



84. Tagung der
Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen
vom 26. bis 29. Mai 2026 in Greifswald
Exkursionsführer



Mecklenburg-Vorpommern

Landesamt für Umwelt,
Naturschutz und Geologie

Schriftenreihe des LUNG

2026 Heft 2

HERAUSGEBER:

Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern

Goldberger Straße 12b

18273 Güstrow

Telefon: 0385 588 64 000

www.lung.mv-regierung.de

E-Mail: poststelle@lung.mv-regierung.de

REDAKTION:

Dr. Karsten Obst (Geologischer Dienst, LUNG M-V)

TITELFOTO:

Blick von Nordosten auf den Glazitektonischen Komplex Jasmund.

(Luftbild: Rolf Reinicke 2019)

DRUCK:

Zentrale Druckerei des Innenministeriums im

Landesamt für innere Verwaltung des Landes Mecklenburg-Vorpommern

Lübecker Straße 287

19059 Schwerin

DRUCKAUFLAGE:

200 Exemplare

ISSN: 1439-9083

DOWNLOAD:

ndg2026.de

Güstrow und Greifswald im Mai 2026

Diese Broschüre wird im Rahmen der Öffentlichkeitsarbeit des Landesamtes für Umwelt, Naturschutz und Geologie herausgegeben. Sie darf weder von Parteien noch von deren Kandidaten oder Helfern während des Wahlkampfes zum Zwecke der Wahlwerbung verwendet werden. Dies gilt für alle Wahlen. Missbräuchlich ist insbesondere die Verteilung auf Wahlveranstaltungen, an Informationsständen der Parteien sowie das Einlegen, Aufdrucken oder Aufkleben parteipolitischer Informationen oder Werbemittel. Untersagt ist auch die Weitergabe an Dritte zur Verwendung bei der Wahlwerbung. Auch ohne zeitlichen Bezug zu einer bevorstehenden Wahl darf die vorliegende Druckschrift nicht so verwendet werden, dass dies der Parteinahme des Herausgebers zugunsten einzelner politischer Gruppen verstanden werden kann. Diese Beschränkungen gelten unabhängig vom Vertriebsweg, also unabhängig davon, auf welchem Wege und in welcher Anzahl diese Informationsschrift dem Empfänger zugegangen ist.



84. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen

26.-29. Mai 2026
in Greifswald

- Exkursionsführer -

Hrsg.

Karsten Obst & Heiko Hüneke



Landesamt für Umwelt,
Naturschutz und Geologie

UNIVERSITÄT GREIFSWALD
Wissen lockt. Seit 1456



Tagungsleitung

Dr. Karsten Obst
Geologischer Dienst
Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie
Mecklenburg-Vorpommern
Goldberger Straße 12b
18273 Güstrow

Prof. Dr. Heiko Hüneke
Institut für Geographie und Geologie
Universität Greifswald
Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 17A
17489 Greifswald

Organisationsteam

Dr. Karsten Obst
Prof. Dr. Heiko Hüneke
Dr. Stefan Meng
Dr. Andreas Börner
Karsten Schütze
André Deutschmann
Juliane Brandes

Inhaltsverzeichnis

	E1 – Busexkursion nach Glowe und Gummanz	7
Börner, A., Deutschmann, A., Kalbe, J., Meng, S. & Dietrich, P.	Zeugnisse der quartären Entwicklung an der Nordküste von Jasmund und Etappen der Kreidegewinnung Rügens	9
	E2 – Busexkursion nach Sassnitz	47
Hüneke, H., Schütze, K., Gehrman, A., Kenzler, M., Brumme, J., Schnick, H., Schlembach, M. & Gibb, M.A.	Der glazitektonische Komplex von Jasmund: Sedimentation, Deformation und Eisdynamik am Südrand des Fennoskandischen Eisschildes während des Weichselglazials	49
	E3 – Busexkursion nach Grimmen und Friedland	91
Obst, K., Ansorge, J. & Franz, M.	Glaziale Schollen präpleistozäner Abfolgen im nordöstlichen Mecklenburg-Vorpommern	93
	E4 – Fußexkursion durch Greifswald-Wieck	149
Goldenbogen, R.	Hochwasserschutz der Hansestadt Greifswald – Das Sperrwerk an der Mündung des Ryck	151
	E5 – Fußexkursion durch Greifswald	159
Obst, K.	Steine in der Stadt Greifswald und auf den Spuren des Malers Caspar David Friedrich	161

E1

Busexkursion nach Glowe und Gummanz

am 28. Mai 2026

Abfahrt 8:00 Uhr ZOB/Bf Greifswald

Ankunft 18:00 Uhr ZOB/Bf Greifswald

Leitung: Dr. Andreas Börner

Zeugnisse der quartären Entwicklung an der Nordküste von Jasmund und Etappen der Kreidegewinnung Rügens

Andreas Börner¹, André Deutschmann¹, Johannes Kalbe¹, Stefan Meng² & Peter Dietrich³

¹Geologischer Dienst, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Goldberger Str. 12b, 18273, Güstrow; andreas.boerner@lung.mv-regierung.de

²Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, F.-L.-Jahn-Str. 17A, 17489 Greifswald; stefan.meng@uni-greifswald.de

³Kreidemuseum Rügen, Gummanz 3A, 18551 Sagard

Route

Fahrt auf der B 105 von Greifswald nach Stralsund und über die Strelasund-Brücke des Rügenzubringers B 96n bis Bergen. Danach geht es weiter auf der alten B 96 bis zum Abzweig Richtung Sagard und Glowe. Wanderung entlang der Nordküste von Jasmund. Weiterfahrt zum Kreidemuseum Rügen in Gummanz und zum Kreidetagebau Promoisel. Von dort erfolgt die Rückfahrt nach Greifswald.

Schwerpunkte

Am Kliffprofil Glowe-West (Halt 1A) wird die quartäre Abfolge Jasmunds überblicksartig präsentiert, insbesondere des Saale- und des Weichselglazials, auf der Basis von Kliffaufnahmen und Kleingeschiebezählungen aus Bohrungen. Erläuterung glazigener Rinnenstrukturen inklusive OSL-Datierungen, Genese des Kreidesattels Glowe. Das Kliffprofil östlich Glowe (Halt 1B) ermöglicht Einblicke in differenzierte eiszeitliche Abfolgen Jasmunds und erlaubt Schlussfolgerungen über klimatische Schwankungen im Jung- und Mittel-Pleistozän. Es gibt Auskunft über die Beckenentwicklung im Weichsel-Spätglazial – Holozän (Fauna). Weiterhin werden die Pläne und Überreste des historischen Kanalbauprojektes „Rügenhafen“ vorgestellt. Über die Entstehung und Nutzung der Rügener Schreibkreide geben die Ausstellung im Kreidemuseum Gummanz (Halt 2) und der Tagebau Promoisel (Halt 3) Aufschluss. Die Museumsführung durch die Ausstellung erfolgt in zwei Gruppen. Zudem wird aktuelles Wissen zur Rendzina als Boden des Jahres 2025 vermittelt.

Quartärgeologische Einführung in die nord-östlichen Kliffküsten von Jasmund

A. Börner

Die ca. 960 km² große Insel Rügen ist durch den Strelasund vom vorpommerschen Festland getrennt. Im Westen und Südosten wird sie von flachen Boddengewässern, im Norden und Osten von der offenen Ostsee umgeben. Die Einführung bietet eine kurzgefasste Synthese zum Verständnis der allgemeinen geologischen Situation sowie des aktuellen Kenntnis- bzw. Interpretationsstandes.

Die quartäre Geologie und Morphologie Rügens wurde v.a. durch die Weichsel-Vereisung geprägt (Abb. 1). Generell sind in Mecklenburg-Vorpommern auf Grundlage einer modifizierten Auswertungsmethodik der TGL 25232 (1971, 1980) drei, anhand ihrer differierenden

Kleingeschiebezusammensetzung unterscheidbare Tills (W1, W2, W3) abgrenzbar (Müller 2004a). Rügen besteht aus einer Vielzahl von sog. „Inselkernen“, zumeist Grundmoränen-Aufragungen, die während des postglazialen Anstiegs des Meeresspiegels durch Abtragung (Abrasion) in exponierten Positionen erodiert und durch Anlandungsprozesse bzw. Bildung von Strand-Nehrungen miteinander verbunden wurden. Morphologisch hebt sich die Halbinsel Jasmund heraus, die mit dem Piek Berg (161 m NN) die höchste Erhebung trägt.

Die geologische Entwicklung der Insel Rügen und das heutige strukturelle Bild der Steilküste Jasmunds wurden entscheidend durch mehrphasige mittel- bis jungpleistozäne Gletschervorstöße des Fennoskandischen Inlandeises (FSI), insbesondere im Weichsel-Hochglazial geprägt (Marines Isotopenstadium MIS 2). Das

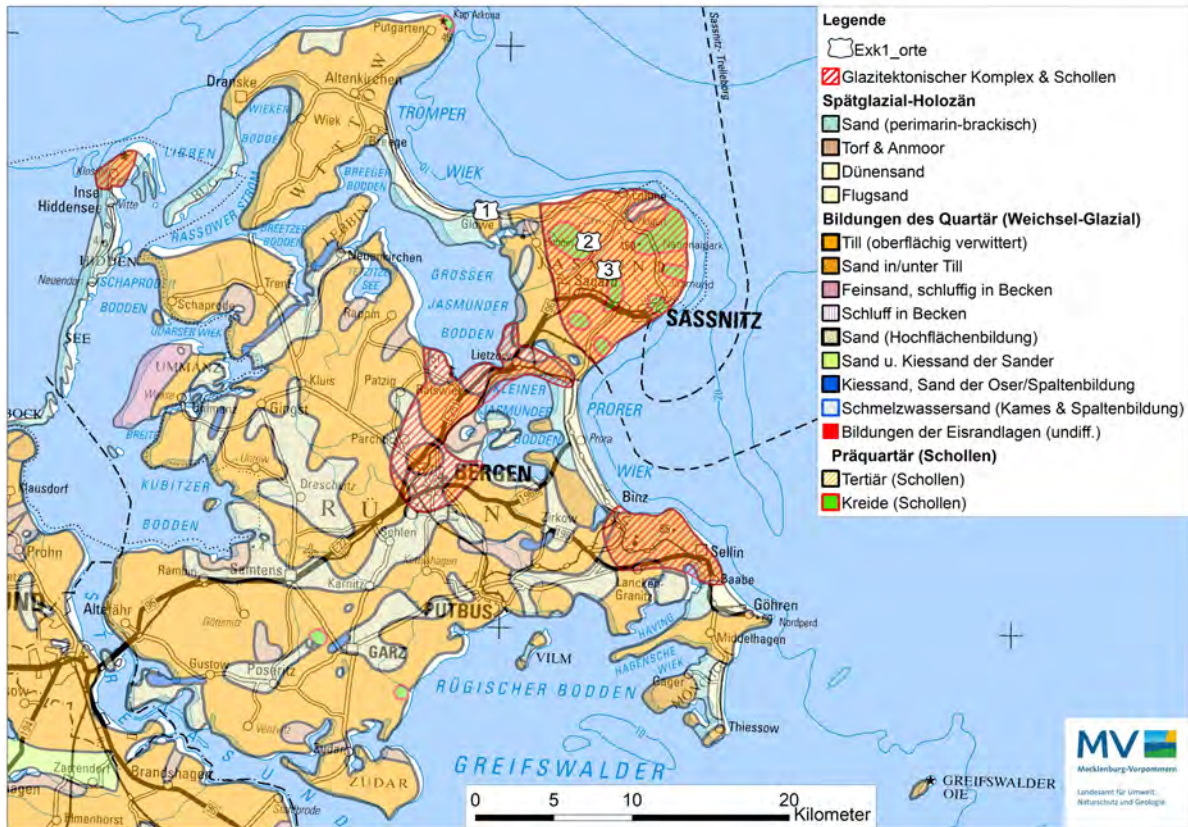


Abb. 1: Verbreitung und Lagerung von oberflächennahen Quartär- und Kreide-Ablagerungen im Gebiet Rügen – Hiddensee (nach Bremer 2000, verändert).

