosus</i> ,	rot
		227-240	lim. 1, strf 0, homogen, Ton	grau
		240-257	strf 0, homogen, Sand	gelb
		257-268	strf 3, homogen, 261-262 cm: Ton (grau), Sand	rot, grau
		268-290	strf 0, homogen, kiesig, Sand	rot
		290-296	strf 0, homogen, Sand	rot
		296-300	Material gestört	
WB16A-4	300-400	300- 353,3	strf 1, homogen, Sand, 314,5-317 cm: kiesig, 317 u. 327 cm: schmale siltige Bänder (oliv)	rotbraun, oliv
		353,3-356,5	strf 1, homogen, Wechsellage tonig (grau) mit Sand	rot, grau
		356,5-358	strf 0, homogen, Ton	dunkelgrau
		358-384	strf 0, homogen, Sand	rotbraun
		384-400	kein Material	

Tab. 3. Profilbeschreibung des Bohrkerns WB16C

Bohrkern	Kernlänge [cm]	Tiefe im Kernsegment [cm]	Kernbeschreibung (in Anlehnung an Troels-Smith (1955), Birks & Birks (1980))	Farbeindruck (nach Kernöffnung)
WB16C-1	0-50	0-7	ohne Material	
		7-20	strf 0, faserige Struktur, mit Feindetritus	hellbraun
		20-38	lim. 1, strf 0, homogen, Torf nach unten mit lim. 1: strf 1: Abfolge aus Silt, Ton, Sand Untergrenze Torf	dunkelbr.-schw. ocker, grau, rot dunkelbraun
		38-50	ohne Material	
WB16C-2	50-150	50-53	ohne Material	
		53-62	strf 0, homogen, Silt	ocker
		62-128	lim. 0, strf 0, homogen, Torf 81-85 cm u. 110-120 cm: mit <i>Detritus lignosus</i>	schwarz
		128-132	lim. 1, strf 0, homogen, Ton	hellbr.-grau
		132-138	strf 0, homogen, Silt	rot
		138-140	strf 0, homogen, Ton	grau
		140-150	strf 0, homogen, tonig-siltig	rot
WB16C-3	150-250	150-153	ohne Material	
		153-195	strf 0, homogen, Silt und Sand 171-185 cm: mit <i>Detritus lignosus</i> , <i>Detritus herbosus</i>	rot
		195-200	lim. 0, strf 0, homogen, Ton	grau
		200-210	strf 0, homogen, Silt	rot
		210-211	lim. 1, strf 0, homogen, Ton	grau
		211-246	lim. 1, strf 1, homogen, Silt 228-230 cm mit kiesigem Anteil 230-235 cm tonig	rot
		246-250	strf 0, homogen, Ton	grau
WB16C-4	250-350	250-253	Material gestört	
		253-260	strf 0, homogen, Silt	rotbraun
		260-285	strf. 3, homogen, Silt u. Sand, mit tonigen Schlieren 275-280 cm: Sand 280-282 cm: Sand	rotbraun, grau rotbraun rotbeige
		285-287	strf 0, homogen, Ton	grau
		287-294	ohne Material	
		294-305	strf 3, homogen, im oberen Bereich tonige Schlieren, Silt, Sand	rotbraun, grau
		305	strf 3/4, homogen, tonige Bänder	grau
		305-330	strf 1, homogen, Silt, Sand, mittlerer Bereich tonige Schlieren, 320 cm: kiesig	rotbraun, grau
		330	strf. 3/4, homogen, Wechselfolge Ton-Sand-Ton	grau, rotbraun
		330-340	strf 0, homogen, Silt, Sand	rotbraun
		340-350	ohne Material	

