

# Die *papillatum*-Schichten (Sulzheim-Fm., Rupelium, Oligozän) am Rand der Vorholz-Halbinsel bei Erbes-Büdesheim (Mainzer Becken, SW-Deutschland) – Ablagerungen einer durch Windtiden und Seiches erzeugten Pseudomikrotidalmarsch

MATTHIAS C. GRIMM, KIRSTEN I. GRIMM & BASTIAN E.W.W. GRIMM

**Kurzfassung:** Die Untersuchungen von Sedimentproben aus Baugruben bei Erbes-Büdesheim ergaben, dass die Sedimente überwiegend aus detritischen lokalen Komponenten und Bioklasten bestehen und nur wenige authigene Mineralbildungen (framboide Pyrite und Glaukonit) enthalten. Sie können biostratigraphisch mit dem *papillatum*-Schill der Schildberg-Subformation korreliert werden. Es wurden zwei Paläocommunities nachgewiesen: die *Crassostrea cyatula* - *Granulolabium plicatum papillatum* - Paläocommunity (CGPC) und die *Granulolabium plicatum papillatum* - *Potamides lamarcki* - Paläocommunity (GPPC). Als Ablagerungsraum wird der Übergangsbereich einer Pseudomikrotidalmarsch der gemäßigten Zone zu den davor liegenden Schlammflächen angenommen, der sich am Fuße der teilweise verlandeten 270 m-Brandungsplattform (BrPl 4) während der Stillstandsphase nach einer kurzen Regression gebildet hat. Die tidenähnlichen Wasserspiegelschwankungen werden auf tägliche Windtiden und Seiches zurückgeführt.

**Abstract:** : Investigations of sediment samples from excavation pits near Erbes-Büdesheim (Rheinland-Pfalz) showed that the sediments mainly consist of local detritus and bioclasts. They contain only a few authigene mineral formations (framboidal pyrite and glauconite). The investigated beds can be correlated biostratigraphically with the *papillatum*-shellbeds of the Schildberg-Subformation (Oligocene of the Mainz-Basin). Two paleocommunities have been identified: the *Crassostrea cyatula* - *Granulolabium plicatum papillatum* - paleocommunity (CGPC) and the *Granulolabium plicatum papillatum* - *Potamides lamarcki* - paleocommunity (GPPC). It is assumed that the paleoenvironment was a transition zone between a temperate pseudomicrotidal marsh and the mudflats in front of it. The marsh was created at the base of the silted up 270 m high abrasion platform BrPl 4 during the lowstand after a brief regression. The necessary tides for the formation of the marsh are attributed to daily sea breezes and seiches.

## 1. Einleitung

Der unteroligozäne Ablagerungsraum wurde im Mainzer Becken und im angrenzenden nördlichen Oberrheingraben morphologisch noch stark durch die von der prätertiären Verwitterung herauspräparierten Strukturen des Saar-Nahe-Beckens geprägt. In der Fortsetzung des Pfälzer Sattels bildete die Pfälzer-Stockstädter Schwellenzone eine paläogeographische Trennlinie zwischen dem sogenannten Rüsselsheimer Becken im Norden und der Marnheimer Bucht im Süden (SPUHLER 1937, GRIMM & GRIMM 2003, M. GRIMM 2005). Während der 1. Rupelium-Transgression nach HARDENBOL et al. (1998) wurde diese Schwellenzone erstmals überwunden. Ein vollständiger Durchbruch bzw. eine nachhaltige Überflutung der Schwelle erfolgte jedoch erst während der 2. Rupelium-Transgression. Dadurch entstanden die Küstenbildungen der Alzey-Formation und die tonige Beckenfazies der Bodenheim-Formation. Diese Faziesseinheiten sind im gesamten Oberrheingebiet bis in die Schweizer Becken von Delémont und Laufen nachweisbar (BERGER et al. 2005, K. GRIMM 2006, M. GRIMM et al. 2011).

Durch den paläogeographischen Anschluss des Rüsselsheimer Beckens an den Oberrheingraben wurde die Pfälzer-Stockstädter Schwellenzone entlang des Alzey-Niersteiner Horstes in eine Reihe von Inseln und Untiefen aufgelöst. Von Südosten ragte zusätzlich die sogenannte Vorholz-Halbinsel in den Ablagerungsraum und trennt diesen dort in einen nördlichen und südlichen Bereich (SONNE 1969, ROTHAUSEN & SONNE 1984).

Erst während der Ablagerungszeit der tiefsten Sulzheim-Formation gibt es Hinweise auf eine beginnende Subsidenz des nördlichen Oberrheingrabens (GRIMM & GRIMM 2003), die durch die Abtrennung der etwa dreieckigen Hochscholle des Mainzer Beckens von der Tiefscholle des Oberrheingrabens führte. Mit der Trennung einher gehen zunehmende Fazies-Unterschiede zwischen den beiden Ablagerungsräumen, die jedoch erst während des Chattiums zur Ablagerungszeit der Mainz-Gruppe (Mainzer Kalktertiär) so unterschiedlich werden, dass sie nur noch mit biostratigraphischen Korrelationsmethoden korreliert werden können.

Im Randbereich des Mainzer Beckens führten die im Oberrheingebiet sich auswirkenden überregional korrelierbaren Meeresspiegelanstiege meist zu Transgressionen auf den prätertiären Untergrund. Dabei entstanden an zahlreichen Stellen höhenmäßig übereinander gestaffelte Abrasions- bzw. Brandungsplattformen, die Transgressionsstillstände dokumentieren und z.T. unterschiedlichen lithostratigraphischen Einheiten zugeordnet werden können (SONNE 1958, GRIMM et al. 2000, GRIMM & GRIMM 2005, SCHINDLER 2013).

Im Bereich zwischen Wöllstein und Erbes-Büdesheim sind mehrere solcher Brandungsplattformen ausgebildet, die nur teilweise durch jüngere quartäre Kerbtäler unterbrochen werden (Abb. 1a).

Die Hauptstufe der ältesten bekannten Brandungsplattform BrPl 1 liegt im Bereich der Wonsheimer Bucht bei etwa 183 m NN (GRIMM & GRIMM 2005, SCHINDLER 2013) und somit etwa 110 m höher als die Erosionsbasis zwischen der damaligen Martinsberg-Insel und der Steigerberghalbinsel (K. GRIMM 1991). Der rasche Meeresspiegelanstieg während der 1. Rupelium-Transgression führte zu mehreren treppenförmig übereinander liegenden Substufen zwischen 178 und 192 m NN, die in der bekannten Sandgrube am Steigerberg bei Eckelsheim im Bereich eines Kliffs entwickelt waren (Rousse et al. 2012).

Etwa 40 m über der Hauptstufe der Brandungsplattform BrPl 1 liegt bei ca. 220 m NN die markante Brandungsplattform BrPl 2, die nach einer vorübergehenden Regression, verbunden mit einem Abfall des Meeresspiegels um ca. 10 m den Hochstand eines neuen kräftigen Meeresspiegelanstiegs dokumentiert (GRIMM & GRIMM 2005, SCHINDLER 2013). Sie bildet auf dem Steigerberg eine breite Plattform (GRIMM et al. 1999), die nach Südosten über das quartäre Wiesbach-Kerbtal und eine darin verlaufende variszische Störung hinaus bis auf die Rabenkanzel bei Uffhofen reicht (Abb. 1b). Diese Plattform wird von den jüngeren Ablagerungen der Alzey-Formation bedeckt, die im Südosten des Wiesbaches jedoch nur noch durch einzelne Lesesteine (meist Austern-Bruchstücke) dokumentiert sind.

Eine jüngere, rund 25 bis 30 m höher gelegene Brandungsplattform (BrPl 3) ist bei Erbes-Büdesheim nicht gut entwickelt, auf dem Schneeberg südlich von Flonheim bei ca. 250 m NN jedoch weithin sichtbar. Sie wird nach GRIMM et al. (2000: Abb. 4) noch der Alzey-Formation zugerechnet und entspricht der von SONNE (1958) und GRIMM & SCHINDLER (1998) bei Fürfeld auf etwa 240 m bis 245 m NN angetroffenen leicht ansteigenden Abrasionsfläche. Bei Erbes-