Exkursionspunkte: 1 = Kliff bei Glowe, 2 = Kreidemuseum bei Gummanz, 3 = Kreidebruch Promoisel

vorrückende FSI traf hier auf Hochlagen präquartärer Kreideformationen und schuf über glazitektonische Stauchungen komplizierte Lagerungsverhältnisse der Schreibkreide-Komplexe bzw. „Pleistozän-Streifen“ (Jaekel 1917). Die aufgestauchten pleistozänen Schuppen werden von den kartierenden Geologen als „Streifen“ bezeichnet und sind an der Ostküste Jasmunds von S nach N von Streifen 1 bis Streifen 26 nummeriert. Es wirkten v.a. glazialdynamische Prozesse, die zu markanten Stauchungsstrukturen (Kompositrücken oder „composite ridges“; Gehrmann 2019, 2022) mit daraus resultierenden großdimensionalen Lagerungsstörungen (u.a. Sättel und Mulden, Auf-, Über- und Abschiebungen) führten (Steinich 1972). Das deformierte präquartäre Gestein ist ein aus der Oberkreide (Maastrichtium) stammender fossilreicher pelagischer Kreidekalk (Rügener Schreibkreide). Neogene Ablagerungen (Tertiär) kommen, wenn überhaupt, nur glazigen aufgearbeitet in quartären Glazialsedimenten vor. Die ungestörte Kreide liegt außerhalb der Stauchkomplexe

in dieser Region unterhalb der Quartärbasis bei ca. -40 m NN an (Steinich 1972). Die Alb-Basisfläche (Beginn der oberkretazischen Karbonatsedimentation) zeichnet sich durch eine relativ tiefenbeständige (söhlige) Lage aus, die keine durchsetzende oder mit größeren Sprüngen verbundene Störungen erkennen lässt (Groth 1961, 1967, 2003). Am intensiv glazialtektonisch gegliederten Kliff von Jasmund sind pleistozäne Ablagerungen als „Streifen“ keilförmig zwischen Kreidekomplexe eingepresst (Katzung et al. 2004). Im Hangenden werden die Kreidekomplexe jeweils von einer Überschiebungs- bzw. Aufschiebungsfläche der benachbarten Komplexe begrenzt.

Die Interpretationen deuteten auf eine mehrphasige glazitektonische Verformung hin, die zur Bildung von zwei bis drei Subkomplexen führte (z.B. Groth 2003; Niedermeyer et al. 2010; Ludwig 2011). Die Hochlage ist nicht als klassische Stauchendmoräne aufzufassen und die entsprechenden Eisrandlagen befinden sich außerhalb Rügens auf dem südwestlich angrenzenden Festland (s. Bremer 2000). Die wieder-

holte glazitektonische Beeinflussung bzw. Überprägung des Stauchkomplexes werden aktuell durch moderne Untersuchungsmethoden von Gehrman (2020), Gehrman & Harding (2018, 2019), Gehrman et al. (2017, 2019, 2022), Gehrman & Hoffmann (2025) Kenzler et al. (2022, 2023), Krauss et al. (2023) und Plonka et al. (2021) neu interpretiert. Nach Haimerl et al. (2024) deuten submarine seismische Daten eher eine einzige Eistransgression aus NE für die entscheidende Formung des nördlichen Subkomplexes an. Nach Kenzler et al. (2023) fand die Entwicklung des glazialtektonischen Komplexes basierend auf optisch stimulierte Lumineszenzdatierungen (OSL) zwischen 21-19 ka und damit hauptsächlich während der zweiten Weichsel-Vorstoßphase des FIS statt (Pommern-Phase/W2?).

Auf Rügen folgen über der Kreide fünf über Kleingeschiebeanalysen (KGA) abtrennbare Till-Bänke, die vom Liegenden zum Hangenden mit M0, M1, M2, M3 und M4 bezeichnet werden (Abb. 2; Panzig 1991, 1995; Niedermeyer et al. 2010). Der M1-Till liegt der Kreide mit einem basalen Geschiebepflaster auf, ist meist blaugrau bis grau und führt selten große Geschiebe (Katzung et al. 2004). Kleingeschiebeanalytisch lässt er sich in eine untere (M0) und eine obere Bank (M1) gliedern. Nach Kleingeschiebeanalysen im Korngrößenspektrum 4-10 mm (KGA, TGL 25232, 1971, 1980) in der unteren Bank dominiert Nordisches Kristallin (NK) über Paläozoischen Kalken (PK) und desweiteren sind Feuersteine (F) sehr häufig (Katzung et al. 2004). Dagegen überwiegen in der oberen Bank die Anteile von PK und Dolomiten (D) über NK und die „lokalen Komponenten“ Mesozoische Kalke und Feuersteine (MK, F) fehlen nahezu. Die stratigraphische Einstufung der oberen Bank des M1 in das Saale-Glazial (MIS 6) bleibt weiterhin unsicher, da aufgrund des Kleingeschiebe-Spektrums (KGS) auch eine Einstufung in eine frühe Vorstoßphase des Weichsel-Glazials (Warnow-Vorstoß/qw0, MIS 4?) möglich ist (Katzung et al. 2004).

Zwischen den Till-Bänken M0/M1 und M2 liegen zumeist sandig-kiesige bis tonig-schluffige Sedimente der „Zwischeneinheit“ I1, die in (glazi-)fluvialen bis (glazi-)lakustrinen Ablagerungsmilieus abgelagert wurden (Kenzler et al.

2023). Die diskontinuierliche Akkumulation vom I1 wurde durch OSL-Datierungen mehrfach in das MIS 3 bis in das beginnende MIS 2 datiert (Krbetschek 1995; Kenzler et al. 2015, 2017, 2022; Pisarska-Jamroży et al. 2018, 2019; Kenzler & Hüneke 2019; Plonka et al. 2021). Auf zeitweise noch kaltes Klima während der Ablagerung der I1-Sedimente weisen einzelne Eiskeilpseudomorphosen im Kliff bei Sassnitz, östlich von Glowe im Profil Kluckow (s. Beitrag Meng), und bei Arkona hin, die aus den I1-Schichten bis in den unterlagernden M1-Till reichen (Niedermeyer et al. 2010). Im I1 treten lokal horizontinterne Deformationsstrukturen auf, die früher ausschließlich als periglaziale Tropfenböden interpretiert wurden. Aktuell wird durch neue Forschungsansätze diskutiert, ob auch durch die Eistransgression ausgelöste Erdbeben oder durch das vorrückende Inlandeis im Untergrund ausgelöste Schockwellen (Eisbeben) diese Deformations-Strukturen verursacht haben könnten (Pisarska-Jamroży et al. 2018, 2019, 2025).

Der M2-Till folgt konkordant über dem I1 ohne erkennbare glazitektonische Auswirkungen auf den Untergrund. Er lässt sich in zwei Horizonte gliedern: die untere relativ geschiebearme Bank des M2 ist tonig, graublau bis graubraun, und beinhaltet nach KGA (TGL 25232 1971, 1980) sehr hohe Anteile an Paläozoischen Schiefer (PS um 20%), während die obere Bank des M2 deutlich sandiger ausgeprägt und geschiebereich ist (Niedermeyer et al. 2010).

Der hangende hellbraune bis graubraune untere Till der Einheit „M3“ ist sehr sandig ausgebildet, enthält zum Teil grobkiesige Einschaltungen und ist auf Rügen häufig als solifluidal umgelagertes Residuum ausgeprägt (Katzung et al. 2004). Nach KGA enthält er außerordentlich viel glazigen aufgearbeitetes lokales Material, z.B. Kreidekalke (MK) und Feuersteine (F). Nach Niedermeyer et al. (2010) hat eine letzte Eistransgression des M4 (M3o?) nur noch randlich das nördliche und östliche Rügen bedeckt und ist sowohl auf dem Hochjasmund als auch auf den höchsten Aufragungen am Kap Arkona nicht mehr nachzuweisen (Niedermeyer et al. 2010; vgl. Abb. 2). Die flache Topografie der Halbinsel Wittow und SW-NE verlaufende Gletscherlinien mit mehreren Kilometern Länge