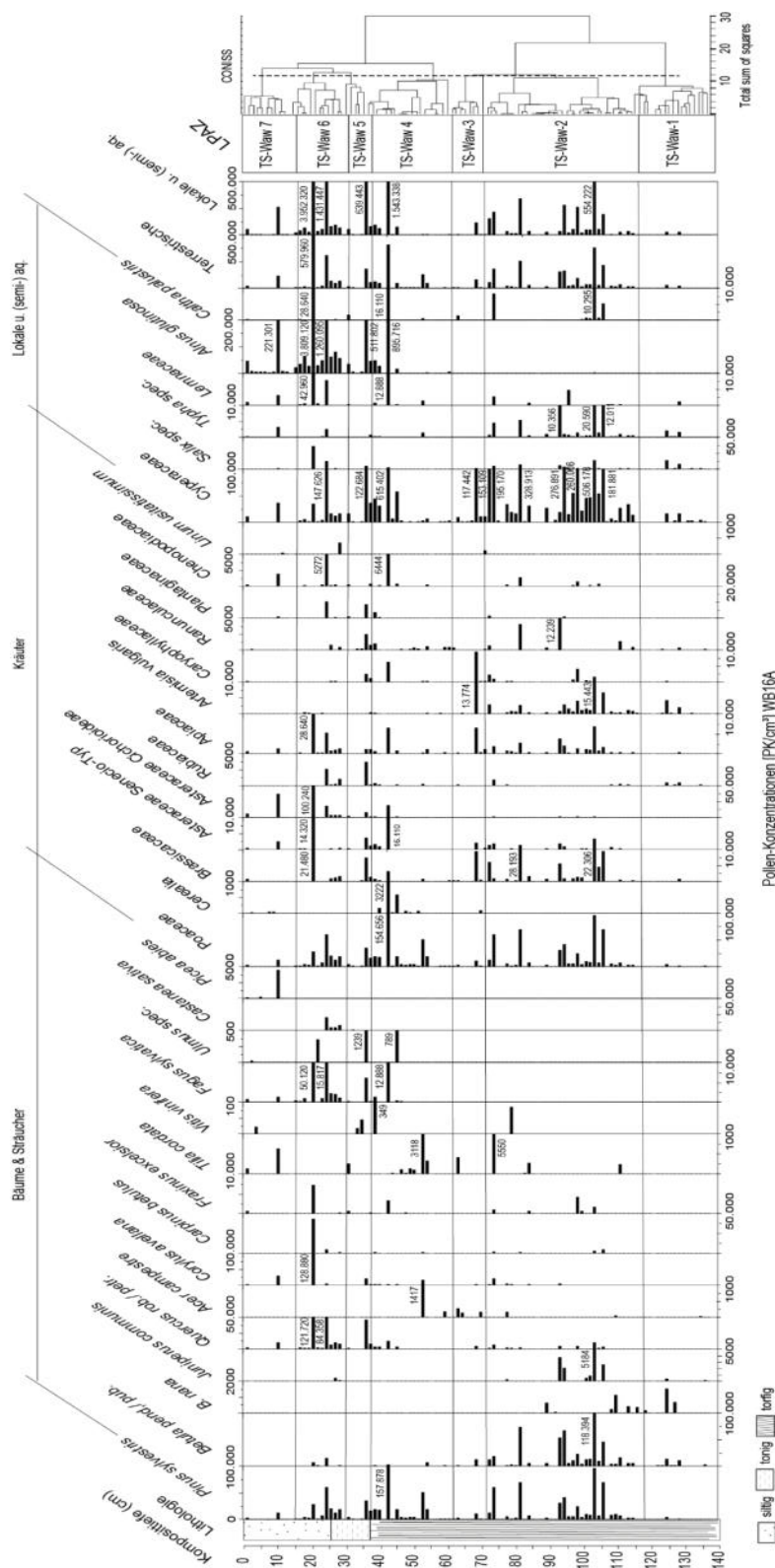


Abb. 27. Ergebnisse der Pollenanalyse von WB16A in Pollenkonzentrationen [PK/ cm³] der Bäume/ Sträucher, Kräuter und lokaler, (semi-) aquatischer Pflanzen. Abk.: LPAZ: Local Pollen Assemblage Zone (TS-Waw 1-7); CONISS: Ergebnis der Clusteranalyse mit Dendrogramm.

Pollenkonzentrationen von WB16A

Nachfolgend wird das Diagramm über die Pollenkonzentrationen (PK)/cm³ (Abbildung 27) der terrestrischen Pflanzen (Bäume u. Sträucher, Kräuter) und lokalen, semi-aquatischen/ aquatischen Pflanzenarten (Feuchtstandortanzeiger) erläutert. Zur Einordnung der Ergebnisse dienen die lokalen Pollenzonen (IPAZ). Es werden die wesentlichen Merkmale der im Diagramm dargestellten Arten dargestellt. Die höchsten Konzentrationen von Pollenkörnern zeigen die lokalen Feuchtstandortanzeiger, im Vergleich zu den Pollenkörnern terrestrischer Pflanzenarten. Die Cyperaceen dominieren im unteren Abschnitt (IPAZ: innerhalb *TS-Waw 2-4*: ca. 106,3-68,8 cm und ca. 42,9-24,7 cm) und *Alnus glutinosa* im oberen Bereich (IPAZ: innerhalb *TS-Waw 4-7*: ca. 42,9-10,4 cm).

Die unterste lokale Pollenzone (IPAZ: *TR-Waw 1*: 137,7-118,8 cm) zeigt sich konzentrationsarm; nur *Betula nana* erreicht hier die höchsten Werte (1553 PK/ cm³, Tiefe 125 cm). In Zone 2 (*TS-Waw 2*: 118,8-72,7 cm) liegt die Maximalkonzentration von *Betula pendula/ pubescens* mit 118.394 PK/cm³ (103,8 cm). Dieser Wert bildet gleichzeitig die höchste Einzelkonzentration innerhalb der terrestrischen Arten. Auch *Pinus sylvestris* erreicht recht hohe Werte, neben *Juniperus communis*, Poaceae, Brassicaceae, *Artemisia vulgaris* und Ranunculaceae. Die Cyperaceae erreichen mehrfach hohe Konzentrationen von knapp oder deutlich über 200.000 PK/cm³. Die Arten in Zone 3 (*TS-Waw 3*: 72,7-61,0 cm) zeigen insgesamt geringe Konzentrationen, nur Brassicaceae und *Artemisia vulgaris* (mit einem Maximalwert) weisen höhere Werte auf. Die Zone wird weiterhin von Cyperaceae-Pollen dominiert. In Zone 4 (*TS-Waw 4*: 61,0-37,7 cm) erreicht Cyperaceae das Konzentrationsmaximum mit 615.402 PK/cm³ (Tiefe 42,9 cm). In gleicher Tiefe erreichen auch *Pinus sylvestris* (157.878 PK/cm³, Tiefe 42,9 cm) und Poaceae (154.656 PK/cm³) ihre Maxima. Die *Alnus glutinosa*-Konzentration ist im oberen Bereich der Zone 4 und im Übergang zur 5. Zone erhöht. In Zone 5 (*TS-Waw 5*: 37,7-29,9 cm) weisen die Pollen terrestrischer sowie lokaler Arten zunächst mittlere Konzentrationen, nach oben hin geringere Werte auf. In Zone 6 (*TS-Waw 6*: 29,9-15,6 cm) zeigen einige Bäume und Sträucher ihre höchsten Konzentrationen, z.B. *Quercus robur/ petraea* mit 121.720 PK/cm³ (Tiefe 20,8 cm) und *Corylus avellana* (128.880 PK/cm³, Tiefe 20,8 cm). Auch einige Kräuter erreichen in dieser Zone und gleicher Tiefe ihre Maximalkonzentrationen (z.B. A. Cichorioideae 100.240 PK/cm³). Weiterhin dominant sind Pollenkörner lokaler Arten, z.B. *Alnus glutinosa*-Konzentrationen von 3.809.120 PK/cm³ (Tiefe 20,8 cm). Cyperaceae erreicht hier Werte von nur noch unter rund 150.000 PK/cm³. Die oberste Zone 7 (*TS-Waw 7*: 15,6-0 cm) zeigt unterschiedliche Konzentrationen, mit leicht höheren Werten bei *Tilia cordata/ platyphyllos* und *Picea abies*. *Alnus glutinosa* weist auch im oberen Abschnitt, im Vergleich zu den terrestrischen Pflanzenarten, noch große Konzentrationen (bis 221.301 PK/cm³) vor, während die Cyperaceen absteigende Werte zeigen.