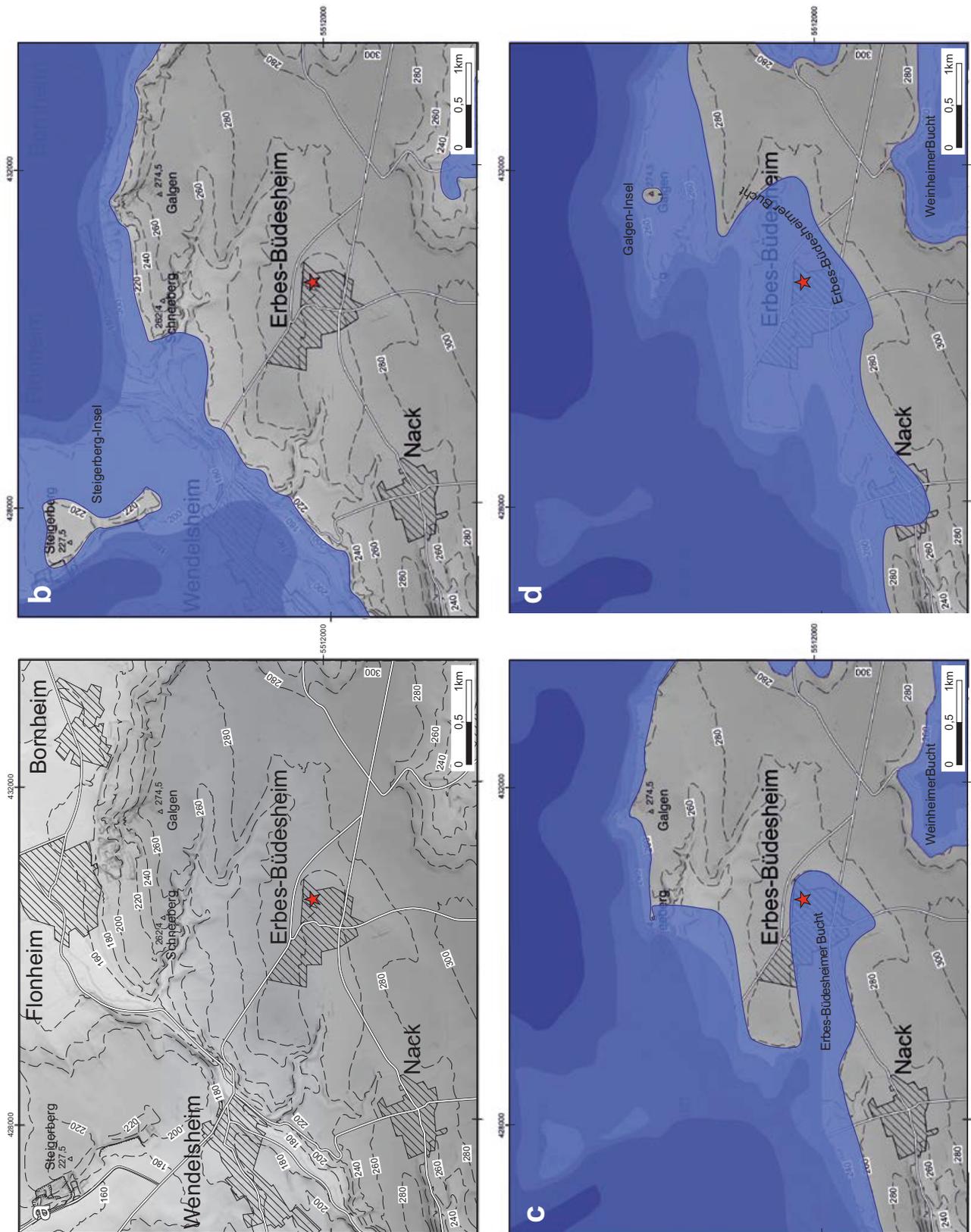


Abb. 1: Topographie und paläogeographische Darstellungen im Koordinatensystem WGS84/UTM (UTM-Zone 32 U). Kartengrundlage: frei verfügbares DGM und Schummerung des LVerGeoRLP [©GeoBasis-DE / LVerGeoRP2021, dl-de/by-2-0, www.lvermgeo.rlp.de (Daten bearbeitet)].

- a. Topographische Übersichtskarte (roter Stern = Untersuchungsbereich).
- b. Küstenlinie zur Zeit der Brandungsplattform BrPl2 (Alzey-Formation).
- c. Küstenlinie nach Regression zur Zeit des *papillatum*-Schills (Schildberg-Subformation).
- d. Küstenlinie zur Zeit der Brandungsplattform BrPl4 (Stadecken-Formation).

Büdesheim sind auf dieser Plattform nur reliktsch tertiäre Anlagerungen erkennbar, die von FRANKE (1999) als oberer Meeressand angesprochen wurden, heute jedoch der Alzey-Formation zugerechnet werden.

Nur wenige Meter höher liegt Erbes-Büdesheim in einer kleinen buchtförmigen Erweiterung des oberen Riedertals, die bei etwa 265 m NN in eine flachwellige, teilweise von Lösslehm bedeckte Fläche übergeht (Abb. 1d). SONNE (1958) beschreibt von dort mit Bezug auf MATTHES (1956) Schleichsand, nach FRANKE (1999) handelt es sich dabei um ungegliedertes Mergeltertiär und Kalktertiär. Diese Bucht liegt etwas unterhalb der von SONNE (1958) erwähnten Schleichsand-Brandungsplattform bei 270 m NN, die auch nördlich von Erbes-Büdesheim zwischen der Landstraße L409 und dem Aulheimer Tälchen sowie im Süden der Gemarkung Flonheim erkennbar ist (Abb. 1c).

Für die Errichtung von Wohngebäuden im nordwestlichen Ortsbereich von Erbes-Büdesheim waren im April 2000 im Bereich der Straßen „Am Holler“ und „Moosbachstraße“ zwei Baugruben vorhanden, in denen eine Profilaufnahme und Probenahme der in diesem Bereich ausgebildeten tertiären Sedimentschichten erfolgen konnte.

## 2. Profilaufnahme

Am 08.04.2000 waren in zwei etwa 75 m auseinander liegenden Baugruben tertiäre Sedimente aufgeschlossen.

In der Baugrube 1 (Moosbacherstraße, UTM 32U 430580E 5512243N, 260 m NN) war auf einem aufgelockerten grauolivnen Sandstein der permischen Donnersberg-Formation ein grünlicher bis hellgelblicher geringmächtiger sandiger Ton aufgeschlossen, der außer kreidigen Schalenresten keine bestimmbareren Fossilreste enthielt.

In der Baugrube 2 (Am Holler 7, UTM 32U 430657E 5512237N, 257 m NN) war der prätertiäre Untergrund nicht aufgeschlossen. Es konnte jedoch vom Hangenden zum Liegenden das folgende 2,3 m mächtige Profil aufgenommen werden:

- bis 0,5 m: Ton, sandig, grünlich, flaserig geschichtet (Schicht 1)
- bis 1,5 m: Schlammgeröll-Fein- bis Mittelkies, oliv-ocker meliert, bröckelig, ungeschichtet (Schicht 2)
- bis 2,3 m: Sand, schwach lehmig, gradiert, grünlich bis graubraun, Topbereich z.T. schräg geschichtet, an der Basis einzelne Austern (Schicht 3)

Die aufgenommene Sedimentfolge fällt mit 20° nach SW ein.

## 3. Sedimentologie

Die liegende Sandlage (Schicht 3) enthält mit ca. 5 % Ton und etwa 39 % Silt ein sehr hohen Feinkornanteil, der bei der Profilaufnahme im Gelände nicht auffiel. Genauere Untersuchungen ergaben, dass der Feinanteil des Sediments auf einen hohen Anteil an grauolivfarbenen, feinkörnige Tuffit-Intraklasten in der Mittelsand- bis Feinkiesfraktion zurückzuführen ist, die

sich beim Schlämmen teilweise auflösen. Die Korngrößenfraktionierung bildet daher nicht die tatsächliche Kornverteilung ab, sondern führt zu einem zu hohen Feinkornanteil. Hinzu kommt, dass im tieferen Teil der Schicht vereinzelt subrezente, bis zu 2 cm große kreidig gebundene Rhizolithe auftreten. Diese lösen sich beim Schlämmen ebenfalls teilweise auf und verfälschen wiederum den Anteil der Grobsandfraktion.

Modalanalysen der Feinkies- und Grobsandfraktionen der beiden Proben aus Schicht 3 ergaben neben Bioklasten hohe Anteile an schlecht gerundeten Vulkanit- und den o.g. Tuffit-Komponenten, weiterhin hohe Anteile an Chalcedon. Ansonsten konnten Bergkristall, Feldspat, Glaukonit und eine Reihe weiterer, seltener Komponenten wie Glimmer, Kieselholzbruchstücke, Chalkopyrit, Chrysokoll u.a. nachgewiesen werden (vgl. Tab. 1). Vereinzelt treten Hohlräumverfüllungen von Gastropoden auf, die aus Verwachsungen von goethitisiertem Bakterienpyrit und Calcit bestehen. Da die als Glaukonit angesprochenen grünen Tonmineralkomponenten nicht weiter geochemisch oder kristallographisch untersucht wurden, kann nicht ausgeschlossen werden, dass es sich dabei um Fe-Smectit oder Nontronit handelt. Der Nachweis eines zeitweise anaeroben brackisch-marinen Entstehungsmilieus und der Ausschluss hyperhaliner Bodenbedingungen macht es jedoch unwahrscheinlich, dass es sich um Fe-Illit handeln könnte (BANERJEE et al. 2016).

Tab. 1: Modalanalysen einzelner Fraktionen aus den Schichten 2 und 3.