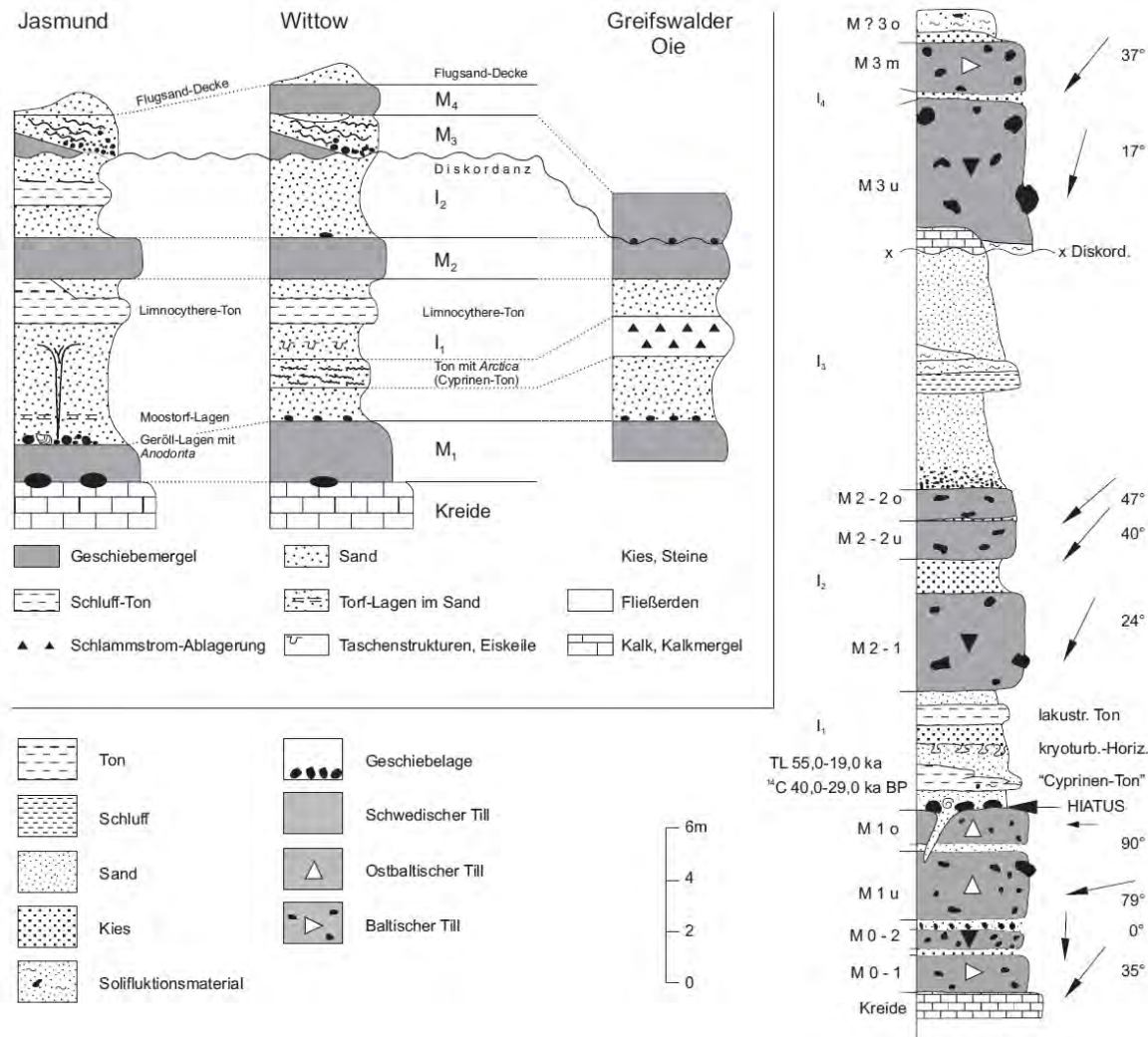


Abb. 2: Generalisierte pleistozäne Schichtenfolgen („Normalprofile“) auf Oberkreide der Halbinseln Jasmund und Wittow sowie deren Korrelation mit der vorgelagerten Ostseeinsel Greifswalder Oie (aus: Katzung et al. 2004; Niedermeyer et al. 2010).

südlich von Wittow zeigen, dass Wittow und Arkona final vom FSI aus Richtung NE bis E geprägt wurden (Haimerl et al. 2024; s.a. Krienke 2003). Dies wird durch Nachweis von diskordant liegendem M4-Till über stark gefalteten älteren Ablagerungen (Kreide, M1-Till bis I2-Zwischensedimente) bestätigt (Obst et al. 2020).

Umfangreiche Ergebnisse von Multiproxy-Untersuchungen am Sedimentprofil „Glowe-Paläosee“ (Lampe et al. 2016) dokumentieren die regionale spätglazial-frühholozäne Landschaftsentwicklung, Gewässerentwicklung und Vegetationsgeschichte im Zeitraum vom Prä-Bølling bis zum mittleren Präboreal im nördlichen Rügen (s.a. Beitrag Meng). Weitere paly-

nologische Untersuchungen aus Moorprofilen lieferten wichtige Fakten zur nacheiszeitlichen Landschaft- und Vegetationsentwicklung und zur Besiedlungsgeschichte Jasmunds (z.B. Lange et al. 1986; Strahl 1991; Strahl & Keding 1996). Insbesondere das Hertha-Moor gilt als eines der bestuntersuchten Moore Norddeutschlands und wird als regionales Referenzprofil genutzt (Endtmann 2004). Die heutige Landschaft Jasmunds ist reich an archaischen Denkmälern, wie Megalithgräber, Burgwälle oder Hügelgräber, die insbesondere in Waldgebieten erhalten geblieben sind. Der locus typicus der bekannten mesolithischen Lietzow-Kultur befindet sich im Südwesten Jasmunds (u.a. Endtmann 2005).

Halt 1: Das Kliffprofil Glowé

A. Börner

Das aktive Ostseekliff bei Glowé präsentiert ein wichtiges Quartärprofil für Rügen, da hier neben kaltzeitlichen Ablagerungen aus dem Saale-Komplex und dem Weichselglazial auch Beckenbildungen aus dem Spätglazial/Holozän aufgeschlossen sind (Abb. 3, Kanter 1997; Panzig & Kanter 1997; Niedermeyer et al. 2010). Das Profil zeigt einen ähnlichen Sattel- und Muldenbau wie im Glazitektonischen Komplex Jasmund (GKJ). Mit der Kreide sind auch die pleistozänen M1- bis inkl. I2-Schichten glazigen gefaltet worden. Am Kliffaufschluß Glowé wurde der M0-1 Till als ältester in Oberflächenaufschlüssen von Rügen angetroffene Till ausgewiesen (Abb. 2). Der grüngraue Till ist ca. 2 m mächtig, sehr kompakt und weist ein Kleingeschiebespektrum (KGS), ohne Dominanz mittelschwedischer oder ostbaltischer Komponenten auf (Niedermeyer et al. 2010). Getrennt durch eine Kiesschicht folgt im Hangenden der ca. 0,5 m mächtige, hellgraue, sehr geschiebereicher und kompaktierte M0-2-Till mit hohen Gehalten von Feuerstein (F) und Sandstein+Quarzit (S) bei relativ geringen Gehalten an Paläozoischen Kalksteinen (PK) weisen im Kleingeschiebespektrum 4-10 mm (KGS) auf ein nördliches Liefergebiet hin (Niedermeyer et al. 2010). Der hangende dunkelgrüngraue M1u/o Till erreicht ca. 8 m Mächtigkeit. Im oberen Drittel dieser Einheit tritt ein Farbumschlag nach rotbraun

auf. Da sich im KGS der generell hohe Anteil an PK zum Hangenden noch erhöht, wird der obere M1o vom unteren Tillhorizont M1u abgetrennt. Im folgenden I1 überwiegen Sande mit Schlufflagen ohne Anzeichen periglazialer Überprägung. Im oberen Bereich ist ein glazilakustriner „Lymnocythere- [Leucocythere-] Ton“ entwickelt, der konkordant in den hangenden M2-1-Till übergeht (s.a. Beitrag Meng).

Das hangende, graublaue, kompakte Diamikt M2-1 ist 3-4 m mächtig und im oberen Profilbereich häufig zu einer bis 0,3 m mächtigen Geschiebelage (Residuum) verspült. Das KGS von M2-1 zeigt hohe Anteile an Paläozoischen Schiefen (PS) und wird im Kliffprofil von Sedimenten des I2 überlagert (Niedermeyer et al. 2010). Das folgende zweigeteilte M2-2-Diamikt weist eine horizontbeständige, max. 5 cm mächtige Sand-/Kieslage auf, über welcher im oberen Profilteil ein gering verändertes KGS mit erhöhten Kreideanteilen (MK+F) festgestellt wurde (vgl. Panzig 1991, 1995; Niedermeyer et al. 2010).

Durch zahlreiche größere und kleine Abbrüche entlang des Kreidesattels von Glowé in den Jahren 2009/10, wurde eine geologische Neuaufnahme des Kliffprofils möglich (Kenzler 2010; Abb. 4). Die Lagerungsverhältnisse innerhalb der I2-Sedimente erscheinen komplizierter und viele kleinräumige Störungen und Falten im schluffig bis sandigen I2 belegen starke glazitektonische bzw. rutschungsbedingte Be-

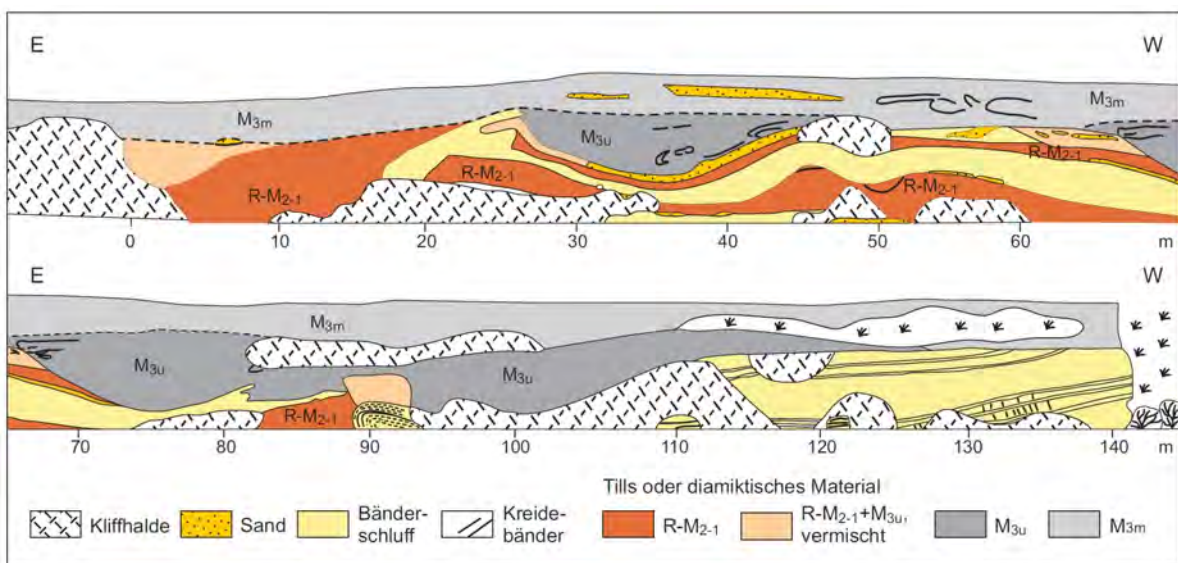


Abb. 3: Kliffprofil Glowé (Aufnahme Kanter 1989/1990, aus: Niedermeyer et al. 2010).