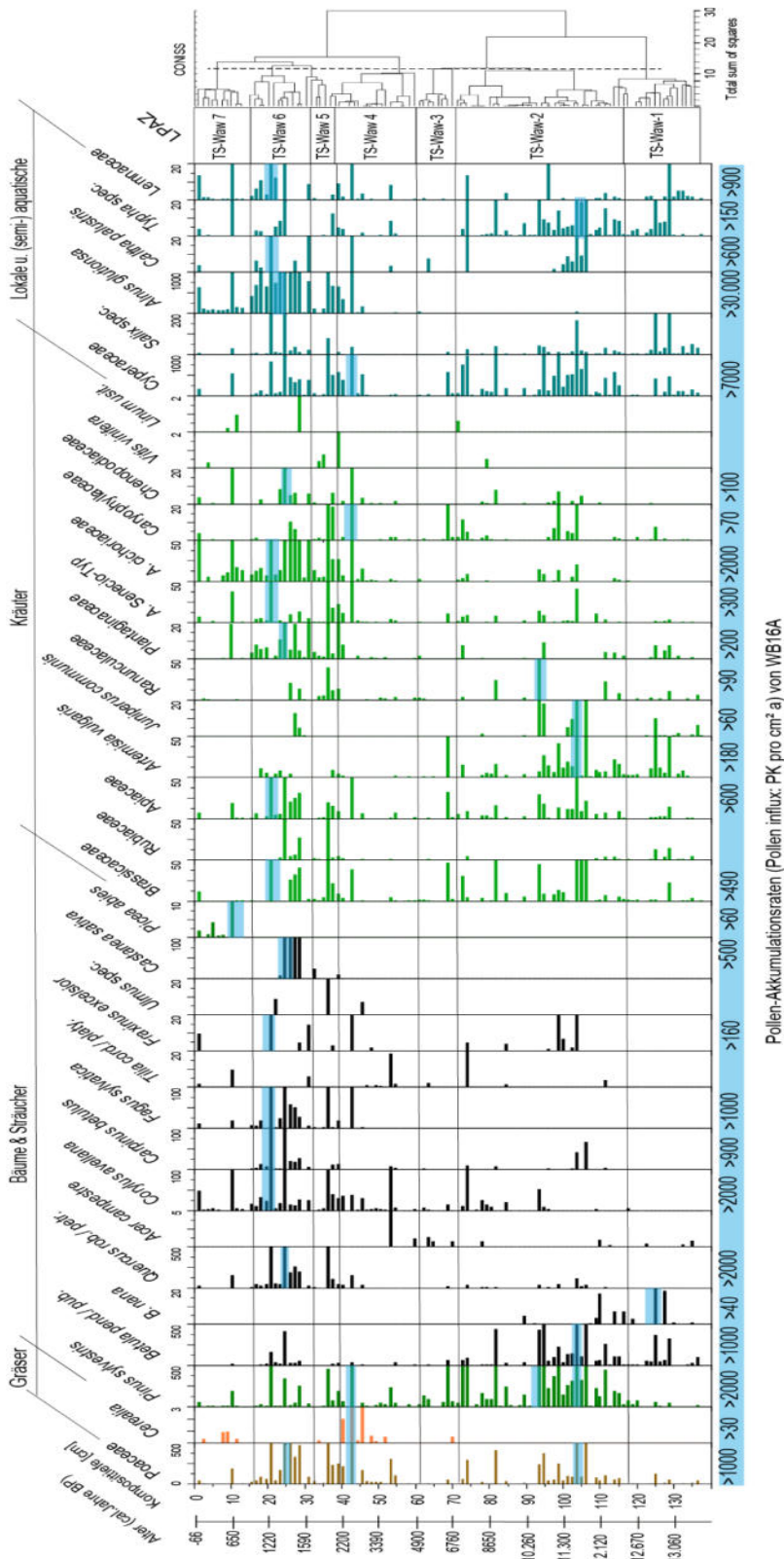


Abb. 28. Ergebnisse der Pollenanalyse von WB16A in Akkumulationsraten [PK/cm²] der Bäume/ Sträucher, Kräuter und lokaler, (semi-) aquatischer Pflanzen. Abk.: lPAZ: local Pollen Assemblage Zone (TS-Waw 1-7); CONISS: Ergebnis der Clusteranalyse mit Dendrogramm. Markierungen (blau): erheblich erhöhte Raten (Peaks).

Pollen-Akkumulationsraten von WB16A

Die Akkumulationsrate (Pollenkörner/cm²a) errechnet sich aus der Konzentration multipliziert mit der Sedimentationsrate (cm²a), die aus dem Altersmodell stammt. Die Höhe der Akkumulationsrate ist somit abhängig von der Höhe der Konzentration einzelner gezählter Pollentypen (oder generell Objekten) und der Höhe der Sedimentationsrate. Es handelt sich um eine Darstellung der Menge von Pollenkörnern eines Taxons, die sich auf einer Fläche von 1 cm² pro Jahr akkumuliert haben. Das Diagramm zeigt die Akkumulationsraten der Ergebnisse der Pollenanalyse zum Bohrkern WB16A1-2. Die farbigen Markierungen im Diagramm zeigen jeweils die höchsten Akkumulationsraten über den gesamten Datensatz für das jeweilige Taxon, zur besseren Übersicht anstelle einer Nennung in Zahlenform. In der nachfolgenden Beschreibung werden zumeist nur die höchsten Raten pro Zone und bzw. oder Datensatz im Kontext zueinander beschrieben.