Probe	Schicht 3, tieferer Teil		Schicht 3, Top		Schicht 2	
	Feinkies	Grobsand	Feinkies	Grobsand	Feinkies	Grobsand
Anzahl n	22	215	271	817	34	1082
Bioklasten	22,72	8,84	8,49	8,08	2,94	25,23
Vulkanit, Subvulkanit	13,74	5,12	8,44	51,90	--	--
limonitische Wurzelröhren	--	--	0,74	1,70	--	--
Tuffit	4,55	4,19	22,51	15,51	--	--
Sandstein, weiß	9,09	8,37	29,60	1,96	--	--
Siltstein	--	--	--	--	82,35	66,64
Quarzit	9,09	4,19	--	--	--	0,18
Rhyolith	--	0,47	--	0,61	--	--
Milchquarz u.a.*	4,55	30,23	3,69	6,12	--	0,65
Hochquarz	--	0,47	--	0,12	--	--
Bergkristall + Rauchquarz	9,09	12,09	4,43	0,74	--	0,92
Chalcedon	18,18	20,00	15,13	9,79	5,88	0,37
Achat + Jaspis	4,55	1,40	6,27	0,86	--	--
Kalifeldspat	--	--	0,37	1,47	--	0,09
Plagioklas	--	--	--	0,61	--	--
„Glaukonit“	--	0,47	--	0,12	--	--
Granat	--	--	--	0,49	--	--
Limonit, Goethit	4,55	2,80	--	--	8,82	5,91
sonstige	--	0,47	0,37	0,12	--	--

\* zu Milchquarz wurden auch durch Limonit, Hämatit oder Chlorit verfärbte Quarzkomponenten gestellt

Die Zusammensetzung der Schicht 2 unterscheidet sich gravierend von der der Schicht 3. Bereits makroskopisch ist erkennbar, dass das Sediment aus hellgrauoliv bis hell ockerfarbenen Komponenten von Siltstein besteht, die in einer hellbräunlichen siltig-sandigen Grundmasse liegen. Die Komponenten gehören dem Fein- bis Mittelkiesbereich an und sind überwiegend ungerundet. Es handelt sich dabei um Schlammgerölle (Mudpebbles). Vereinzelt enthalten diese Fossilreste, die aber auch in der Grundmasse auftreten. Beim Schlämmen lösen sich die Schlammgerölle teilweise auf und verursachen einen Überbefund im Feinkornanteil, weshalb auch die Korngrößenfraktionierung der Schicht 2 ein verfälschtes Bild der wahren Korngröße darstellt. Das nach dem Korngrößenbefund als schwach toniger Silt einzustufende Sediment muss daher tatsächlich als Schlammgeröll-Fein- bis Mittelkies angesprochen werden. Neben den Schlammgeröllen enthält die Grobsandfraktion viele Bioklasten (hauptsächlich von Gastropoden) und limonitische Komponenten. Bei den limonitischen Komponenten handelt es sich überwiegend um Ausfüllungen von Grabgängen, Wurzelröhren, Pflanzenstengeln und Fossilhöhlräumen.

Relativ häufig treten die o.g. Hohlraumverfüllungen aus goethitisiertem framboidalem Pyrit und Calcit auf. Dabei bilden diese Aggregate z.T. einzelne Schalenwindungen nach, während die Schalen sonst lediglich als kleinere Bruchstücke auftreten. Mineralische Komponenten sind seltener. Sie bestehen aus Bergkristall- und Rauchquarkristallen bzw. Kristallbruchstücken, Chalcedon, Milchquarz und sehr selten Kalifeldspat. Glaukonit lässt sich nicht nachweisen. Sehr selten sind einzelne gelblich angewitterte Quarzitkomponenten vorhanden. In der Feinkiesfraktion treten neben Bioklasten, Siltstein- und Limonitkomponenten nur Chalcedonkomponenten auf.

Im unmittelbaren Umfeld bzw. im Untergrund der beschriebenen Baugruben stehen Rotliegendesedimente der Donnersberg-Formation an, die aus einer Wechsellagerung von Ton-, Silt- und Sandsteinen bis Arkosen und Konglomeraten mit eingeschalteten Vulkaniten und Tuffiten bestehen. Die nachgewiesenen allochthonen Komponenten der liegenden Schicht 3 können nahezu alle aus diesen Gesteinen abgeleitet werden. Bei den kleinen Bergkristallrasen, Rauchquarz-, Achat- und Chalcedonkomponenten handelt es sich um typische Kluft- und Blasenfüllungen aus den basischen bis intermediären Vulkaniten der Lavaserie 1 (Grenzlager), die nach FRANKE (1999) im Untergrund von Erbes-Büdesheim anstehen. In Schicht 3 treten lagenweise auch hohe Anteile an verwitterten Klasten eines basischen bis intermediären Vulkanites oder Subvulkanits auf. Nimmt man all diese Klasten zusammen, dann stammen je nach Korngrößenfraktion ca. 34 bis 63 % der Klasten von Schicht 3 aus dem Grenzlager. Hinzu treten teilweise hohe Anteile an Tuffitkomponenten. Die restlichen Komponenten stammen aus den Arkosen (Feldspäte) oder sind resedimentierte Gerölle (Milchquarz und Quarzit) aus den Sandsteinen bis Konglomeraten bzw. Schwerminerale (Granat). Verwitterte Sandsteinkomponenten der Donnersberg-Formation stellen ebenfalls einen hohen Anteil der Klasten innerhalb der Schicht 3 (vgl. Tabelle 1). Einzig die geringen Anteile an Hochquarz und Rhyolithkomponenten in Schicht 3 können nicht sicher auf die Donnersberg-Formation zurückgeführt werden und sind möglicherweise resedimentierte Komponenten älterer Tertiärablagerungen, die Material aus der benachbarten Steigerberg-Rhyolithdecke enthielten.

Im Vergleich zur Schicht 3 fehlen in Schicht 2 die angewitterten Vulkanit-/ Subvulkanitklasten und die Kluft-/ Blasenfüllungen sind mit nur 1 bis 6 % relativ selten. Auch treten keine Tuffit- und Sandsteinkomponenten mehr auf. Es ist daher anzunehmen, dass die Donnersberg-Formation im Liefergebiet der Schicht 2 nicht mehr verfügbar war und die Kluft-/ Blasenfüllungen sowie einige andere Klasten (Feldspat, Quarzit) möglicherweise eher aus einer Teilaufarbeitung

der liegenden Schicht 3 stammen als aus einer weiteren Aufarbeitung des prätertiären Untergrunds bzw. der Zufuhr von Detritus aus der Umgebung. Die hohen Anteile an Bioklasten und Siltsteinintraklasten (Mudpebbles) sprechen ebenfalls für eine weitgehende Unabhängigkeit des Ablagerungsraumes von einer Detrituszufuhr aus dem Hinterland (von der Vorholz-Halbinsel). Das häufige Auftreten der Mudpebbles ist ein Hinweis darauf, dass das Sediment vor der Abtragung leicht verfestigt war, möglicherweise durch partielle Austrocknung, und nicht weit umgelagert wurde.

Die flaserig geschichtete Tonlage im Top des Profils geht ohne erkennbare Grenze in subrezente Bodenbildungen über, ist entkalkt und enthält keine nachweisbaren Fossilreste. Sie wurde daher nicht untersucht.

Das Einfallen der beschriebenen Schichtenabfolge mit ca. 20° in Richtung Erbes-Büdesheim kann aufgrund der unvollständigen Aufschlussverhältnisse nicht interpretiert werden. Es ist unklar ob die beschriebene Sedimentfolge leicht verrutscht ist oder es sich um ein Anlagerungsgefüge handelt. Der schräggeschichtete Topbereich spricht für eine Entstehung in geringer Wassertiefe (einige Dezimeter) bei Strömungsgeschwindigkeiten von 20 bis 30 cm/sec. Möglicherweise handelt es sich um asymmetrische Wellenrippeln.

Hinweise auf ein saisonal wechselnd anaerobes / aerobes Bodenmilieu ergeben sich aus dem Auftreten von Glaukonit, framboidalen Pyriten in den Hohlräumen der Gastropodenschalen sowie den limonitisierten Wurzelröhren und Grabgängen.

In situ-Bildungen von Glaukonit in flachen, marin-brackischen Milieus unter reduzierenden Sauerstoffbedingungen sind bekannt. Im Mainzer Becken wurden Glaukonitbildungen z. B. aus einem flachmarinen Grünsandvorkommen der Alzey-Formation bei Fürfeld beschrieben (GRIMM & SCHINDLER 1998). Die Genese von Glaukonitmineralen hängt hauptsächlich von der Umgebungstemperatur (üblicherweise 10-15 °C), der Konzentration an Eisen und Kalium, und dem zur Verfügung stehenden Ausgangsmaterial ab (vgl. Diskussionen und Übersichten in MEUNIER & EL ALBANI 2006, BANERJEE et al. 2016, HUGGETT et al. 2017). Unter reduzierenden Bedingungen bilden sich bei der Anwesenheit von zweiwertigem Eisen im marin-brackischen Milieu Glaukonit, im hyperhalinen eher Fe-Ililit. Nontronit und Fe-Smectit setzen eine höhere Konzentration von dreiwertigem Eisen voraus und werden unter basischen, eher oxischen Bedingungen ggf. auf Kosten bereits vorhandener Glaukonit-Komponenten gebildet (HUGGETT et al. 2017, PETIT et al. 2017, HALDAR 2020).