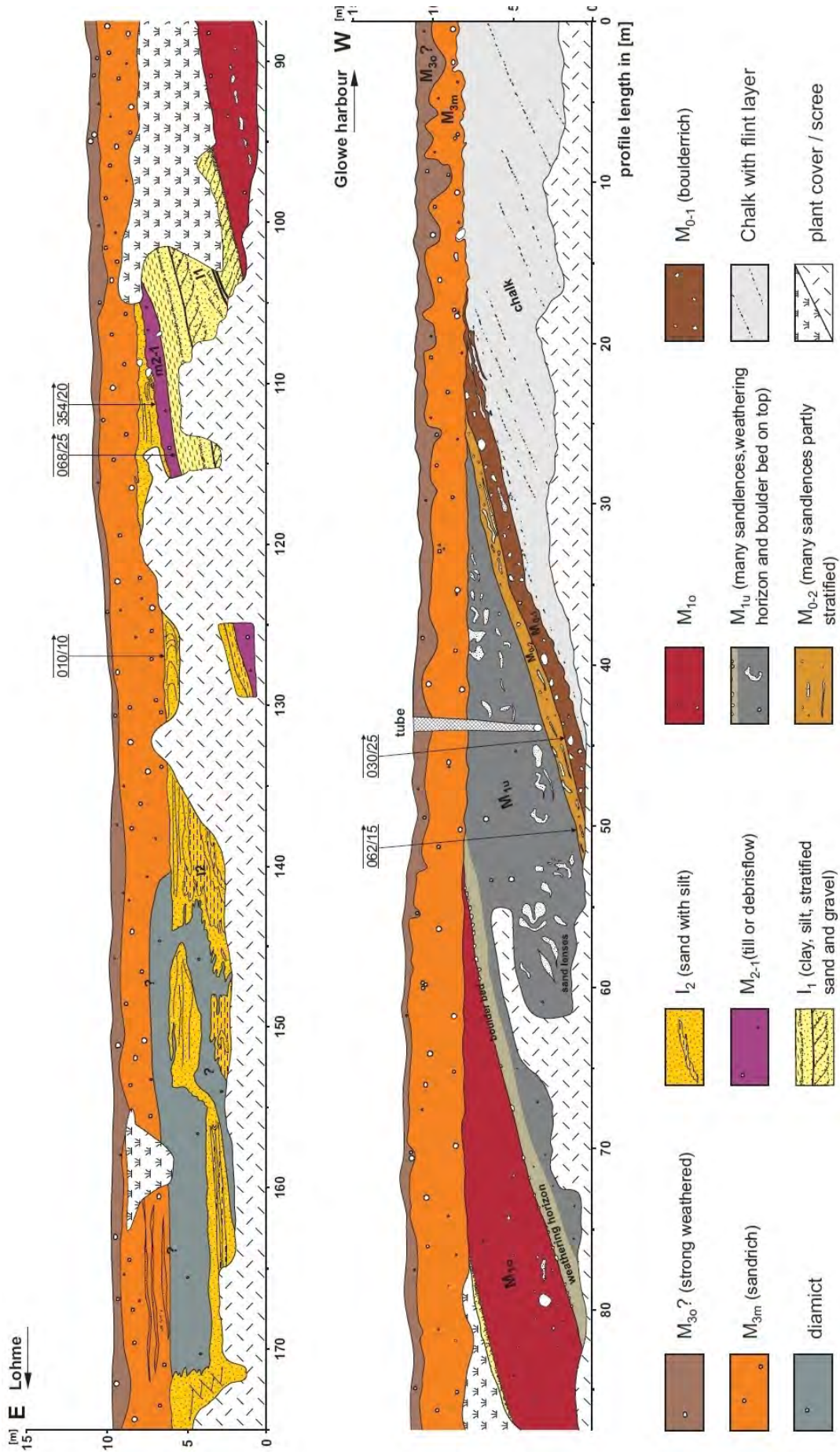


Abb. 4: Kliffprofil Glowe (Aufnahme Kenzler 2009/2010, aus: Niedermeyer et al. 2010).

Tab. 1: Lithostratigraphische Gliederung nach KGA (TGL 25232) einer Erdwärmesonden-Spülbohrung Es Glowe 1/2013 (BA-Ident: 144600159)

Geschiebe/kg (Gb/kg), Nordisches Kristallin (NK), Paläozoische Kalksteine (PK), Paläozoische Schiefer (PS), Dolomite (D), Feuersteine (F), Mesozoische Kalke (MK), Sandstein+Quarzitgehalte (S), Quarze (Q), Sonstige (So), lithostratigraphische Einstufung nach KGA (Strat), qw/W2 = Weichselglazial/Pommern-Phase, qs2/qsWA = Saaleglazial/Warthe s.str., M = Moräne/Till; fettgedruckte Ziffern = dominante Anteile; kursive Ziffern = auffällig geringe Gb

Teufe (m)	Gb/kg	NK%	PK%	PS%	D%	F%	MK%	S%	Q%	So%	Strat	Vergleich zur Till-Gliederung N-Rügen
5,0 - 15,5	143,9	29,2	32,2	3,3	0,3	21,0	7,4	6,3	0,3	0,3	qw/W2	M2
35,0 - 42,5	526,8	37,2	44,4	2,9	1,6	4,3	1,9	7,0	0,0	0,8	qs2/qsWA	M1

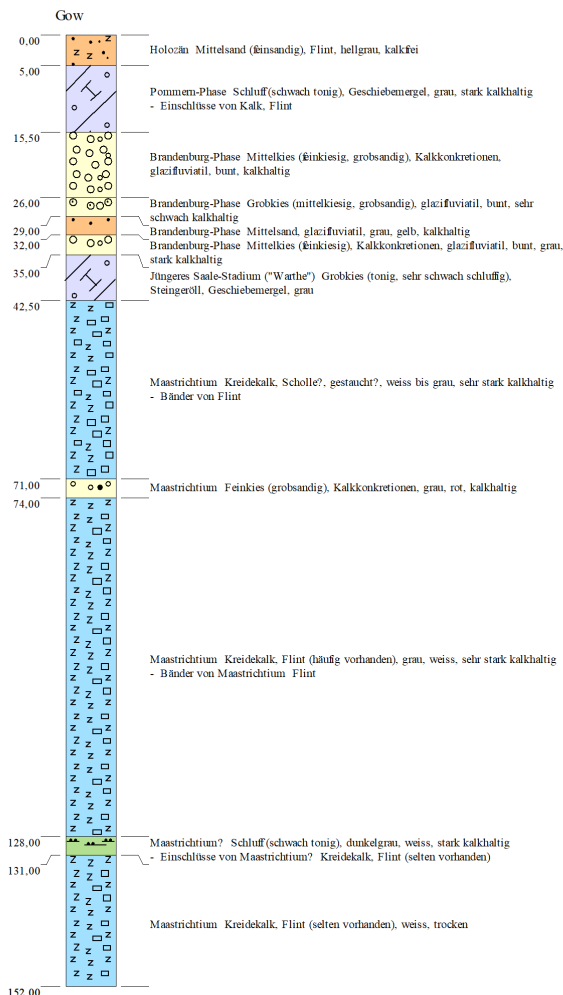


Abb. 5: Das Beispiel eines Bohrprofils für oberflächennahe Erdwärmegewinnung in Glowe (LBDS 2026) zeigt ein typisches Bohrprofil für N-Rügen, mit hochliegender Kreide und durch Zwischenmittel (I-Einheiten) getrennte Tills (M-Einheiten), die mittels Kleingeschiebeanalysen (n. TGL 25232, 1971, 1980) stratifiziert werden (vgl. Tab. 1).

anspruchungen. Die Genese größerer diamiktischer Lagen im I2 (s. Abb. 4: Profilmeter 140-170), die im Kontakt zum Hangenden M3m stehen, konnten nach Kenzler (2010) bisher nur ungenügend erklärt werden. Im Gelände ist es oft nicht möglich, zwischen „echten“ Till und resedimentierten Diamikt zu unterscheiden (vgl. Ludwig 2005).

Zum Vergleich der lithostratigraphischen Gliederung vom Kliffprofil Glowe wird ein Bohrprofil einer Erdwärmesondenbohrung in der Ortslage Glowe vorgestellt (s. Abb. 5, Tab. 1), welches die Quartärgliederung für diese Region exemplarisch zeigt. Die untere Tillbank zwischen 35,5-42 m u. GOK liegt direkt dem präquartären Untergrund (Kreide, Maastrichtium) auf und hat durch hohe Anteile von PK+D und geringe Anteile von PS+S ein eher baltisch geprägtes KGS, welches in Mecklenburg-Vorpommern in dieser „Fazies“ insbesondere für den Jüngeren Saalevorstoß (MIS 6, Warthe s.str., Müller 2004b) typisch ist. Die obere Tillbank zwischen 5-15,5 m u. GOK ist durch eine leichte Dominanz von PK>NK ebenfalls baltisch geprägt, wird aber nach modifizierter Auswertung von über 20.000 KGA aus Bohr- und Aufschlußproben durch den Geologischen Dienst MV als Till der zweiten großen weichselglazialen Vorstoßphase (Pommern-Phase = W2) eingestuft (vgl. Tab. 1, LBDS MV 2026, TGL 25232 1971, 1980). Die Dominanz der lokalen kretazischen Kleingeschiebegruppen MK und F belegt für diesen Till eine kräftige Aufnahme dieser Kleingeschiebegruppen aus dem lokalen Unter-

grund, welches kräftige glazigene Stauchungen bzw. Glazitektonik während dieser jüngeren Eisvorstoßphase voraussetzt. Eine lithostratigraphische Korrelation dieses, zur Pommern-Phase (W2) eingestuften Tills, mit dem, am Kliff aufgeschlossenen, Till M2-2 (Niedermeyer et al. 2010) ist gut nachvollziehbar. Dieser auf Jasmund glazialtektonisch aktive Gletschervorstoß wird zwischen 21-19 ka datiert (Kenzler et al. 2023). Der Till des ersten weichselglazialen Vorstoßes W1 (Brandenburg-/Frankfurt Phase = M1o?/M2u?) fehlt in diesem Bohrprofil und wurde vermutlich durch den glazitektonisch aktiven W2-Vorstoß lokal vollständig erodiert.

Sedimentarchitektur einer subglazialen Rinnenfüllung am Kliffprofil Glowe-West

A. Deutschmann

Glazigene Rinnensysteme sind im Nord- und Ostseeraum weit verbreitet (Garetsky et al. 2001; Lohrberg et al. 2020). Ihre Entstehung steht im Zusammenhang mit der Ausbreitung des fennoskandischen Eisschildes während des Elster-Glazials (ca. 500-420 ka und des Saale-Komplexes (ca. 380-130 ka). Die Rinnen sind das Ergebnis intensiver subglazialer Erosionsprozesse, welche vermutlich im Zuge mehrerer Eisvorstöße wiederholt überprägt und phasenweise neu verfüllt wurden.

Ein besonderer Aufschluss befindet sich im Norden der Insel Rügen auf der Halbinsel Jasmund, etwa 300 m westlich des Ortes Glowe (Abb. 6). Die Halbinsel ist durch den Glazitektonischen Komplex Jasmund geprägt (Gehrmann et al. 2022), der aus kretazischen, pleistozänen und holozänen Sedimenten aufgebaut ist und im Zuge weichselzeitlicher Eisvorstöße glazitektonisch gebildet wurde.

Der hier vorgestellte Aufschluss enthält Sedimenteinheiten, die innerhalb des Normalprofils von Jasmund bislang nicht beschrieben wurden und zeitlich wahrscheinlich die ältesten pleistozänen Ablagerungen auf ganz Rügen darstellen. Diese ca. 30 m mächtige prä-weichselzeitliche Abfolge wird als subglaziale Rinnenfüllung interpretiert und im Einzelnen vorgestellt. Die stratigraphische Einordnung der Sedimente basiert hierbei auf detaillierten Geländeaufnah-

men und zeigt eine klar erkennbare Abfolge vom Liegenden zum Hangenden (Abb. 7).