Zone 1 (*TS-Waw 1*: 137,7-118,8 cm): Pollenkörner von *Betula pendula/pubescens* (272 PK/ cm²a) dominieren in einer Tiefe von 125 cm, *Betula nana* erreicht in dieser Zone und Tiefe die höchsten Akkumulationsrate über das gesamte Profil (40 PK/ cm²a). Die höchsten Raten innerhalb Zone 1 erreichen Poaceae (133 PK/ cm²a) und *Artemisia vulgaris* (113 PK/ cm²a). Die lokalen Arten erreichen in den Tiefen 125 cm und 128 cm ihre höchsten Werte, während die Kräutervegetation insgesamt geringe Raten aufweist und in den Werten variiert. Auch die Raten von *Pinus sylvestris* zeigen sich gering mit unter 80 PK/ cm²a.

Zone 2 (*TS-Waw 2*: 118,8-72,7 cm): *Pinus sylvestris* erreicht in Zone 2 die höchsten Akkumulationsraten (3232 PK/ cm²a bei 103,8 cm Tiefe und 2002 PK/ cm²a in Tiefe 94,8 cm). *Betula* erreicht in Tiefe 103,8 cm die höchste Rate mit 1420 PK/ cm²a, sowie auch Poaceae die in Zone 2 höchste Rate mit 1153 PK/ cm²a. Die Rate von *Artemisia vulgaris* (185 PK/ cm²a) ist in gleicher Tiefe die höchste des gesamten Datensatzes, so wie auch bei *Juniperus communis* (61 PK/ cm²a). Cyperaceae erreicht in Tiefe 103,8 cm die höchste Rate (6074 PK/ cm²a) innerhalb von Zone 2, wobei die Werte stark variieren. Ranunculaceae (97 PK/ cm²a) erreicht die Maximalrate des gesamten Datensatzes in Tiefe 93,5 cm. *Typha spec.* zeigt in Tiefe 106,3 cm die höchste Akkumulationsrate des Datensatzes mit 156 PK/ cm²a).

Zone 3 (*TS-Waw 3*: 72,7-61,0 cm): In Zone 3 zeigen sich hohe Akkumulationsraten in den Tiefen 68,8 cm und 72,7 cm. Zahlreiche Arten erreichen in Tiefe 68,8 cm ihre höchsten Raten innerhalb dieser Zone: *Pinus sylvestris*, *Betula pendula/pubescens*, *Quercus robur/petraea*, *Corylus avellana*, Brassicaceae, Apiaceae, *Artemisia vulgaris*, Asteraceae (Senecio-Typ), Caryophyllaceae und *Salix spec.* Poaceae und Cyperaceae erreichen in Tiefe 72,7 cm die höchsten Raten dieser Zone, auch *Betula pendula/pubescens* und *Pinus sylvestris* weisen erneut sehr hohe Akkumulationsraten auf.

Zone 4 (TS-Waw 4: 61,0-37,7 cm): In Zone 4 treten in Tiefe 42,9 cm die höchsten Akkumulationsraten verschiedener Pollentaxa hervor, innerhalb dieser Zone sowie auch den gesamten Datensatz betreffend. Poaceae erreicht hier die höchste Rate überhaupt (1855 PK/ cm²a), sowie auch *Cerealia* (38 PK/ cm²a), *Pinus sylvestris* (2590 PK/ cm²a), Caryophyllaceae (77 PK/ cm²a) und Cyperaceae (7384 PK/ cm²a). Die höchsten Raten der Zone 4 derselben Tiefe 42,9 cm erreichen *Quercus robur/ petraea*, *Fagus sylvatica*, Brassicaceae, Apiaceae, Asteraceae (Senecio-Typ), Asteraceae (Cichoriaceae), Chenopodiaceae, *Salix spec.*, *Alnus glutinosa*, *Caltha palustris* und *Lemnaceae*.

Zone 5 (TS-Waw 5: 37,7-29,9 cm): In Zone 5 erreichen zahlreiche Taxa in einer Tiefe von 36,4 cm die höchsten Akkumulationsraten innerhalb dieser Zone. Neben den Süßgräsern Poaceae weisen hier die Baumpollen (u.a. *Pinus sylvestris*, *Quercus robur/ petraea*, *Corylus avellana*, *Fagus sylvatica*, *Ulmus spec.*), sowie zahlreiche Kräuter (Brassicaceae, Rubiaceae, Apiaceae, Ranunculaceae, Plantaginaceae, Asteraceae und Caryophyllaceae) und die lokalen, feuchtgebietsanzeigenden Arten (Cyperaceae, *Salix spec.*, *Alnus glutinosa*) die höchsten Akkumulationsraten auf.

Zone 6 (TS-Waw 6: 29,9-15,6 cm): Innerhalb dieser Zone, in den Tiefen 24,7 cm und 20,8 cm, werden die höchsten oder zweithöchsten Akkumulationsraten des gesamten Datensatzes zahlreicher Taxa erreicht. Poaceae weist in Tiefe 24,7 cm Akkumulationsraten von 1576 PK/ cm²a auf, *Quercus robur/ petraea* 2193 PK/ cm²a, *Castanea sativa* 548 PK/ cm²a, Plantaginaceae 274 PK/ cm²a, Chenopodiaceae 137 PK/ cm²a und *Alnus glutinosa* 32.762 PK/ cm²a. In Tiefe 20,8 cm erreichen *Corylus avellana* (2964 PK/ cm²a), *Carpinus betulus* (988 PK/ cm²a), *Fagus sylvatica* (1152 PK/ cm²a), *Fraxinus excelsior* (164 PK/ cm²a), Brassicaceae (494 PK/ cm²a), Apiaceae (658 PK/ cm²a), A. Senecio-Typ (329 PK/ cm²a), A. Cichoriaceae (2305 PK/ cm²a), *Caltha palustris* (658 PK/ cm²a) und *Lemnaceae* (988 PK/ cm²a) ihre höchsten Akkumulationsraten.