Framboidale Pyrite innerhalb von Schalenhohlräumen sind nach BRETT & BAIRD (1986) typische frühdiagenetische Bildungen unter anaerob-dysaeroben Mikromilieus. Aufgrund des Fehlens von Schlammeinschlüssen in den Pyrit-Calcitverwachsungen muss davon ausgegangen werden, dass sich die Pyritframboide bildeten, als die Schale noch mit dem verwesenden Weichkörper der Gastropode gefüllt war (BRETT et al. 1991), also relativ kurz nach der Einbettung in den obersten Zentimetern des Sediments, als noch ein Kontakt zur überdeckenden Wassersäule bestand (RAISWELL 1982). Dies bedeutet, dass die framboidalen Pyrite gebildet wurden bevor das Sediment umgelagert wurde. Die zwickelfüllenden Calcitverwachsungen sind dagegen erst spätdiagenetisch entstanden, möglicherweise auf Kosten von Aragonit.

Insbesondere Wurzeln können sich nur dann ausbilden, wenn zumindest saisonal ein aerobes Bodenmilieu vorliegt. Grabgänge sind zwar nicht auf aerobe Bodenmilieus beschränkt, da die

grabenden Organismen von der Sedimentoberfläche sauerstoffreiches Wasser herbeistrudeln können, aber wenn die Wassersäule ebenfalls keinen Sauerstoff enthält, dann werden die Grabgänge unbewohnbar und sind auch nicht am Rande limonitisiert.

#### 4. Paläontologie

Der tiefere Teil der liegenden Sandschicht (Schicht 3) führt eine stark fraktionierte Makrofauna. Die aragonitischen Molluskenschalen sind stark angelöst, was eine Bestimmung der Arten erschwert. Es ließen sich folgende Reste identifizieren:

Wurzelröhren	m
<i>Pycnodonte callifera</i> (LAMARCK 1819)	r
<i>Crassostrea cyathula</i> (LAMARCK 1806)	m
Veneridae gen. et spec. indet.	r
Cerithioidea gen. et spec. indet.	vr
Gastropoda gen. et spec. indet.	r
<i>Balanus</i> sp.	m
Bryzoa gen. et spec. indet.	vr
Clionaidae gen. et spec. indet. (auf Austernschalen)	r

[vr = sehr selten, r = selten, m = mäßig häufig, f = häufig]

In der Mittelsandfraktion konnte ferner eine gering diverse Ostracodenfauna mit *Cytheridea sandbergeri* KAMMERER 1989, *Cyamocytheridea* sp., *Hemicyprideis helvetica* (LIENENKLAUS 1895), *Pontocythere therwilensis* OERTLI 1956 und *Cytheretta tenuipunctata* (BOSQUET 1852) nachgewiesen werden, die ebenfalls viele zerbrochene Einzelklappen enthält.

Im schräggeschichteten Topbereich der Schicht 3 konnten lediglich die folgenden Makrofossilien nachgewiesen werden:

Wurzelröhren	r
<i>Crassostrea cyathula</i> (LAMARCK 1806)	f
Bivalvia gen. et spec. indet.	r
<i>Granulolabium plicatum papillatum</i> (SANDBERGER 1858)	m
Balanomorpha gen. et spec. indet.	r
Sandröhren von Annelida	r
Bryzoa gen. et spec. indet.	vr

Schicht 2 enthält ebenfalls Bruchstücke einer zerbrochenen Makrofauna mit:

limonitisierten Pflanzenresten	r
<i>Sphenia</i> sp.	r
<i>Lentidium</i> sp.	r
<i>Granulolabium plicatum papillatum</i> (SANDBERGER 1858)	f
<i>Potamides lamarcki</i> (BRONGNIART 1810)	r
<i>Balanus</i> sp.	r
Sandröhren von Annelida	r
Seeigelresten	vr

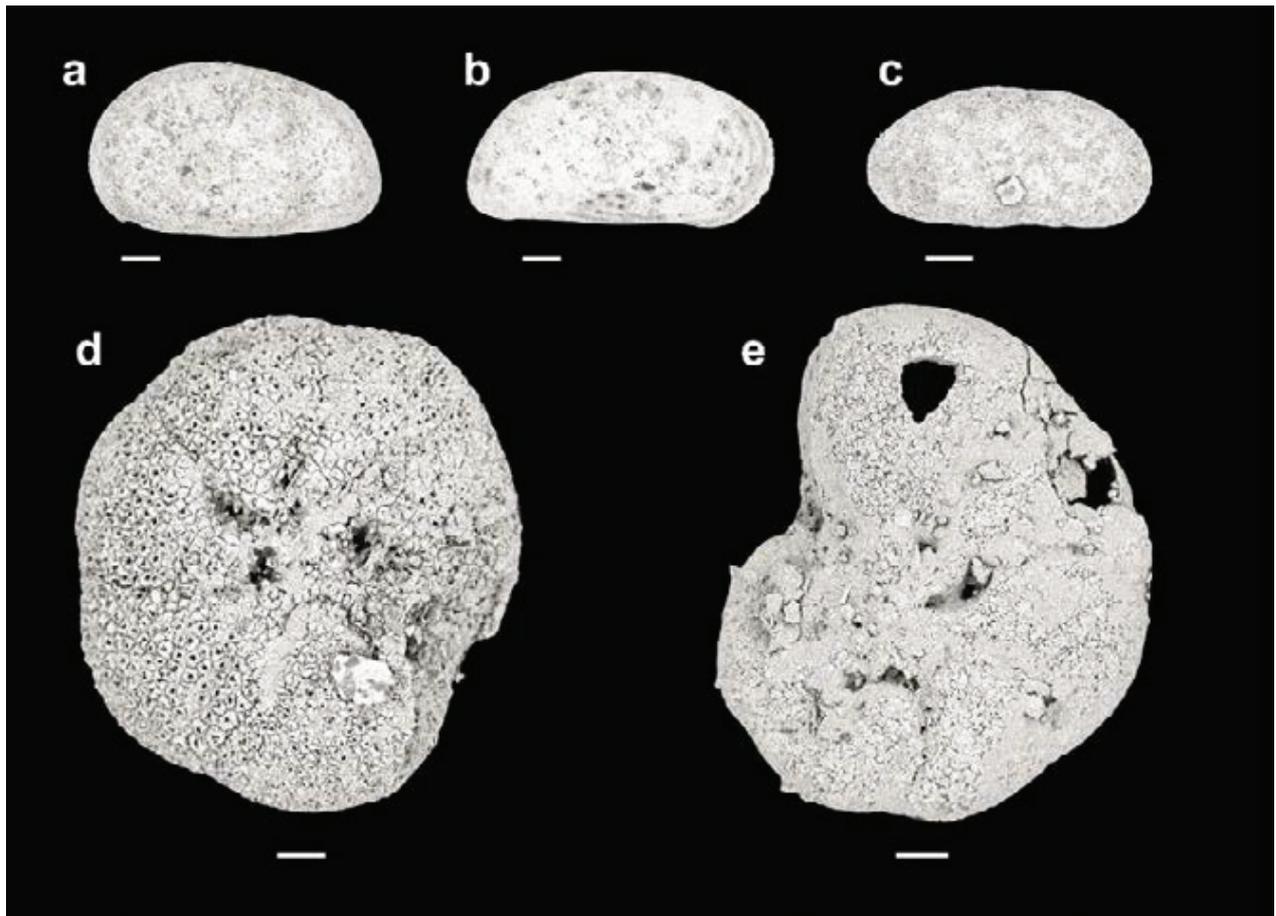


Abb. 2: Ostracoden und Foraminiferen aus der Baugrube 2, Am Holler 7.

**a** *Hemicyprideis helvetica* (LIENENKLAUS 1895) mit erkennbarer Knotenbildung, Schicht 3, Maßstabsbalken = 100 µm; **b** *Cytheridea sandbergeri* KAMMERER 1989, Oberfläche partiell verkrustet, Schicht 3, Maßstabsbalken = 100 µm; **c** *Cyamocytheridea* sp., Oberfläche teilweise korrodiert, Schicht 3, Maßstabsbalken = 100 µm; **d** *Elphidiella* cf. *minuta* (REUSS 1865), Gehäuse partiell korrodiert, Schicht 2, Maßstabsbalken = 10 µm; **e** *Protelphidium granifera* (TERQUEM 1883), Gehäuse umkristallisiert und korrodiert, Schicht 2, Maßstabsbalken = 10 µm.

Die Fein- und Mittelsandfraktion von Schicht 2 enthält weiterhin glattschalige Ostracoden (Abb. 2). Bestimmt wurden: *Cytheridea sandbergeri* KAMMERER 1989, *Cyamocytheridea* sp., *Hemicyprideis helvetica* (LIENENKLAUS 1895) und *Cytheretta* sp. Nur die Feinsandfraktion von Schicht 2 enthält auch eine kleinwüchsige arten- und individuenarme Foraminiferenfauna (Abb. 2). Bestimmt wurden folgende Arten: *Aubignyna kiliani* (ANDREAE 1884), *Protelphidium granifera* (TERQUEM 1883) [= *Protelphidium nonioninoides* (ANDREAE 1884)], *Eponides* sp., *Pararotalia* sp. und *Elphidiella* cf. *minuta* (REUSS 1865). Weitere unbestimmte Foraminiferenreste können den Rotaliiden zugeordnet werden.

Die untersuchten Mikrofossilien, insbesondere die Foraminiferen sind z.T. stark korrodiert.