An der Basis (Einheit A) steht teilweise brekzierte und deformierte Schreibkreide (Maas-trichtium) mit dispers verteilten Flintklasten an. Darüber folgt die Einheit B die im basalen Bereich aus einem klastengestützten, stark limonitisierten rötlichen Diamikton besteht, welcher zahlreich zerbrochene und zerscherte Steine und Blöcke enthält. Die Basis der ca. 3 m mächtigen Einheit B ist undulierend, wobei einzelne Geschiebe in kolkartigen Vertiefungen in der Schreibkreide auftreten. Zum Top hin geht diese Einheit in einen tonigen, matrixgestützten Diamikton über, mit überwiegend braun-rötlicher bis braun-grauer Färbung. Darüber folgt die ca. 17 m mächtige Einheit C die aus einem massiven, klastengestützten Konglomerat besteht, welches lokal eine schwach ausgeprägte subhorizontale Schichtung erkennen lässt. Charakteristisch ist der hohe Anteil an Flintklasten, welcher auf bis zu 50 % im Kiesspektrum ansteigen kann. Häufig treten zudem längliche Schreibkreideklasten in Kies- und Steingröße auf, die schichtparallel mit ihrer A-Achse liegen. Des Weiteren weisen zahlreiche Steine deutliche Scherungsstrukturen auf. Im Hangenden folgt Einheit D mit ca. 3 m Mächtigkeit, deren Basis sehr scharf ist. Diese setzt sich aus horizontal geschichteten Sanden mit ebenfalls hohem Anteil an Schreibkreideklasten in der Sandfraktion zusammen. Darauf folgt Einheit E, die stark deformiert ist und überwiegend aus massiven Ton- und Siltlagen besteht, in denen einzelne Sandlagen eingeschaltet sind. Den hangenden Abschluss bildet Einheit F, ein teilweise geschichteter sandiger Diamikton, in dem sortierte Sand- und Kieslagen vorkommen. Seine Mächtigkeit liegt zwischen 2-3 m. Darüber folgt die von Jasmund bekannte pleistozäne Abfolge aus Tills und zwischengeschalteten tonigen bis kiesigen Ablagerungen (M-1, I-1, M-2, I-2; Kenzler et al. 2022). Das gesamte Profil wird gekappt von einer glazitektonischen Diskordanz und dem undeformierten Hangenden M-3 Diamikton, welcher ins Weichselhochglazial gestellt wird.

Bereits frühere Arbeiten (Wegerdt et al. 1994; Flodén et al. 1996; Garetsky et al. 2001) belegten die Existenz glazigener Rinnen im Ostsee-

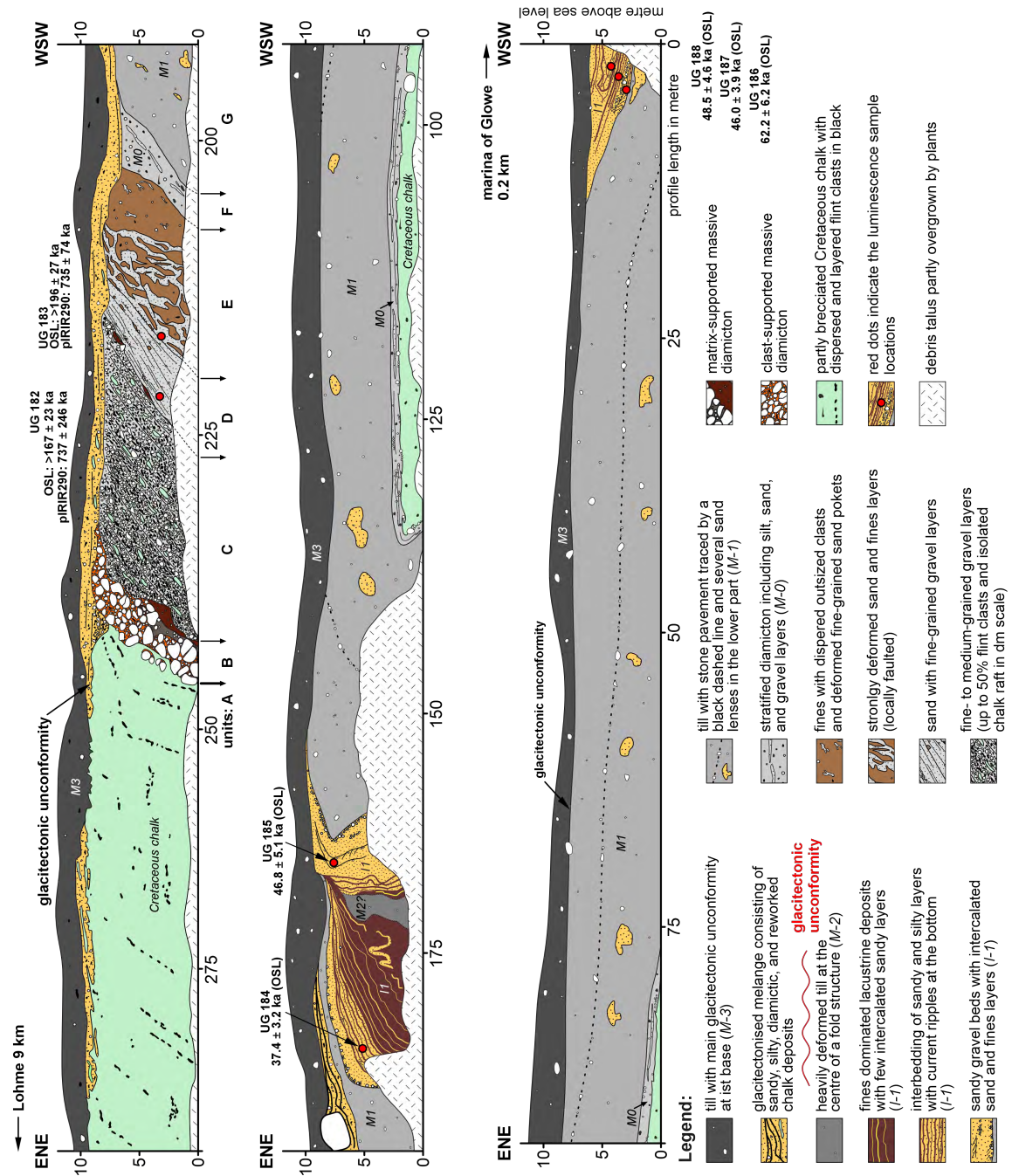


Abb. 6: Vereinfachte Zeichnung des Kliffabschnitts Glowe-West. Das Profil zeigt im oberen Teil die glazitektonisch eingearbeitete Rinnenfüllung in das Küstenprofil. Die Positionen der Lumineszenzdatierungsproben sind durch rote Punkte gekennzeichnet (aus: Kenzler 2022 et al.).

gebiet und lieferten erste Hinweise auf deren räumliche Verbreitung und Dimensionen basierend auf geophysikalischen Untersuchungen. In den letzten Jahren hat sich die seismische Datenlage durch Baugrunduntersuchungen für Offshore-Windparks deutlich verdichtet. Hochauflösende, hochfrequente flachseismische Profile zwischen Rügen und Bornholm bestäti-

gen die Existenz dieser Rinnen und ermöglichen eine präzisere Erfassung ihrer Geometrie. Ein Untersuchungsgebiet etwa 30 km nordöstlich von Jasmund zeigt, dass die dort erfassten Rinnen überwiegend NE-SW verlaufen, Breiten bis zu 500-600 m erreichen und sich etwa bis 70 m tief in kreidezeitliche Sedimente einschneiden. Die verfüllten Rinnen sind flächen-

deckend von 30-35 m mächtigen pleistozänen und holozänen Deckschichten überlagert (Obst et al. 2017; Deutschmann et al. 2024). Innerhalb der Kreide erscheinen mehrere Reflexionshorizonte, die deren generelle Lagerung im

Offshorebereich verdeutlichen. Ein besonders markanter Reflektor zeigt sich hierbei am Top der erodierten Kreide, wodurch deren Verlauf im gesamten Untersuchungsgebiet gut verfolgbar ist. Dies ermöglicht die Kartierung der ero-

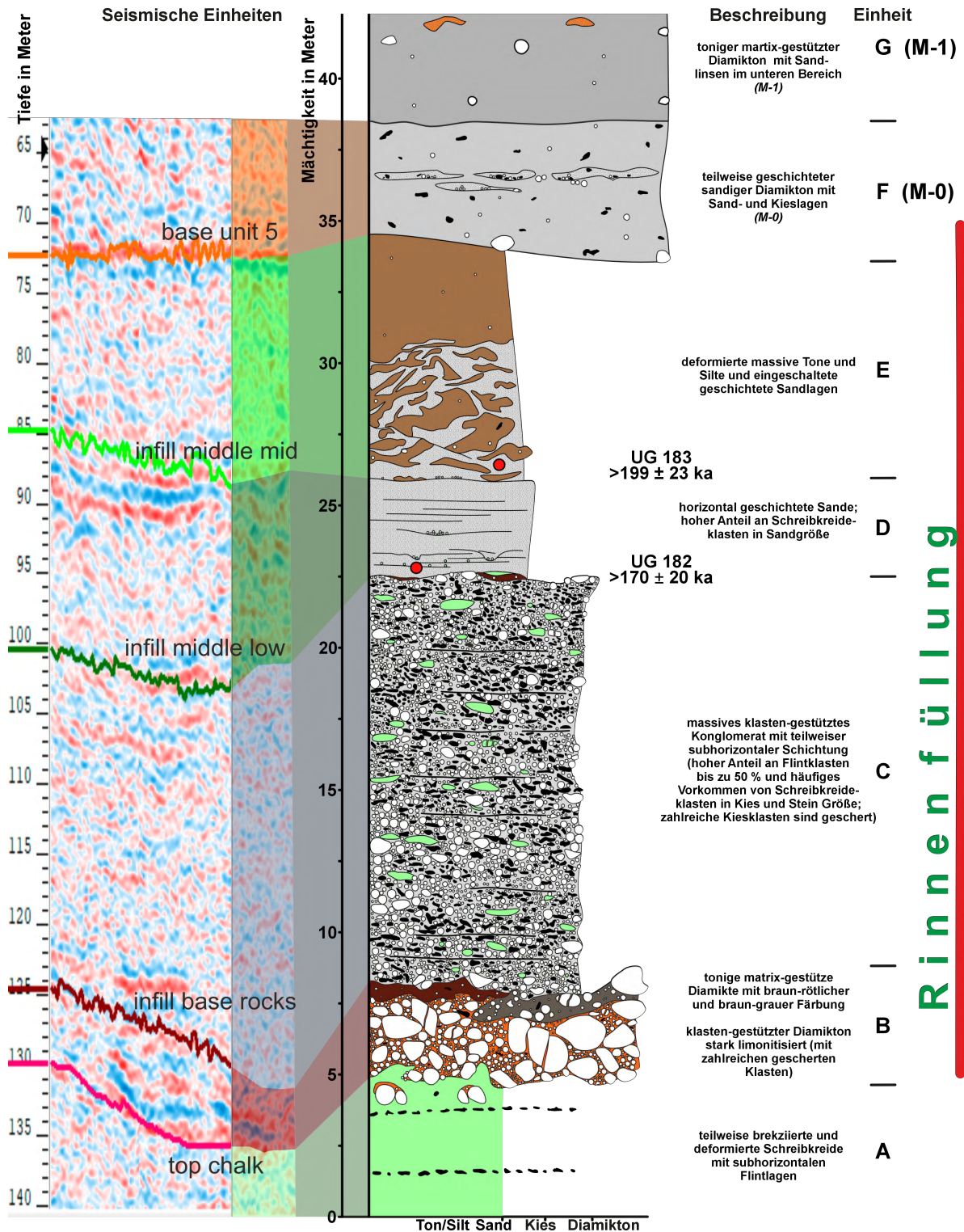


Abb. 7: Komposition aus repräsentativem seismischen Profil aus dem zentralen Bereich einer Rinne mit dem lithologischen Profil des Aufschlusses Glowe-West: glazialtektonisch deformierte Abfolge, interpretiert als Rinnenfüllung (aus: Kenzler et al. 2022; Deutschmann et al. 2024).

siven Rinnenstrukturen und deren internen Aufbau. Die Analyse der seismisch interpretierten Rinnenfüllungen zeigt ein komplexes und differenziertes Reflexionsmuster, das zahlreiche Parallelen zum zuvor beschriebenen Aufschlussprofil (Abb. 7: Einheit A-F) aufweist.