Zone 7 (TS-Waw 7: 15,6-0 cm): Innerhalb der Zone 7 zeigt die Tiefe 10,4 cm die höchsten Akkumulationsraten verschiedener Taxa, z. B. Poaceae, *Pinus sylvestris*, *Quercus robur/ petraea*, *Corylus avellana*, A. Cichoriaceae, Cyperaceae und *Alnus glutinosa*. Auch andere Arten erreichen in dieser Tiefe leicht erhöhte Werte.

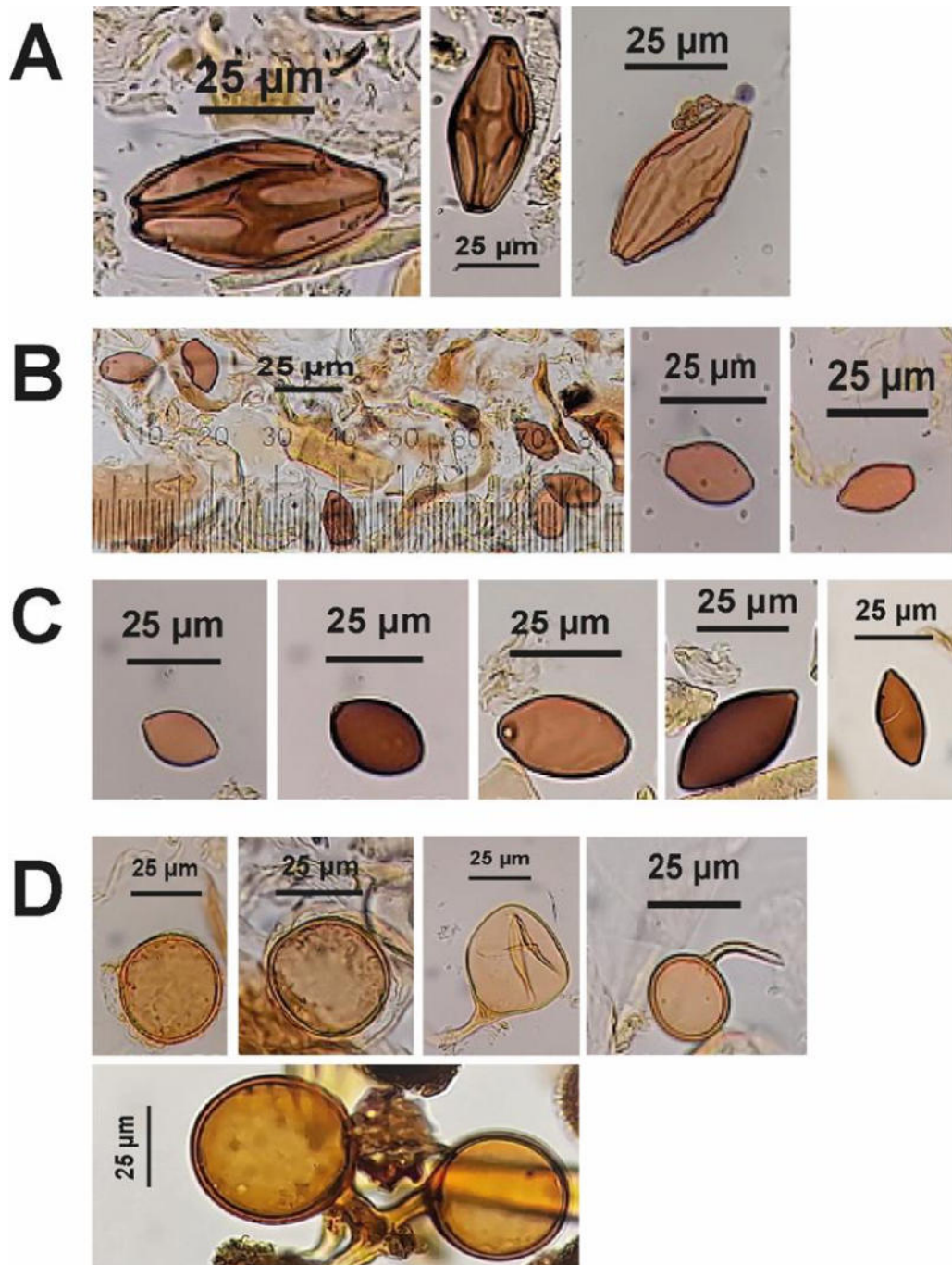


Abb. 29. Ascosporen in WB16A (400x). Reihe A: *Diporotheca rhizophila*.
Reihe B: *Cercophora*. Reihe C: *Sordaria* sp. Reihe D: *Glomus* sp., z.T. mit Hyphen.

Identifikation von Mikrosporen (Nicht-Pollen-Palynomorphe, NPP) und Makroreste der Siebfraction von WB16A

Identifikation von Pilzsporen

Ascosporen der Schlauchpilze (Ascomyceten) und Chlamydosporen (der arbuskulären Mykorrhiza, AM-Pilze) in Pollenpräparaten werden unter dem Sammelbegriff Nicht-Pollen-Palynomorphe (NPP) geführt (VAN GEEL 2001). Die erste Identifikation von Pilzsporen stammt von BUTLER (1939). Ascosporen, die sich in Torf abgelagert haben, finden sich meist in Schichten, die auf trockene Bedingungen schließen lassen (VAN GEEL 2001). In der Regel fossilisieren nur größere/ schwerere Ascosporen mit dicker Wand, während die Dünnwandigen leichter zersetzt werden. Chlamydosporen sind dickwandig und daher gut erhaltungsfähig. Ascosporen sind in der Regel Indikatoren lokaler Bedingungen, da sie in ihrem Lebensraum fossilisieren. Die Lebensweise der Ascosporen (Ascomyceten) lässt sich nach VAN GEEL (2001) differenzieren in (1) parasitär auf Wirtspflanzen und saprophytisch lebende Ascosporen, (2) auf Pflanzen und Pflanzenresten bestimmter Umweltbedingungen, (3) koprophil lebend auf Dung, (4) auf verkohltem Pflanzenmaterial. AM-Pilze leben größtenteils in Symbiose mit Landpflanzen.