## 5. Biostratigraphie

Die Mikrofossilfunde lassen keine eindeutige biostratigraphische Zuordnung zu. Die Makrofossilfunde mit dem häufigen Auftreten von *Granulolabium plicatum papillatum* (SANDBERGER 1858) sind ein Hinweis auf die typische Molluskenassoziation des *papillatum*-Schills. Die im

Mainzer Becken und Oberrheingraben vorkommenden endemische Gastropode *G. plicatum papillatum* kommt nach NEUFFER & KUSTER-WENDENBURG (1977) und GRIMM & GRIMM (2005: CD) vereinzelt bereits ab der Pfadberg-Subformation der Stackeden-Formation vor. Von den meisten der dort genannten Lokalitäten (z. B. Albig, Autobahnbau; Gumbsheim, Kuhhimmel, Grabung Knörzer; Stackeden-Elshem, Spiegelberg) liegen keine Profilbeschreibungen vor, so dass eine Vermischung von Fossilien aus unterschiedlichen Horizonten nicht ausgeschlossen werden kann. Die wenigen vom Kisselberg bei Uffhofen im Schill III gefundenen *G. plicatum papillatum*-Individuen stammen jedoch eindeutig aus der Pfadberg-Subformation der Stackeden-Formation. Das Profil ist in GRIMM et al. (2000) als Referenzprofil für die Pfadberg-Subformation beschrieben worden.

Das massenhafte Auftreten der im Rupelium im Mainzer Becken und Oberrheingraben vorkommenden endemischen Gastropode *Granulolabium plicatum papillatum* ist jedoch bisher ausschließlich auf den *papillatum*-Schill [ex. Papillaten-Schichten] innerhalb der Schildberg-Subformation der Sulzheim-Formation beschränkt. Der *papillatum*-Schill stellt innerhalb der Schildberg-Subformation einen klar abgrenzbaren feinsandigen Schill-Horizont dar, der deutlich oberhalb der Obergrenze der liegenden Stackeden-Formation liegt (SCHINDLER & NUNGESSER 2014, NUNGESSER & SCHINDLER 2016).

Die Schichten 2 und 3 des untersuchten Profils der Baugrube 2 werden mit dem *papillatum*-Schill (Oligozän, Rupelium) korreliert. Weitere Fundpunkte des Schills auf etwa gleicher Höhenlage zwischen Uffhofen und Erbes-Büdesheim bestätigen dies (eigene Aufsammlungen).

## 6. Paläoökologie

Die Ostracodenfauna enthält ausschließlich glattschalige Arten. Vergleichbare Ostracodenfaunen wurden von PIRKENSEER & BERGER (2011) im südlichen ORG beschrieben. Bis auf die stenohaline *Cytheretta tenuipunctata* werden alle weiteren angetroffenen Arten als brackische Flachwasserarten interpretiert (PIRKENSEER & BERGER 2011). *Cytheridea*-Arten treten nach STCHEPINSKY (1960) in flachmarinen bis brackischen Lebensräumen auf. *Cytheridea sandbergeri* zeigt nach KAMMERER (1993) meso- bis polyhalines küstenahes Flachwasser an. *Pontocythere therwilensis* und *Cyamocetheridea*-Arten sind u.a. typisch für polyhaline offene Lagunen oder flache infralitorale Lebensräume (KAMMERER 1993, KEEN 1972, 1977, 1989, PIRKENSEER & BERGER 2011). Die im untersuchten Material auf vielen Individuen von *Hemicyprideis helvetica* auftretenden Knotenbildungen auf den Klappen werden als Hinweis auf ein brackisches (oligohalines) Milieu interpretiert, während morphologisch „normale“ Typen mesohaline bis polyhaline Milieubedingungen anzeigen (KAMMERER 1993, PIRKENSEER & BERGER 2011).

Rezente benthonische Foraminiferenvergesellschaftungen mit Arten aus den Familien Rotaliidae (*Aubignyna*) und Elphidiidae (*Protelphidium* und *Elphidiella*) sind typisch für randmarine Milieus (JONES 2014) und sprechen z.T. für hyposaline (= polyhaline) Milieus (MURRAY et al. 2000, MURRAY 2006). Hypersaline (= hyperhaline) Foraminiferen wie Miliolidae konnten nicht nachgewiesen werden. Es handelt sich überwiegend um Gattungen, deren Temperaturansprüche sich weitgehend in der gemäßigten Zone überschneiden und deren rezente Arten u.a. in Lagunen, Ästuaren und Salzmarschen anzutreffen sind. Die kleinwüchsige *Pararotalia* ist zwar eine randmarin-stenohaline Foraminifere, wird jedoch rezent häufig in Ästuare und Lagunen eingespült (DEBENAY et al. 2001). Einzig die stenohaline *Eponides* spricht für eine höhere Was-

sertiefe. Die Arten lebten epifaunal bis infaunal und sind herbivor bis detritivor (MURRAY 2006). Die gefundene gering diverse Mikrofossilfauna belegt Flachwasserbedingungen der gemäßigten Zone mit marinen bis brackischen Salinitätsverhältnissen.

Im untersuchten Fossilabschnitt wurden zwei Paläocommunities nachgewiesen, die nach den dominanten Arten benannt sind: In Schicht 3 die *Crassostrea cyatula* - *Granulolabium plicatum papillatum* - Paläocommunity (CGPC) und in Schicht 2 die *Granulolabium plicatum papillatum* - *Potamides lamarcki* - Paläocommunity (GPPC). Die GPPC wurde auch bei den Untersuchungen von SCHINDLER & NUNGESSER (2014) nachgewiesen.

Das Auftreten von *Crassostrea*-Arten in brackischen Lebensräumen ist hinreichend bekannt (z.B. KIRBY 2001). Die Arten dieser Gattung bildet individuenreiche Bestände (z.T. in Aquakulturen) in Ästuaren und tolerieren relativ große Salzgehaltsschwankungen. Clionidae Bohrschwämme sind dagegen stenohalin. *Crassostrea*-Bruchstücke mit clionaiden Bohrspuren und solche, die nicht angebohrt sind, stammen somit wahrscheinlich aus unterschiedlichen Bereichen des Ablagerungsraumes.

*Granulolabium* gehört zur Familie der Batillariidae, *Potamides* zur Familie Potamididae. Rezentere Mollusken aus diesen Familien treten auf unterschiedlichsten Substraten gehäuft im Flachwasser von Ästuaren, Mangroven, Marschlandschaften, Lagunen und Küstensümpfen auf und wandern in Pflanzenbestände auch oberhalb des Wasserspiegels (ABE 1934, ADACHI & WADA 1998, PRINTRAKOON et al. 2008, REID et al. 2008, WALTHER 1995, WELLS 1983 und dort zitierte Arbeiten).

Einzelplatten von Cirripediern wurden außer im tieferen Teil der Schicht 3 nur vereinzelt nachgewiesen, sind in den *papillatum*-Schichten mitunter aber recht häufig (SCHINDLER & NUNGESSER 2014). Sofern die Reste eine Bestimmung zuließen, handelt es sich eindeutig um eine *Balanus*-Art. Rezente Flachwasser-Arten dieser Gattung sind auch aus Marschen und in Ästuaren bekannt (eigene Beobachtungen und MENDEZ et al. 2013).

## 7. Ablagerungsmodell

Nach den vorliegenden Daten handelt es sich bei den untersuchten Sedimenten um Ablagerungen im Übergangsbereich einer schmalen Küstenmarsch zur vorgelagerter Schlammfläche, die auf einer flachen Rampe am Rand der Vorholz-Halbinsel gebildet wurde (vgl. Abb. 3). Bildungen in einer Lagune und ein relevanter Süßwasserzufluss vom Land lassen sich aufgrund der Lage des Untersuchungsgebietes und der Größe des Hinterlandes der Vorholz-Halbinsel ausschließen, Hinweise auf Mangroven gibt es nicht. Wahrscheinlich waren die notwendigen klimatischen Voraussetzungen dafür nicht gegeben (zu geringe Wassertemperaturen).

Marschgebiete entstehen durch Verlandungen von Wattablagerungen im Übergangsbereich zum Festland. Sie weisen eine ausgesprochene Zonierung auf, die vom vollmarinen Lebensräumen bis zu limnischen Küstensümpfen reicht, und werden maßgeblich durch ihre Vegetation und den Tidenhub beeinflusst (ZEDLER et al. 2008, VAN DE VELDE 2019).

Das Auftreten von stenohalinen und polyhalinen Arten zeigt, dass in den untersuchten Sedimenten nur der brackisch-marine Teil der Marsch überliefert ist.