Direkt über der Rinnenbasis liegt ein besonders starkes Reflexionsband, das vermutlich auf eine Konzentration von Steinen und Blöcken zurückzuführen ist. Darüber folgt ein vergleichsweise homogener, reflexionsarmer Abschnitt ohne ausgeprägte Reflektoren, was auf homogene Lithologien zurückzuführen sein könnte. Erst der scharfe lithologische Übergang von homogenen Sedimenten zu geschichteten Sand-, Ton- und Siltlagen ermöglicht eine weitere seismische Differenzierung. Den hangenden Abschluss bildet wiederum ein markantes Reflexionsband, das mit einem überlagernden Diamikton korreliert werden kann. Insgesamt lassen sich die am Aufschluss vorkommenden Ablagerungen gut mit der seismischen Interpretation korrelieren. Damit wurde erstmals eine glaziale Rinnenfüllung in situ mit benachbarten reflexionsseismischen Messungen verglichen, was direkte Rückschlüsse auf ihren Aufbau ermöglichte.

Die Entstehung und Verfüllung von Rinnen wird in zahlreichen Studien diskutiert (u.a. Huuse & Lykke-Andersen 2000; Stackedbrandt 2009; Stewart & Lonergan 2011; Kehew et al. 2012; Moreau & Huuse 2014). Zur Klärung der Altersstellung und der Sedimentationsbedingungen wurden im repräsentativen Küstenaufschluss bei Glowe Lumineszenzdatierungen durchgeführt (Abb. 7). Die ersten ermittelten Alter von etwa 199 ± 23 ka und 170 ± 20 ka sind als Minimalalter zu interpretieren und deuten darauf hin, dass die Sedimente vor ihrer Ablagerung nicht vollständig gebleicht wurden oder die Quarze in Sättigung vorliegen. Auch die entsprechenden Feldspatalter (pIRIR) gehen in Richtung Sättigung, da deren Ablagerungsalter bei jeweils über 700 ka liegen. Zusammengenommen spricht dies für subglaziale Ablagebedingungen oder ein Ablagerungsalter, das bis in das Elsterglazial oder auch noch älter zurückreichen könnte.

Das Profil „Glowe-Paläosee“

S. Meng

Verlandete Flachseen können durch den holozänen Meeresspiegelanstieg und den damit verbundenen Rückgang der Steilküsten angeschnitten werden. Sie stellen wichtige und leicht zugängliche Archive der spätpleistozän-frühholozänen Umweltverhältnisse dar (Lampe et al. 2016). Vollständigere Abfolgen, die die spätglaziale bis holozäne Landschaftsentwicklung unserer Region detaillierter abbilden können, sind jedoch selten, wie z.B. die Kliffprofile vom Credner-See (Kliewe 1969), Niedersee (Kossler & Strahl 2011; Menzel-Harloff & Strahl 2012) oder Meschendorf (Hensel et al. 2021). Umso bedeutender ist deshalb der Aufschluss am Steilufer der Tromper Wiek, östlich Glowe (Abb. 8), mit dem Sedimentprofil eines Paläosees, das vor allem die spätweichselzeitliche und frühholozäne Entwicklung der Region dokumentiert.

Die Ablagerungen des verlandeten Paläosees sind durch erosiven Küstenrückgang etwa seit den 1990er Jahren aufgeschlossen. Die wissenschaftliche Bearbeitung des Profils Glowe-Paläosee erfolgte mit entsprechenden Probenahmen überwiegend 2011 (Lampe et al. 2016). Das etwa 3 m lange Profil umfasste den Zeitraum von Prä-Bølling bis mittleres Präboreal. Insbesondere das Allerød erreichte hier ungewöhnlich hohe Mächtigkeiten (Abb. 9). Die spätglazial-frühholozäne Landschaftsentwicklung, die Klimaschwankungen, Gewässerentwicklung, Seespiegelvariation und Vegetationsgeschichte umfasst, wird mit Hilfe von Pollen-, Diatomeen-, Makrorest-, Mollusken- sowie sedimentologisch-geochemischen Analysen und ^{14}C -Datierungen rekonstruiert (Lampe et al. 2016).

So schnell wie das Paläo-Seeprofil durch Küstenrückgang aufgeschlossen wurde, wird es allerdings auch wieder der Erosion zum Opfer fallen. Während der Aufschluss schon 2011 durch Erosion mit einer Länge von 27 m und einem Paläosee-Profil von 3 m seine optimale Zugänglichkeit erreichte (Abb. 9), ist das Profil aktuell bereits stark zerfallen und in seiner Mächtigkeit stark reduziert. Die größte Ausdehnung des Sees betrug wahrscheinlich nicht

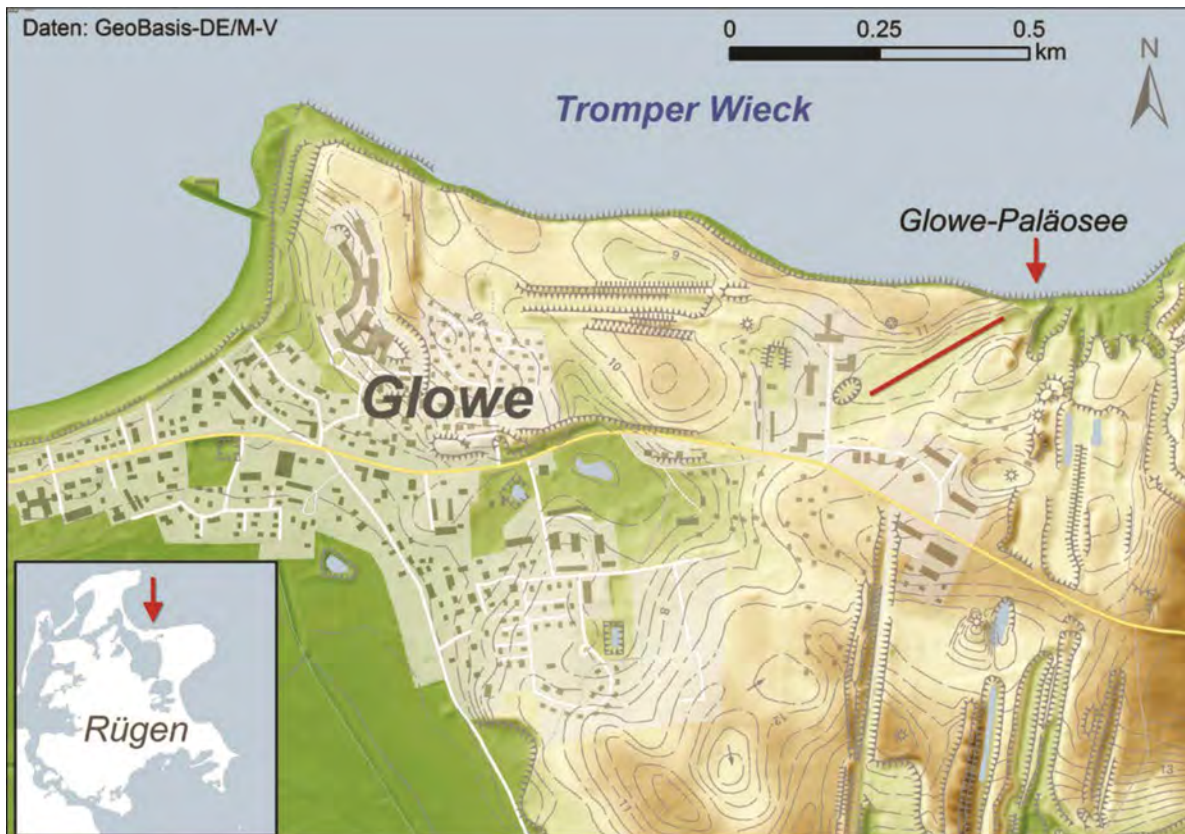


Abb. 8: Karte zur Lage des Untersuchungsgebietes östlich der Ortschaft Glowe. Erkennbar ist die NE-SW streichende Rinne eines Flachsees, in dessen nordöstlicher Verlängerung sich das Profil des Paläosees am Steilufer befindet (roter Pfeil). Bohrungen entlang der Rinnenachse (rote Linie) haben gezeigt, dass die beiden Seen zu keinem Zeitpunkt miteinander in Verbindung standen (aus: Lampe et al. 2016).

mehr als 2 ha, mit einer max. Tiefe von 4 m (Lampe et al. 2016).

Die Gliederung des Profils erfolgte über palynologische Untersuchungen (Abb. 11), die von Prof. em. Wolfgang Janke durchgeführt wurden (Lampe et al. 2016). Der Paläensee entstand mit Schwinden des Permafrostes im Bølling und entwickelte sich im Allerød zu einem 3-4 m tiefen, artenarmen, makrophytenreichen Stillgewässer. Das Prä-Bølling (PBØ) ist nur durch ein 2 cm mächtiges humoses Basalsediment, welches sich vom folgenden Bølling (BØ) durch einen erhöhten Pinus-Anteil unterscheidet, dessen Herkunft jedoch unsicher ist, entwickelt. Mit dem molluskenführenden BØ (298-273 cm) beginnt die Seephase mit einer *Betula*-Dominanz. Bildungen der Älteren Dryas (ÄD) konnten dagegen pollenstratigraphisch nicht mit Sicherheit belegt werden.

Der Übergang zum Allerød (AL) ist durch eine merkliche Zunahme des Baumpollen- und Sträucheranteils zu Ungunsten der Nichtbaum-

pollen gekennzeichnet (273-163 cm). Der stete Anteil von Zwergsträuchern und die hohen Nichtbaumpollen-Werte lassen zur Jüngeren Dryas (JD) (163-104 cm) auf eine strauchreiche Krauttundra bis äußerst lichten Waldtundra mit Birke (*Betula nana/humilis*) als Haupt- und Pinus als Zweitgehölz schließen (Lampe et al. 2016). Die Vegetationsbedeckung ging in der JD stark zurück, um im Präboreal (PB) (104 cm bis Obergrenze) schnell mit höherer Dichte zurückzukehren. An der Wende Spätglazial/Holozän findet der markanteste Temperaturanstieg des gesamten Profils, stärker als der zum Beginn von AL, statt und ist in mehreren Phasen durch einen starken Anstieg von Baumpollen gekennzeichnet. Die Vegetationsentwicklung wurde jedoch durch die Nähe des Baltischen Eissees beeinflusst, die zu einer, gegenüber südlicheren Gebieten verzögerten Ausbreitung von Gehölzen führte.