In der Mikrofraktion von WB16A treten einzelne Pilzsporen der in Abbildung 29 aufgeführten vier Arten (Reihe A, B, C, D) auf. Weitere Pilzsporen (u.a. koloniebildende Sporen) treten zwar in WB16A auf, wurden aber in dieser Arbeit nicht gezählt, da ihre Unterscheidung voneinander schwierig ist und es leicht zu Verwechslungen mit sehr ähnlich aussehenden Arten bzw. Typen kommen kann. Die oben dargestellten Ascosporen wurden anhand von Bildtafeln identifiziert (z.B. VAN GEEL & APTROOT 2006).

Reihe A zeigt Ascosporen von *Diporotheca rhizophila*. Die braunfarbigen Sporen zeichnen sich durch ihre längliche, rhombische Form mit ebenso länglichen Vertiefungen aus. Diese Art tritt primär in Ablagerungen des Holozäns (z.B. in Torfen) auf, ist ein Indikator für eutrophe bis mesotrophe Bedingungen und kann auch parasitär z.B. an *Thelypteris* vorkommen (VAN GEEL & APTROOT 2006).

Bei der Ascospore *Cercophora* sp. (**Reihe B**) handelt es sich um einen Indikator für Dung (VAN GEEL & APTROOT 2006). Die meist kleine, braune Spore hat ein spitz-ovales Äußeres mit einer abgeflachten Seite. *Cercophora* ist koprophil oder besiedelt verwitterndes Holz und andere Pflanzenteile (Halme, Stiele, Blätter).

Reihe C zeigt verschiedene koprophile Ascosporen von *Sordaria sp.*, die häufig in archäologischen Kontexten auftreten und häufig in Kombination mit anderen koprophilen Arten (VAN GEEL & APTROOT 2006). *Sordaria* zeigt verschiedene Größen, ist aber eher klein, braun, spitz-oval mit auffälligen Poren an beiden Enden.

Reihe D zeigt Chlamydosporen von *Glomus sp.*, die eine hohe Größenvarianz zeigen. Sie sind sphäroidisch und in der Farbgebung braun bis gelb vorhanden, mit dicker Wand, teilweise mit Resten der Hyphen. Nach VAN GEEL (2001) erreichen sie 18–138 µm im Durchmesser (ohne Hyphenansatz). *Glomus fasciculatum* tritt erstmalig, nach ANDERSON et al. (1984), in Boden Neubildungen auf, mit der aufkommenden Vegetation der Tundren des Spätglazials. *G. fasciculatum* ist besonders häufig in Sedimenten enthalten, in denen die Erosionsraten erhöht waren (ANDERSON et al. 1984). In der vorliegenden Arbeit wurde auf eine Differenzierung der *Glomus sp.* in einzelne Arten verzichtet, da die Erhaltungszustände der *Glomus*-Sporen teils nicht als ideal für eine weiterführende Bestimmung gewertet wurden.