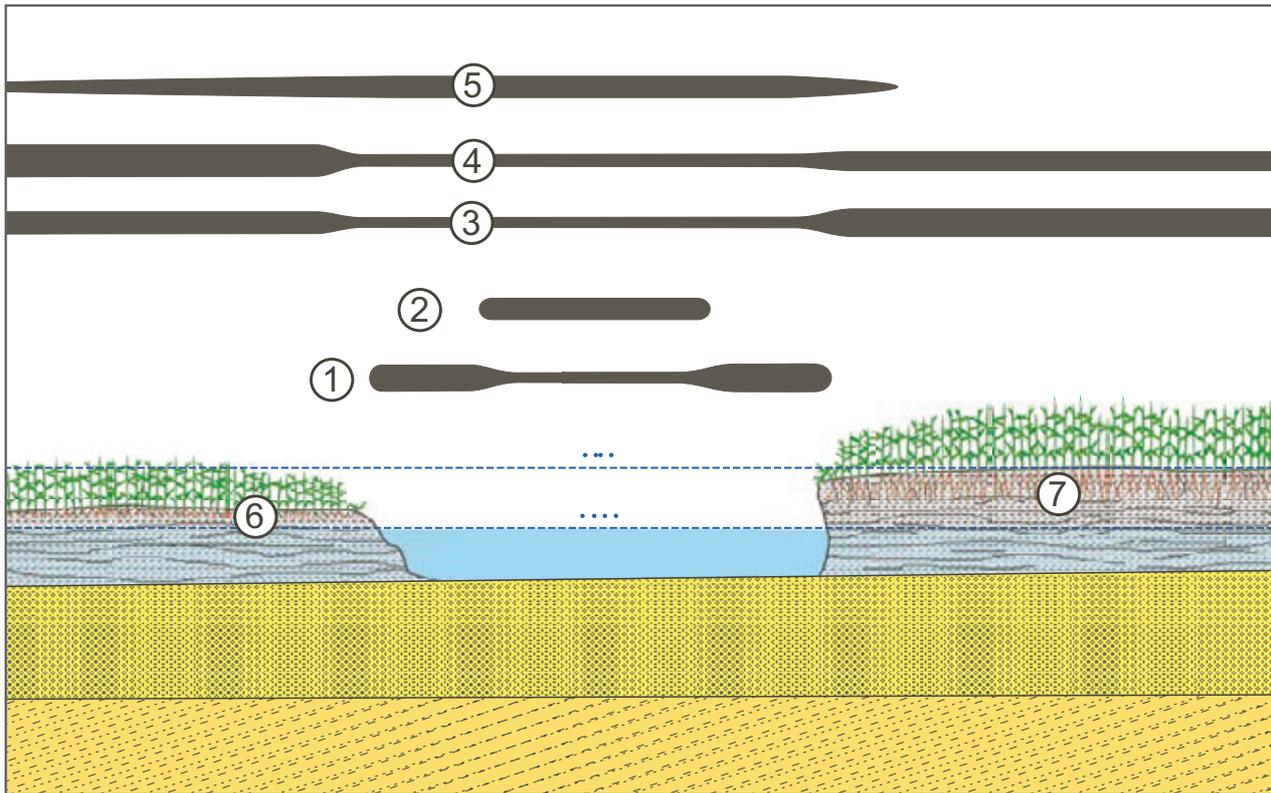


Abb. 3: Schematischer Profilschnitt mit Marschsedimenten, Pflanzenwuchs und flachem Priel. Die Verbreitung der wichtigsten angetroffenen Arten ist durch waagerechte Balken angegeben, dickere Balken bedeuten eine höhere Häufigkeit.

- ① *Crassostrea cyathula* (LAMARCK 1806), *Balanus* sp. und Clionidae
- ② *Lentidium* sp., *Sphenia* sp., Sandröhren von Anneliden
- ③ *Granulolabium plicatum papillatum* (SANDBERGER 1858)
- ④ *Potamides lamarcki* (BRONGNIART 1810)
- ⑤ knotige Morphotypen von *H. helvetica* sowie *Aubignyna*, *Protelphidium*, *Elphidiella*
- ⑥ Framboidale Pyritbildungen in Hohlräumen von Gastropoden
- ⑦ Limonitisierte Wurzelröhren

Marschböden und die vorgelagerten Schlammflächen sind in der Regel feinkörnige Böden, die in nicht konsolidiertem Zustand für die meisten Organismen schwer besiedelbar sind. Die nachgewiesenen Mollusken, wie *Lentidium*, *Sphenia*, *Granulolabium* und *Potamides* sind Organismen, die auf solche Böden spezialisiert sind.

Randmarine bis brackische Marschböden zeigen aufgrund des hohen Anfalls an organischem Material auf der Sedimentoberfläche häufig ein saisonal anaerobes Bodenmilieu. Sie enthalten hohe Anteile an Kohlenstoff, Schwefel, Phosphor, Stickstoff und Schwermetallen (TOBIAS & NEUBAUER 2009). Die typischen saisonal wechselnden, anaerob-aeroben Bodenmilieubedingungen einer Marsch lassen sich u.a. anhand der nachgewiesenen Komponenten nachvollziehen. Während der anaeroben Phasen entstanden Glaukonit und innerhalb der Schalen von verendeten Gastropoden an der Sedimentoberfläche oder bei nur geringer Sedimentüberdeckung Pyritframboide (BRETT & BAIRD 1986, BRETT et al. 1991). Während der aeroben Phasen wurden die vorhandenen Wurzelröhren randlich limonitisiert und der Glaukonit ggf. zu Fe-Smectit degradiert.

Küstenmarsche können sich nur bilden, wenn wenigstens Wasserspiegelschwankungen von einigen Dezimetern vorliegen. Obwohl GRIMM & GRIMM (1997) aufgrund von Untersuchun-

gen an Anwachslineinmustern von Muscheln für die Alzey-Formation einen Tidenhub belegen können und sich diese Annahme durch das Auftreten von Brandungshohlkehlen (Notches) am Steigerberg-Kliff von Eckelsheim mit ablesbaren Tidenhubhöhen zwischen 1 und ca. 1,5 m auch beweisen lässt (GRIMM & GRIMM 2003, 2005), ist bislang völlig unklar, wie diese Gezeitenzyklen in dem relativ kleinen Binnenmeer des Oberrheingrabensystems (inkl. Mainzer Becken) entstanden sein könnten. Auch für die Ablagerungen der Schildberg-Subformation lassen sich aus den Anwachslineinmustern zwar Hinweise auf einen 12- bis 14-tägigen Gezeiten-Zyklus ableiten. Jedoch war auch dieser Ablagerungsraum, trotz seiner Vergrößerung durch die Transgressionen auf den prätertiären Untergrund viel zu klein um eigene Gezeitenzyklen mit einem Tidenhub von mehr als wenigen Zentimetern aufzubauen. Für stärkere gezeitenähnliche Phänomene müssen somit andere Mechanismen angenommen werden. In größeren Seen, Buchten und Binnenmeeren kommen dafür z. B. Land-Seewind-Effekte und andere atmosphärische Störungen (z. B. rasche Luftdruckänderungen) in Frage, die täglich wiederkehrende mehrere Dezimeter hohe gezeitenähnliche Wasserspiegeländerungen wie Wind-Gezeiten und Seiches (Schwappbewegungen) verursachen können (HARRIS 1953, TREBITZ 2006). Das Oberrheingrabensystem ist groß genug um solche Phänomene zuzulassen, wobei die stärksten Auswirkungen an den Enden des Grabens oder in Buchten auftreten sollten. Es ist zu vermuten, dass die Entstehung der Marsch bei Erbes-Büdesheim durch rhythmische Wind-Gezeiten und Seiches gesteuert wurde. Dabei war die Vorholz-Halbinsel als Festlandsmasse sicherlich vernachlässigbar, vielmehr muss man davon ausgehen, dass die Land-See-Wind-Effekte durch das Rheinische Schiefergebirge und das Nordpfälzer Bergland als Festlandsmasse verursacht wurden. KEARNEY & TURNER (2016) bezeichnen Marsche mit einem Tidenhub von weniger als 2 m als Mikrotidal-Marsch (Microtidal marsh). Im vorliegenden Fall muss man jedoch eher von einer Pseudomikrotidal-Marsch sprechen.

Mikrotidal-Marsche reagieren empfindlich auf Störungen wie Sturmereignisse und rasche Meeresspiegelanstiege (SCHILE et al. 2014, BECKETT et al. 2016, KEARNEY & TURNER 2016). Auch für die postulierte Marsch bei Erbes-Büdesheim ist anzunehmen, dass diese durch Störungen beeinflusst wurde. Die an der Basis des untersuchten Profils aufgeschlossene Schicht 3 repräsentiert einen Aufarbeitungshorizont, der in wenigen Dezimetern Wassertiefe entstanden ist. Die 0,8 m mächtige Bank zeigt typische Hinweise auf einen Tempestit (Gradierung mit groben Komponenten wie *P. callifera* an der Basis, Wellenrippeln am Top). Sie enthält sowohl prätertiäre Komponenten, wie Umlagerungsmaterial aus einer bereits älteren Marsch. Für die Genese kann man einen oder mehrere starke Sturmereignisse oder einen Tsunami annehmen. Dabei wurde die vorhandene Marsch zumindest partiell in Rinnen bis in den prätertiären Untergrund erodiert und alle freigelegten Fossilreste zerschlagen, sofern sie nicht bereits durch frühdiagenetische framboidale Pyritausfüllungen stabilisiert waren.

Die als Schicht 2 beschriebenen Schlammkonglomerate entstanden durch Erosion einzelner, bereits durch Trockenfallen stabilisierter Bereiche und Umlagerung der dabei entstandenen Mudpebbles an der Erosionskante der Marsch (am Rand der Marsch oder am Rand von Prielen).

Der eigentliche Marschboden wird durch die flaserig geschichtete Schicht 1 repräsentiert.