Die Seesedimente lieferten vor allem aus dem Bereich BØ / AL sowie JD zahlreiche Mollusken-

reste (Tab. 2, Abb. 10). Leider liegen aus dem Profil ausschließlich limnische Arten vor und die für die Klima- und Landschaftsgeschichte deutlich aussagekräftigeren terrestrischen Elemente fehlen bisher vollständig. Bei den Kleinmuscheln überwiegen z.B. *Sphaerium corneum*, *Euglesa nitida* (Abb. 10/5), *E. milium* oder *E. obtusale* mit der kaltwasserform *lapponicum* (Abb. 10/6). Die Gastropoden-Fauna wird beispielsweise durch *Valvata piscinalis aff.* (Abb. 10/4) dominiert. Weitere Arten sind beispielsweise *Valvata cristata* (Abb. 10/3), *Gyraulus crista* (Abb. 10/2) oder *G. acronicus* (Abb. 10/1). Es handelt sich um eine anspruchslose Gesellschaft die charakteristisch für Stillgewässer ist.

In den besonders fossilreichen Sedimenten des AL konnten zudem Flussbarsch oder Nagespuren vom Biber nachgewiesen werden. Häufig waren auf den Schichtflächen auch Flügeldecken von Käfern mit Farberhaltung und unter zahlreichen Makropflanzenresten auch Blätter von *Betula* und *Salix* zu finden.

Die Sedimentfolge des Paläosees lagert auf einem spätweichselzeitlichen Till auf und beginnt mit einem nur wenige Zentimeter mächtigen holzreichen Humushorizont (PBØ). Die Entwicklung des Sees beginnt im BØ mit dem einsetzenden Zerfall des Permafrostes infolge eines erhöhten Grundwasserzulaufs in die Depression des Paläosees. Die Sedimentabfolge von BØ und dem folgenden AL entspricht einem flachen, ufernahen Kleinsee mit der Akkumulation kalkreicher Organosilikatmudden.

Die stärker organisch oder karbonatisch geprägten Sediment-Lagen reichen bis zum Beginn des JD und sind im oberen Teil des JD zunehmend siliziklastisch geprägt. Die Muddefolge endet während des mittleren PB mit einem die weitgehende Füllung des Beckens anzeigenden, stark siliziklastisch geprägten Abschnitt, dem an den Beckenrändern kiesige Sedimente und Fließmergel eingeschaltet sind. Überlagert werden die Paläosee-Sedimente durch einen etwa 1 m mächtigen Holztorf, mit zahlreichen Stubben und Stammstücken (Lampe et al. 2016).

Einen wichtigen stratigraphischen Leithorizont während des AL bildet die Tephra des Laacher See-Ausbruchs (LST, Abb. 9). Die LST im Profil von Glowé ist bis zu 0,5 cm mächtig und teilwei-

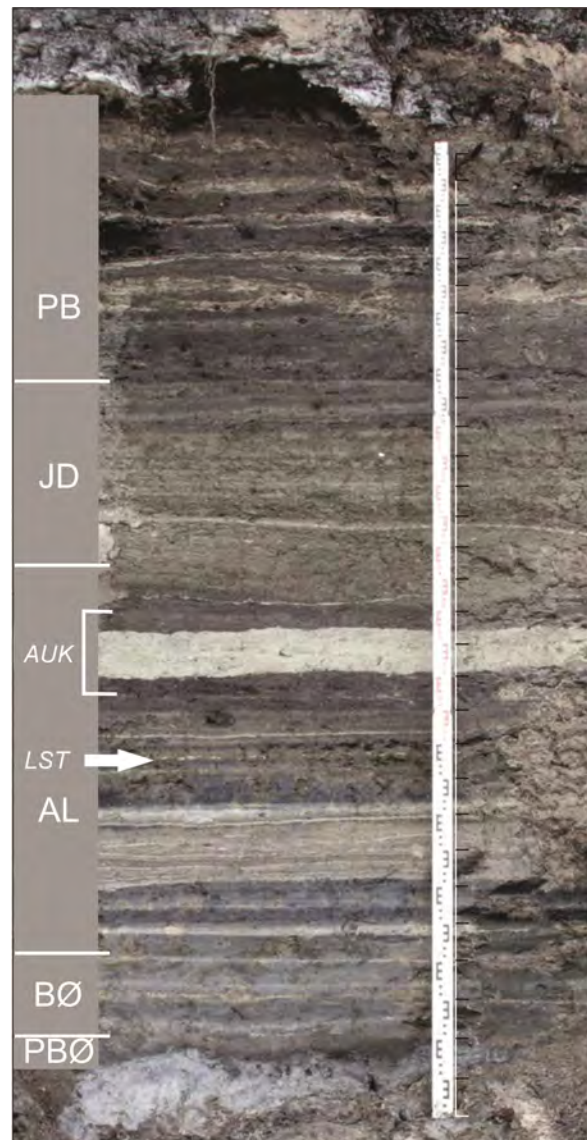


Abb. 9: Überblick über das Profil Glowé. Deutlich erkennbar ist der subparallel-schichtige Aufbau aus abwechselnd stärker organisch bzw. karbonatisch geprägten Sedimentlagen. In der Mitte des Profils befindet sich ein allogener Umlagerungskomplex (AUK), bestehend aus einem Diamikt. Etwa 25 cm unter dem Diamikt des AUK ist die Laacher See-Tephra (LST) erkennbar (aus: Lampe et al. 2016).

se linsenförmig aufgelöst. Identifiziert wurde die im Profil nur schwer erkennbare LST mit mikroskopischen und geochemischen Methoden (Lampe et al. 2016). Nach aktuellen Untersuchungen erfolgte der Laacher See-Ausbruch 13.077 Jahre v.h. (Reinig et al. 2021). Abgerundet wird das Alter im Profil Glowé durch Datierungen von Hölzern und weiteren Pflanzenresten mit Hilfe der Radiokarbon-Methode.

Der kleinskalige Sedimentwechsel zwischen mehr organisch geprägten Mudden und stärker

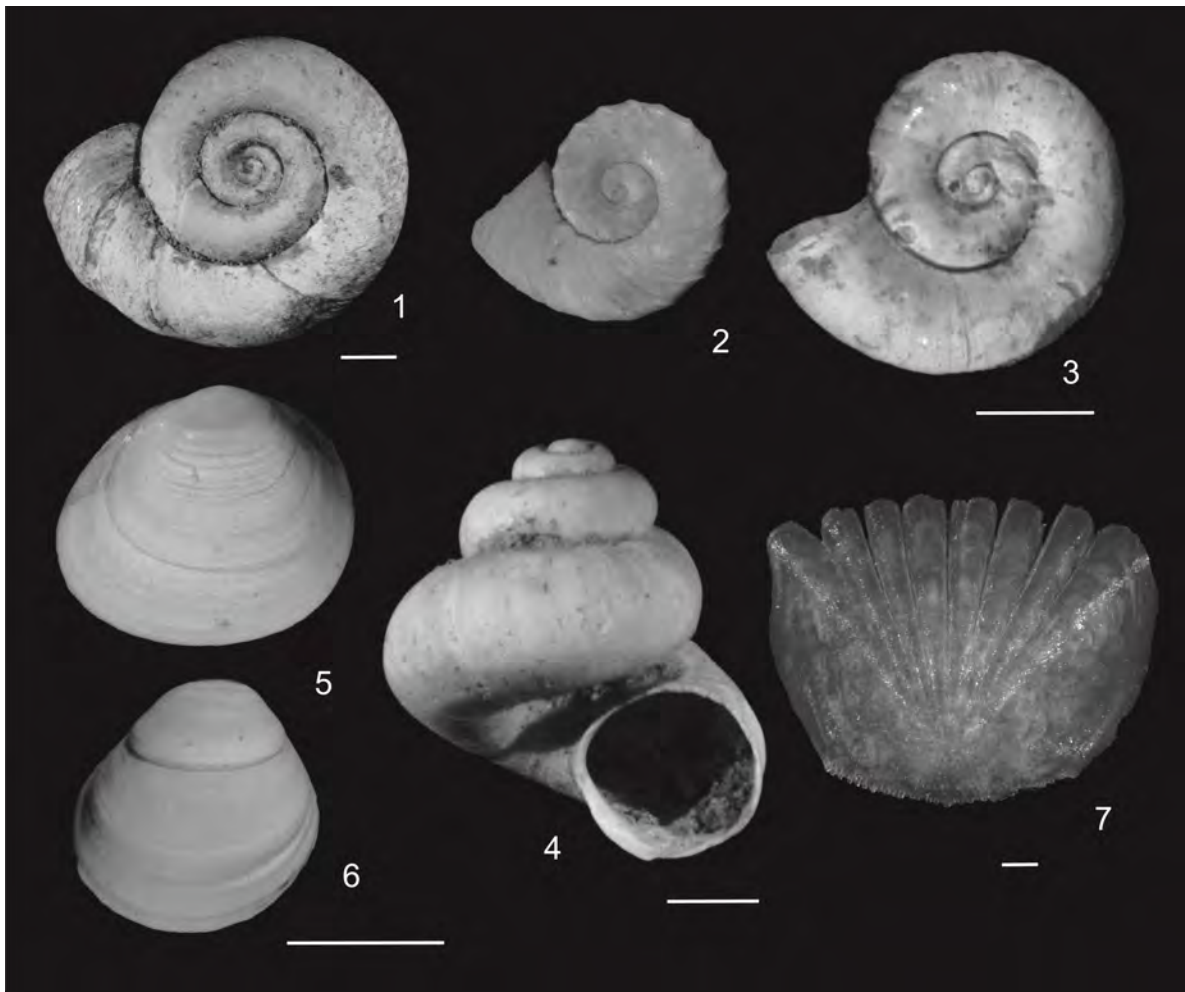


Abb. 10: Mollusken aus dem Alleröd von Glowe: 1 *Gyraulus acronicus*, 2 *Gyraulus crista*, 3 *Valvata cristata*, 4 *Valvata piscinalis* aff., 5 *Euglesa nitida*, 6 *Euglesa obtusalis* f. *lapponicum*, 7 Kammschuppe von *Perca fluviatilis*. Maßstab = 1 mm

Tab. 2: Mollusken und Fischreste aus dem Kliff-Profil von Glowe (Meng in Lampe et al. 2016)
Frg.: nur Fragmente erhalten

Zuordnung (nach Palynostratigraphie)	BØ	AL	JD	PB
Gastropoda				
<i>Valvata cristata</i> O.F. Müller, 1774		x	x	
<i>Valvata piscinalis</i> aff. (O.F. Müller, 1774)		x	x	frg.
<i>Ampullaceana balthica</i> (Linnaeus, 1758)	x	x		
<i>Gyraulus crista</i> (Linnaeus, 1758)	x	x		
<i>Gyraulus acronicus</i> (A. Férussac, 1807)		x		
<i>Gyraulus laevis</i> (Alder, 1838)		x		
<i>Hippeutis complanatus</i> (Linnaeus, 1758)		x		
Bivalvia				
Unionidae		frg.		frg.
<i>Sphaerium corneum</i> (Linnaeus, 1758)	x	x	x	
<i>Euglesa casertana</i> (Poli, 1791)		x		
<i>Euglesa hibernica</i> (Westerlund, 1894)	x	x	x	
<i>Euglesa milium</i> (Held, 1836)	x	x	x	
<i>Euglesa nitida</i> (Jenyns, 1832)	x	x		
<i>Euglesa obtusalis</i> f. <i>lapponicum</i> (Clessin, 1877)	x	x		
<i>Euglesa subtruncata</i> (Malm, 1855)	x	x	x	
<i>Euglesa</i> spp.	x	x	x	frg.
Pisces				
Cyprinidae		x		
<i>Perca fluviatilis</i> Linnaeus, 1758	x	x		

karbonatischen Mudden, die z.B. mit dem verstärkten Auftreten von Mollusken korrelieren, insbesondere während des BØ und AL, ist nicht mit der beschriebenen Klimavariation zu erklären und kann bisher noch nicht sicher interpretiert werden (Lampe et al. 2016). Aus dem aufgeschlossenen Schichtenverlauf wird eine Kurve der Seespiegelentwicklung abgeleitet, die einen schnellen Anstieg im frühen AL und einen verlangsamt Anstieg bis zum Höchststand im JD erkennen lässt. Im frühen PB setzte eine schnelle Senkung des Seespiegels ein, die bereits im mittleren PB zur Verlandung des Sees führte. Nach Sedimentations-Unterbrechungen führte der zunehmende Grundwasseranstieg während des älteren Atlantikum letztlich zur Bildung eines Versumpfungsmoores.