WB16A

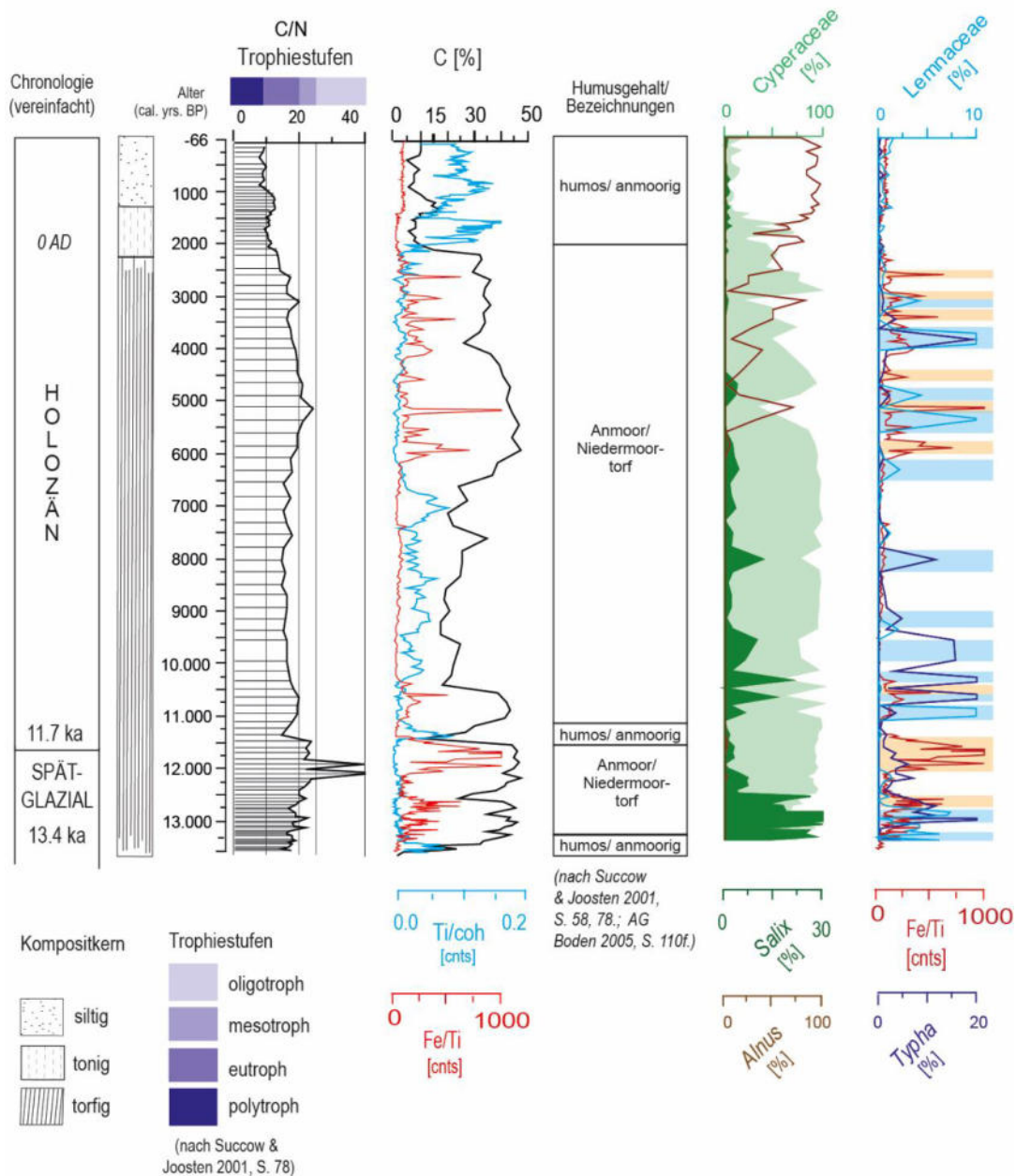


Abb. 30. Überblick über einige Ergebnisse aus WB16A (Beschreibungen von links nach rechts): Trophiestufen: Einteilung der C/N-Werte nach SUCCOW & JOOSTEN 2001 zu einer Trophiestufe (poly-, eu-, meso-, oligotroph), dargestellt gegen die Altersskala (cal. Jahre BP) und einer stark vereinfachten Chronologie. Vergleiche der Messergebnisse von C [%] zu Ti/coh und Fe/Ti [cnts]. Einstufung des Humusgehaltes auf Basis von Berechnungen nach AD-HOC-AG BODEN 2005, S. 110f; SUCCOW & JOOSTEN 2001, S. 58 u. 78: humos, anmoorig, Anmoor, Niedermoor-torf. Darstellung der Pollen [%] von Cyperaceae (hellgrün), *Salix* (dunkelgrün) und *Alnus* (braun); Vergleiche der Pollen von Lemnaceae (hellblau), *Typha* (dunkelblau) zu Fe/Ti [cnts], farbige Balken: blau: Nässe, orange: Trockenperioden.

Die Abbildung 30 zeigt den Vergleich verschiedener Messergebnisse aus Bohrkern WB16A und den Vergleich von Messkurven einiger Ergebnisse der C/N-Analyse, XRF-Messungen und der Pollenanalyse.

Mithilfe der Trophiestufen nach SUCCOW & JOOSTEN 2001 (S. 78) wurde getestet, anhand der C/N-Werte die Trophiestufen der Sedimente des Bohrkerns zu ermitteln. Die Rekonstruktion der Humusgehalte und ihrer Bezeichnungen basiert auf den Vorschlägen zur Einstufung des Humusgehaltes organischer Substanz nach der Bodenkundlichen Kartieranleitung der AD-HOC-AG BODEN 2005 (S. 110f.). Die Organik kann hierdurch nur ungefähr anhand zweier Faktoren berechnet werden, indem der organische Kohlenstoffgehalt mit bestimmten Faktoren multipliziert wird. Diese Durchführung stellt ebenfalls einen Versuch dar, anhand der C [%] -Gehalte aus der C/N-Analyse diese Einteilung vorzunehmen. Zu beachten ist, dass die Klassifikation von Torf nicht einheitlich genormt ist. In der vorliegenden Arbeit wurden die Definition von SUCCOW & JOOSTEN (2001) genutzt, nämlich die Zuordnung von < 30-15 % C-Gehalt für ein als in situ entstandenes „Anmoor“ mit einer torfartigen Sedimentstruktur. Die C-Gehalte variieren, je nach Literatur, und reichen von ≥ 30 % (organischer) Kohlenstoffgehalt (AD-HOC-AG BODEN 2005: Torfklassifikation), und > 18 % als „Torf“ (USDA Soil Taxonomy, USDA 1999). Für u.a. Quellmoore nehmen SUCCOW & JOOSTEN (2001) C-Gehalte von ≤ 30 % an.

Das im Wawerner Bruch befindliche Niedermoor entstand im Wesentlichen aus den organischen Resten von Cyperaceen (Sauergräsern), die sich vornehmlich aus *Carex*-Bewuchs bildeten, die charakteristisch für Niedermoores sind. Im Laufe des Spätglazials bildeten sich an geeigneten Standorten Europas Niedermoores, besonders an Flussläufen, Altarmen oder in Senken, die durch hohe Grundwasserstände an Quellorten und Bächen, oder durch stetige Überflutung bei Niederschlagsereignissen, z.B. von Schmelzwasser, beeinflusst waren. Vom Hauptlauf eines Flusses abgetrennte Mäanderbögen, die nur noch sporadisch wie eine Entlastungsrinne dienen, sind besonders geeignete Standorte, um Torf zu bilden. In den tiefen Sedimentschichten des Wawerner Bruchs, oberhalb der fluviatil eingebrachten Sande, im Bereich der Gyttja, fand die erste Torfbildung statt, die sich noch bis ca. 13.338 cal. Jahre BP als stark bis extrem humos und anmoorig zeigt. Darüber beginnen organische Ablagerungen toten und nur teils zersetzten Pflanzenmaterials, und somit beginnt das Torfwachstum des Niedermoortorfs, zunächst noch mit Anmoor-Charakter bis zu Beginn des Holozäns. Ein plötzlicher Eintrag allochthonen Sediments, nachgewiesen durch hohe Ti/coh-Gehalte, bei gleichzeitig erheblichen Einbruch des C-Gehalts, führt zu einer kurzen Unterbrechung des Torfakkumulation im Wawerner Bruch. Über den gesamten Verlauf des Holozäns, bis ca. 2000 cal. Jahre BP, ist das Substrat ein Anmoor mit der weiteren Entwicklung von Niedermoortorf (eine exaktere Klassifizierung der Torfarten wurde in dieser Arbeit nicht durchgeführt).