Die Bildung der Marsch am Fuße der eingangs beschriebenen 270 m-Plattform (BrPl 4) konnte wahrscheinlich nur erfolgen, weil zur Ablagerungszeit kein relevanter Meeresspiegelanstieg erfolgte, bzw. während einer Stillstandsphase nach einer kurzen Regression eine Verlandung der Plattform einsetzte.

Alle klimatischen Hinweise (Faunenzusammensetzung, Glaukonitbildung, Fehlen von Mangroven) sprechen für eine Ablagerung in der gemäßigten Zone.

## Danksagung

Wir danken Herrn Dr. T. SCHINDLER, GDKE für Hinweise zu weiteren Fossil-Fundstellen im Bereich von Erbes-Büdesheim und Herrn Dr. C. BUTZ, LGB Rheinland-Pfalz für die Hilfe bei der Erstellung kartographischer Daten.

## Literatur

- ABE, N. (1934): Ecological observations on *Batillaria multiformis* (Lischke). – Sci. Rep. Tōhoku Imp. Univ., Ser. 4, Biology, **8** (4): 383-398; Sendai.
- ADACHI, N. & WADA, K. (1998): Distribution of two intertidal gastropods, *Batillaria multiformis* and *B. cumingi* (Batillariidae) at a co-occurring area. – Venus (Jap. J. Malac.), **57** (2): 115-120; Tokyo.
- BANERJEE, S., BANSAL, U. & THORAT, A.V. (2016): A review on palaeogeographic implications and temporal variation in glaucony composition. – J. Palaeogeograph., **5** (1): 43-71; Amsterdam, Beijing. [<http://dx.doi.org/10.1016/j.jop.2015.12.001>]
- BECKETT, L.H., BALDWIN, A.H. & KEARNEY, M.S. (2016): Tidal marshes across a Chesapeake Bay subestuary are not keeping up with sea-level rise. – Plos One, **11** (7): e0159753, 12 S. [DOI:10.1371/journal.pone.0159753]
- BERGER, J.-P., REICHENBACHER, B., BECKER, D., GRIMM, M., GRIMM, K., PICOT, L., STORNI, A., PIRKENSENER, C., DERER, C. & SCHAEFER, A. (2005): Paleogeography of the Upper Rhine Graben (URG) and the Swiss Molasse Basin (SMB) from Eocene to Pliocene. – Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), **94**: 697-710; Berlin.
- BRETT, C.E. & BAIRD G.C. (1986): Comparative taphonomy: A key to paleoenvironmental interpretation based on fossil preservation. – Palaios, **1** (3): 207-227; Alexandria VA.
- BRETT, C.E., DICK, V.B. & BAIRD G.C. (1991): Comparative taphonomy and paleoecology of Middle Devonian dark gray and black shale facies from western New York. – In: LANDING, E. & BRETT, C.E. (Hrsg.): Dynamic stratigraphy and depositional environments of the Hamilton Group (Middle Devonian) in New York State, Part II: 5-67. – New York State Museum Bull., **469**: 177 S.; Albany.
- DEBENAY, J.-P., DULEBA, W., BONETTI, C., DE MELO E SOUZA, S.H. & EICHLER, B.B. (2001): *Pararotalia cananeaensis* n.sp.: Indicator of marine influence and water circulation in Brazilian coastal and paralic environments. – J. Foraminiferal Res., **31** (2): 152-163; Washington D.C.
- FRANKE, W.R. (1999): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000, Blatt 6214 Alzey. – Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz; Mainz.
- GRIMM, K.I. (1991): Biostratigraphie, Paläogeographie und Paläoökologie des Fischeschiefers (Mittlerer Rupelton / Mitteloligozän) im Mainzer Becken.– Mainzer geowiss. Mitt., **20**: 249-278, Mainz.
- GRIMM, K.I. (2006): Meeresverbindungen im Rupelium Mitteleuropas – Paläobiogeographische Untersuchungen anhand von Foraminiferen. – Geol. Jb. Hessen, **133**: 19-27; Wiesbaden.
- GRIMM, K. & GRIMM, M.. (2003): Geologischer Führer durch das Mainzer Tertiärbecken.– In: GRIMM, K.I., GRIMM, M.C., NEUFFER, O. & LUTZ, H. (Hrsg.): Die fossilen Wirbellosen des Mainzer Tertiärbeckens.– Mainzer Naturwiss. Archiv, Beiheft, **26**: 1-158; Mainz.

- GRIMM, K.I. & GRIMM, M.C. (2005): Die Alzey-Formation (Rupelium, Mainzer Becken) am Steigerberg bei Eckelsheim: Sedimentologische, sequenzstratigraphische und biostratigraphische Untersuchungen eines transgressiven Küstensystems.– Geol. Palaeont., **39**: 79-108; Marburg.
- GRIMM, K.I., GRIMM, M.C. & SCHINDLER, T. (1999): Der Meeressand (Rupelium Oligozän) der Sandgrube „Faber“ bei Siefersheim in Rheinhessen (Mainzer Becken). – Mainzer geowiss. Mitt., **28**: 7-32; Mainz (<https://doi.org/10.23689/fidgeo-5574>).
- GRIMM, K.I., GRIMM, M.C. & SCHINDLER, T. (2000): Lithostratigraphische Gliederung im Rupelium / Chattium des Mainzer Beckens, Deutschland. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **218** (3): 343-397; Stuttgart.
- GRIMM, M.C. (2005): Beiträge zur Lithostratigraphie des Paläogens und Neogens im Oberrheingebiet (Oberrheingraben, Mainzer Becken, Hanauer Becken) Geol. Jb. Hessen, **132**: 79-112; Wiesbaden.
- GRIMM, M.C. & GRIMM, K.I. (1997): Untersuchungen von Anwachslineenrhythmen an Bivalvenschalen aus dem Oligozän des Mainzer Beckens. – Mainzer geowiss. Mitt., **26**: 45-54; Mainz (<https://doi.org/10.23689/fidgeo-5572>).
- GRIMM, M.C. & GRIMM, K.I. (2005): Sammlungskatalog Landessammlung für Naturkunde Rheinland-Pfalz / Naturhistorisches Museum Mainz. – In: Grimm, K.I., Grimm, M.C., Neuffer, O. & Lutz, H. (Hrsg.): Die fossilen Wirbellosen des Mainzer Tertiärbeckens. – Mainzer Naturwiss. Archiv, Beiheft, **28**: 1-28; Mainz.
- GRIMM, M.C. & SCHINDLER, T. (1998): Ein Grünsandvorkommen im Verzahnungsbereich Meeressand / Rupelton am Südostrand des Kreuzbacher Rhyolithmassivs bei Fürfeld (Rupelium, Unteroligozän, Mainzer Becken). – Mainzer geowiss. Mitt., **27**: 67-78; Mainz (<https://doi.org/10.23689/fidgeo-5573>).
- GRIMM, M.C., WIELAND-SCHUSTER, U., HOTTENROTT, M., GRIMM, K.I. & RADTKE, G., mit Beiträgen von BERGER, J.-P., ELLWANGER, D., HARMS, F.-J., HOSELMANN, C., PICOT, L. & WEIDENFELLER, M. (2011): Oberrheingraben. – In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland IX, Tertiär, Teil 1: 57-132. – Schriftenr. Deutsch. Ges. Geowiss. (SDGG), **75**: 461 S.; Stuttgart.
- HALDAR, S.K. (2020): Introduction to mineralogy and petrology: 2. Auflage, 419 S.; Amsterdam, Oxford, Cambridge MA (Elsevier).
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M. B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.-C. & VAIL, P. R. (1998a): Cenozoic sequence chronostratigraphy. – In: DE GRACIANSKY, P.-C., HARDENBOL, J., JACQUIN, T. & VAIL, P. R. [Hrsg.]: Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. – Society for Sedimentary Geology (SEPM), Spec. Publ. **60**: Tab. 2; Tulsa.
- HARRIS, D. L. (1953): Wind tide and seiches in the Great Lakes.– Coast. Eng. Proc., **1** (4): 25-51; Chicago. [<https://doi.org/10.9753/icce.v4.3>]
- HUGGETT, J., ADETUNJI, J., LONGSTAFFE, F. & WRAY, D. (2017): Mineralogical and geochemical characterisation of warm-water, shallow-marine glaucony from the Tertiary of the London Basin. – Clay Miner., **52**: 25-90, Cambridge. [<https://doi.org/10.1180/claymin.2017.052.1.02>]
- JONES, R.W. (2014): Foraminifera and their applications: 391 S.; Cambridge (Cambridge University Press).
- KAMMERER, T. (1993): Ostracoden aus dem Oberen Rupelton, Schleichsand und Cyrenenmergel (Zwischenschichten, Rupelium bis unteres Chattium) des Mainzer Beckens: Doktorarbeit Universität Mainz, 113 S.; Mainz.
- KEARNEY, M.S. & TURNER, R.E. (2016): Microtidal marshes: Can these widespread and fragile marshes survive increasing climate-sea level variability and human action? – J. Coast. Res. **32** (3): 686-699; Fort Lauderdale FA. [DOI: 10.2112/JCOASTRES-D-15-00069.1]