Die oberen Kulturschichten ab etwa der Trevererzeit und Römerzeit sind von anthropogenen Einflüssen auf die Landschaft geprägt, und zeigen sich am Wawerner Bruch durch ein Ende des Aufwuchses des Haupttorfpakets mit nachfolgenden anmoorigen und humosen Bedingungen, begleitet durch den starken Rückgang des Kohlenstoffeintrags und stark erhöhten Einträgen allochthoner Sedimente. Während in den frühholozänen Schichten noch primär klimatische Aspekte und singuläre Wetterextreme (Starkregen, Überflutungen) für den erhöhten Sedimenteintrag verantwortlich gewesen sein dürften, deuten sich im mittleren Holozän (um 7000 cal. Jahre BP), neben diesen Ereignissen, die ersten menschlicher Eingriffe in die Naturlandschaft am Wawerner Bruch an. Spätestens die oberen Kulturschichten sind von anthropogenen Einflüssen geprägt. Die Trophiestufen des Bodens sind besonders im unteren Bereich, bis ca. 9500 cal. Jahre BP, von vielen Wechseln der Trophiegrade im Spektrum zwischen eutroph-mesotroph-oligotroph gekennzeichnet. Die mächtige Torfschicht des mittleren Holozäns bis ca. 3000 cal. Jahre BP, ist im größtenteils eutroph. Wechselnde Trophiegrade finden sich dann erneut in den oberen, anthropogen beeinflussten Schichten statt, im stetigen Wechsel eutroph-polytroph. Die jüngsten Schichten der Moderne sind von Polytrophie betroffen. Die Versorgung mit Nährstoffen steht im Zusammenhang mit der sich ansiedelnden Vegetation, die je nach den Trophiestufen, eben ausgeprägt gedeiht oder nicht. Da es sich bei der Zuordnung zu Trophiestufen und des Humusgehalt anhand des C/N- und C-Gehaltes um einen Versuch handelt, wurden die Ergebnisse in der Diskussion zwar teils erwähnt, aber nicht tiefergehend diskutiert. Die Überlegungen dienen hier der als zusätzliche Information. Der C/N-Gehalt ist ein Indikator für den Zersetzungsgrad organischer Substanz (HORNIBROOK et al. 2000, KRÜGER et al. 2015, KUHR & VIT 1996). Während der Zersetzung organischer Substanz gibt es einen höheren Verlust des Kohlenstoffs in Relation zum Stickstoffgehalt. Ein niedriger C/N-Wert deutet daher auf stark zersetzten Torf hin. Besonders in den letzten 2000 Jahren zeigt sich, anhand des geringeren C/N-Gehaltes, dass der Torf im Wawerner Bruch stärker von Zersetzung betroffen ist. Anhand der stark erhöhten Ti/coh-Gehalte deutet sich ein erhöhter Eintrag mineralischer Partikel an. Im Vergleich zum Pollenspektrum lässt sich auch ein fortschreitender Vegetationswandel innerhalb der letzten 2000 Jahre erkennen, in dem die prozentualen Anteile des Pollens von Cyperaceae zurückgehen, während erhöhte Werte von *Alnus* ermittelt wurden.

Der Fe/Ti-Wert wird als Indikator für kurzzeitige Trockenperioden genutzt. Die Einträge des Pollens von Lemnaceae und *Typha* entsprechen einer semi- bzw. aquatischen Vegetation, die auf das Vorhandensein von Stillgewässern, wie Tümpeln, kleinen Bachläufe mit geringem Gefälle, oder Entwässerungsgräben angewiesen sind, in denen die entsprechenden Bedingungen vorherrschen, wie Überstauung des Bodens durch hohe Grundwasserspiegel und intensiver Bodenfeuchte. Anhand des Vergleichs der Fe/Ti-Gehalte (hier nur bezogen auf die Höchstgehalte), Lemnaceae und *Typha* (jeweils die höchsten Anteile) zeigen sich intervallartige Wechsel zwischen Trockenperioden zu Phasen erhöhter Nässe oder Überschwemmungen. In den letzten 2000 Jahren gibt es auch in diesen Kurven deutliche Veränderungen.

DATENVERFÜGBARKEIT

Die in dieser Arbeit erhobenen Multi-Proxy-Daten des Wawerner Bruchs werden im Rahmen der Veröffentlichung der vorliegenden Arbeit in die Paläoklimatische Datenbank der National Oceanic and Atmosphere Administration (NOAA) eingetragen und zugänglich gemacht.

Erklärung zur Dissertation

gemäß der Promotionsordnung vom 12. März 2020

Hiermit versichere ich an Eides statt, dass ich die vorliegende Dissertation selbstständig und ohne die Benutzung anderer als der angegebenen Hilfsmittel und Literatur angefertigt habe. Alle Stellen, die wörtlich oder sinngemäß aus veröffentlichten und nicht veröffentlichten Werken dem Wortlaut oder dem Sinn nach entnommen wurden, sind als solche kenntlich gemacht. Ich versichere an Eides statt, dass diese Dissertation noch keiner anderen Fakultät oder Universität zur Prüfung vorgelegen hat; dass sie - abgesehen von unten angegebenen Teilpublikationen und eingebundenen Artikeln und Manuskripten - noch nicht veröffentlicht worden ist sowie, dass ich eine Veröffentlichung der Dissertation vor Abschluss der Promotion nicht ohne Genehmigung des Promotionsausschusses vornehmen werde. Die Bestimmungen dieser Ordnung sind mir bekannt. Darüber hinaus erkläre ich hiermit, dass ich die Ordnung zur Sicherung guter wissenschaftlicher Praxis und zum Umgang mit wissenschaftlichem Fehlverhalten der Universität zu Köln gelesen und sie bei der Durchführung der Dissertation zugrundeliegenden Arbeiten und der schriftlich verfassten Dissertation beachtet habe und verpflichte mich hiermit, die dort genannten Vorgaben bei allen wissenschaftlichen Tätigkeiten zu beachten und umzusetzen. Ich versichere, dass die eingereichte elektronische Fassung der eingereichten Druckfassung vollständig entspricht.

Teilpublikationen: *keine*

Köln, 27.08.2024

Katrin Geiger