- KEEN, M.C. (1972): Mid-Tertiary Cytherettinae of north-west Europe. – Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol., **21** (6): 261-349; London.
- KEEN, M.C. (1977): Ostracod assemblages and the depositional environments of the Headon, Osborne, and Bembridge Beds (Upper Eocene) of the Hampshire Basin. – Palaeontology, **20** (2): 405-445; London.
- KEEN, M.C. (1989): Oligocene ostracod biofacies from onshore areas of the North Sea Basin. – In: Batten, D.J. & Keen, M.C. [Hrsg.]: Northwest European micropalaeontology and palynology: 248-264; Chichester (Ellis Horwood Ltd.).
- KIRBY, M.X. (2001): Differences in growth rate and environment between Tertiary and Quaternary *Crassostrea* oysters. – Paleobiology, **27** (1): 84-103; Cambridge. [[https://doi.org/10.1666/0094-8373\(2001\)0272.0.CO;2](https://doi.org/10.1666/0094-8373(2001)0272.0.CO;2)]
- MATTHES, G. (1956): Beiträge zur geologischen Spezialkartierung des Blattes Alzey. – Diplomarbeit TH Darmstadt, 100 S.; Darmstadt [unveröffentlicht].
- MENDEZ, M.M., SCHWINDT, E. & BORTOLUS, A. (2013): Patterns of substrata use by the invasive acorn barnacle *Balanus glandula* in Patagonian salt marshes. – Hydrobiologia, **700**: 99-107; Dordrecht. [DOI 10.1007/s10750-012-1222-x]
- MEUNIER, A. & EL ALBANI, A. (2006): The Glauconite – Fe-Illite – Fe-Smectite problem: a critical review. – Terra Nova, **19** (2): 95-104; Oxford. [<https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2006.00719.x>]
- MURRAY, J.W. (2006): Ecology and applications of benthic foraminifera: 426 S.; Cambridge, New York u.a. (Cambridge).
- MURRAY, J.W., WHITTAKER, J.E. & ALVE, E. (2000): On the type species of *Aubignyna* and a description of *A. hamblensis*, a new microforaminifer from temperate shallow waters. – J. Micropalaeontol., **19** (1): 61-67; London.
- NEUFFER, O. & KUSTER-WENDENBURG, E. (1977): Mollusken aus dem Schleichsand (Oberes Rupelium, Mitteloligozän) bei Albig in Rheinhessen. – Geol. Jb. Hessen, **105**: 5-40; Wiesbaden.
- NUNGESSER, K. & SCHINDLER, T. (2016): Die Stadecken- und Sulzheim-Formation (Oligozän, Rupelium) rings um Kuhhimmel und Streitberg bei Eckelsheim, Gumbsheim und Wöllstein (Mainzer Becken, Deutschland) – klassische Lokalitäten und neue Aufschlüsse. – Mitt. POLLICHTIA, **98**: 17-40; Bad Dürkheim.
- PETIT, S., BARON, F. & DECARREAU, A. (2017): Synthesis of Nontronite and other Fe-rich Smectites: a critical review. – Clay Miner., **52**: 469-483; Cambridge. [<https://doi.org/10.1180/claymin.2017.052.4.05>]
- PIRKENSEER, C. & BERGER, J.P. (2011): Paleogene ostracoda from the southern Upper Rhine Graben: Taxonomy, palaeoecology and palaeobiogeography. – Paläontographica, (A) **295** (1): 1-152; Stuttgart.
- PRINTRAKOON, C., WELLS, F.E. & CHITRAMVONG, Y. (2008): Distribution of molluscs in mangroves at six sites in the upper Gulf of Thailand. – Raffles Bull. Zool., Suppl. **18**: 247-257; Singapore.
- RAISWELL, R. (1982): Pyrite texture, isotopic composition and the availability of iron. – Amer. J. Sci., **285**: 710-724; Ann Arbor MI.
- REID, D.G., DYAL, P., LOZOUET, P., GLAUBRECHT, M. & WILLIAMS, S.T. (2008): Mudwhelks and mangroves: The evolutionary history of an ecological association (Gastropoda: Potamididae). – Mol. Phylogenet. Evol. **47**: 680-699; San Diego CA. [[doi:10.1016/j.ympev.2008.01.003](https://doi.org/10.1016/j.ympev.2008.01.003)]
- ROUSSE, S., DURINGER, P. & STAPF, K.R.G. (2012): An exceptional rocky shore preserved during Oligocene (Late Rupelian) transgression in the Upper Rhine Graben (Mainz Basin, Germany). – Geol. J., **47**: 388-408; Hoboken NJ.

- ROTHAUSEN, K. & SONNE, V. (1984): Mainzer Becken. – Samml. geol. Führer, **79**: 203 S.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- SCHILE, L.M., CALLAWAY, J.C., MORRIS, J.T., STRAHLBERG, D., PARKER, V.T. & KELLY, M. (2014): Modeling tidal marsh distribution with sea-level rise. Evaluating the role of vegetation, sediment, and upland habitat in marsh resiliency. – Plos One **9** (2): e88760, 14 S. [doi:10.1371/journal.pone.0088760]
- SCHINDLER, T. (2013): Litho- und Biofazies der Alzey-Formation (Selztal-Gruppe, Oligozän) am Südwestrand der Steigerberg-Insel (Mainzer Becken, SW-Deutschland). – Mainzer naturwiss. Archiv, **50**: 49-66; Mainz.
- SCHINDLER, T. & NUNGESSER, K. (2014): Der *papillatum*-Schill und die Kirchberg-Bank (Sulzheim-Formation, Rupelium, Oligozän) am locus typicus in Hackenheim (Rheinhessen, Südwest-Deutschland): Stratigraphische Positionierung und biofazielle Interpretation. – Mainzer geowiss. Mitt., **42**: 7-26; Mainz.
- SONNE, V. (1958): Obermitteloligozäne Ablagerungen im Küstenraum des nordwestlichen Mainzer Beckens (mit besonderer Würdigung des „Zeilstücks“ bei Weinheim / Rh.). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**: 281-315; Wiesbaden.
- SONNE, V. (1969): Die Entwicklung des Alzey-Niersteiner Horstes seit Beginn des Tertiärs. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **51**: 81-86; Stuttgart
- SPUHLER, L. (1937): Die Marnheimer Bucht. – Mitt. Saarpfälz. Ver. Naturk. Natursch. Pollichia, N.F., **6**: 3-59; Kaiserslautern.
- STCHEPINSKY, A. (1960): Étude des ostracodes du Sannoisien de l'Alsace. – Bull. Serv. carte géol. Alsace Lorraine, **13** (1): 11-33; Strasbourg.
- TOBIAS, C. & NEUBAUER, S.C. (2009): Salt marsh biogeochemistry – an overview. – In: PERILLO, G.M.E., WOLANSKI, E., CAHOON, D.R. & BRINSON, M.M. [Hrsg.]: Coastal wetlands, chapter 16: 445-492; Amsterdam (Elsevier B.V.). [DOI: 10.1016/B978-0-444-63893-9.00016-2]
- TREBITZ, A.S. (2006): Characterizing seiche and tide-driven daily water level fluctuations affecting coastal ecosystems of the Great Lakes. – J. Great Lakes Res., **32**: 102-116; Amsterdam. [DOI: 10.3394/0380-1330(2006)32[102:CSATDW]2.0.CO;2]
- VAN DE VELDE, S., JORISSEN, E. L., NEUBAUER, T.A., RADAN, S., PAVEL, A.B., STOICA, M., VAN BAAK, C.G.C., MARTÍNEZ GÁNDARA, A., POPA, L., DE STIGTER, H., ABELS, H.A., KRIJGSMAN, W. & WESSELINGH, F.P. (2019): A conservation palaeobiological approach to assess faunal response of threatened biota under natural and anthropogenic environmental change. – Biogeosciences, **16**: 2423-2442; Katlenburg-Lindau. [https://doi.org/10.5194/bg-16-2423-2019]
- WALTHER, G. (1995): The distribution of mangrove-associated gastropod snails in Hong Kong. – Hydrobiologia, **295**: 335-342; Dordrecht.
- WELLS, F.E. (1983): An analysis of marine invertebrate distributions in a mangroves swamp in northwestern Australia. – Marine Sci. Bull., **33**: 736-744; Beijing.
- ZEDLER, J.B., BONIN, C.L., LARKIN, D.J. & VARTY, A. (2008): Salt marshes. – In: Jørgensen, S.E. & Fath, B.D. [eds.]: Encyclopedia of ecology: 3132-3141; Cambridge MA (Academic Press).

Manuskript eingegangen: 28.12.2021

Anschriften der Verfasser:

Dr. MATTHIAS C. GRIMM  
UDL Dr. Grimm Umweltdienstleistungen  
Eduard-Frank-Straße 12  
D-55122 Mainz  
E-Mail: UDL.Dr.Grimm@t-online.de

Prof. Dr. KIRSTEN I. GRIMM  
Kuratorin der naturwissenschaftlichen Sammlungen  
Johannes Gutenberg-Universität  
Becherweg 21  
D-55128 Mainz  
E-Mail: kgrimm@uni-mainz.de

BASTIAN E.W.W. GRIMM, B.Sc.  
Eduard-Frank-Straße 12  
D-55122 Mainz  
E-Mail: bgrimm@students.uni-mainz.de