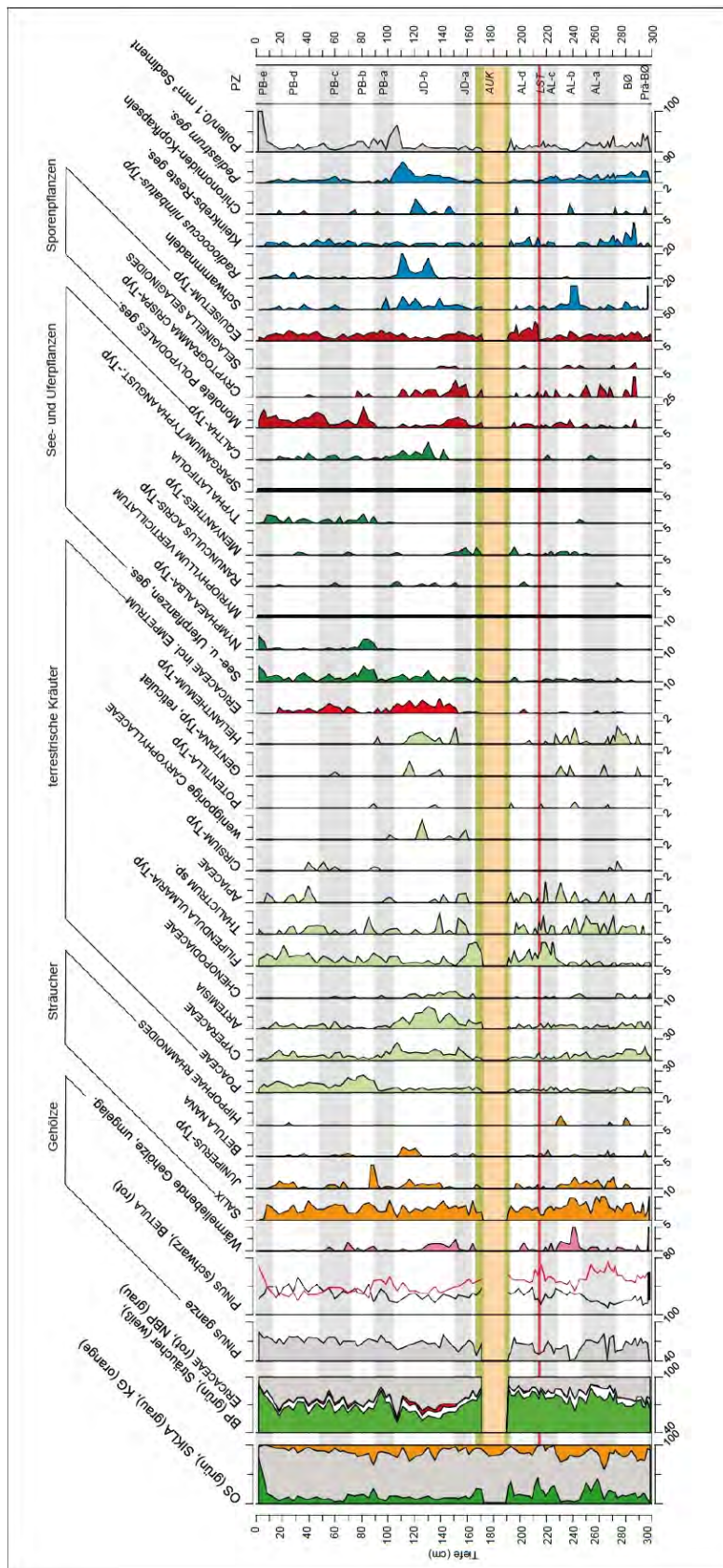


Abb. 11: Pollendiagramm des Profils Glowe, alle Angaben in % (außer Pollendichte). Abszisse beginnt bei 0, wenn nicht anders vermerkt. PZ = Pollenzonen, AUK = allogener Umlagerungskomplex, LST = Lacher See-Tephra (aus: Lampe et al. 2016).



1 = Lager A (Strafgefangene) 3 = Spülfelder 4 = Kanaleinfahrt mit Molen
 2 = Unterkunft (Wachpersonal) 5 = Kanalausfahrt Bodden
 (Angaben nach Lange, 2014, <https://glowe.de>)

Abb. 13: Digitales Orthophoto einer Befliegung aus dem Jahr 1953 (© GeoBasis-DE/M-V). Es zeigt die Großbaustelle „Friedenshafen“ mit rot markierten Arealen und Erläuterungen im Text.

Anfang 1938 begannen östlich vom Steilufer am Kap Königshörn bei Glowe die Bauarbeiten für die Kanaleinfahrt von der offenen Ostsee. Die ersten Bauarbeiten konzentrierten sich auf zwei Molenbauten und einen 90-120 m breiten und 12-25 m tiefen Durchstichkanal. Wegen wechselnder strategischer Schwerpunkte wurden Anfang 1940 die Baumaßnahmen beendet. Durch die veränderte Kriegslage 1943/1944 begann die Wiederaufnahme der Bauarbeiten zum Schutz der in der Ostsee operierenden Marineverbände. Vorrang hatte bis Kriegsende 1945 die Verbunkerung von Produktionsstätten und Reparaturwerften für U-Boote.

- 1950-1953: Das Projekt „Friedenshafen“ (n. Lange 2014)

In Abstimmung mit der Sowjetunion beschloss die DDR-Regierung 1950 den gemeinsamen Aufbau starker Marine-Streitkräfte im Ostseeraum, die bei Bedarf die östliche Ostsee abriegeln sollten. Die Erarbeitung des „Generalplans Rügenhafen“ wurde zwischen Herbst 1949 bis

Frühjahr 1950 durch sowjetische Militärbaubereiter begleitet. Die Koordinierung und Durchführung lag in Verantwortung des DDR-Innenministeriums, eines russischen Beraterstabs mit Sitz in Sassnitz-Dwasieden und dem Generalauftragnehmer Bau-Union Nord Berlin.

Der Ort Glowe sollte wegen der geplanten militärischen Nutzung bis auf wenige Ausnahmen für Angehörige von Armee und Polizei komplett geräumt werden. Die Straßen wurden ab 1952 von der kasernierten Volkspolizei (KVP) kontrolliert. Zur Schaffung von Baufreiheit und zur Sicherung kam es zu Umsiedlungen von Einwohnern, teils mit und teils ohne Entschädigung. Mit der Muskelkraft tausender Bauarbeiter, sowjetischer Schreitbaggertechnik und mit Lorenbahnen begannen 1951/52 erneut weitere Aushubarbeiten. Täglich arbeiteten auf der Baustelle bis zu 15.000 Arbeitskräfte aus der gesamten DDR. Im Lager A (Abb. 13) waren bis 4.000 Strafgefangene als billige Arbeitskräfte in einem Haftlager inhaftiert, das von ca. 500 Wachkräften und einer Hundestaffel der KVP bewacht

wurde. Der „Friedenshafen“ sollte in mehreren Etappen bis 1966 fertiggestellt werden. Für den Betrieb waren eine „Hafenstadt Jasmund“ zwischen Sagard und Bobbin mit Wohnungen für ca. 100.000 Einwohner und zusätzlich im Raum Ralswiek/Meuselwitz weitere Wohnungen für 30.000 Menschen geplant. Für das Großprojekt hatten die Finanzplaner der DDR-Regierung zwischen 1950 und 1966 einen immensen Kostenrahmen zwischen 6-10 Milliarden DDR-Mark bilanziert. Im Juni 1953 es kam es während des sog. „DDR-Volksaufstandes“ auch hier zu massiven Arbeitsniederlegungen und Protestaktionen. In einer Sondersitzung der DDR-Regierung wurde am 13. Juni 1953 nach dem Tod von Josef Stalin in Abstimmung mit der neuen sowjetischen Regierung die sofortige Einstellung des Großbauvorhabens beschlossen. Durch Entschädigungsansprüche der vertriebenen Einwohner, Veruntreuungen, Fehlleitungen und Schiebereien entstanden allein der Bau-Union Nord finanzielle Verluste in Millionenhöhe. Die verwaisten Barackenlager wurden entweder abgerissen, verkauft oder für soziale Zwecke z.B. zu Betriebsferienlagern „umfunktioniert“. Am Kliff östlich vom Kap Königshörn dokumentieren Reste von Lorenschienen und im direkten Hinterland einige kleinere Restgruben das Ende vom Großbauprojekt „Rügenhafen“.

Das Kliffprofil Kluckow

S. Meng

Die bisherigen Untersuchungen der Halbinsel Jasmund konnten für die mittelweichselzeitlichen Phasen der Marine-Isotopen-Stadien (MIS) 3 und dem darauffolgenden Übergang zu MIS 2 für den südwestlichen Ostseeraum schon zahlreiche neue Erkenntnisse über die Eisschilddynamik und die Paläo-Umweltbedingungen liefern.

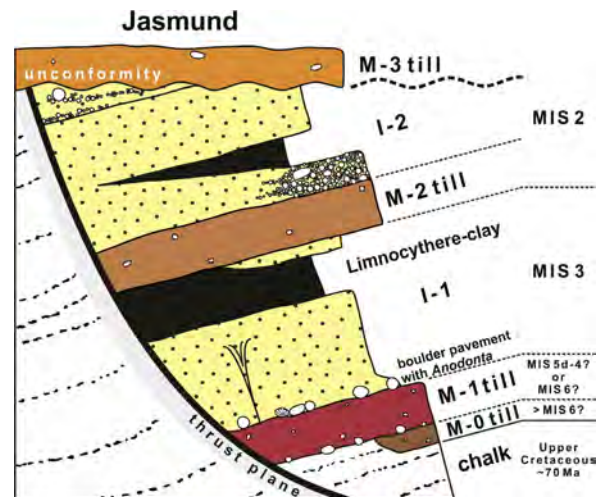


Abb. 15: Vereinfachtes stratigraphisches Schema pleistozäner Ablagerungen über Oberkreide im tektonischen Kontakt zu einer weiteren Kreidescholle (aus: Kenzler et al. 2017).

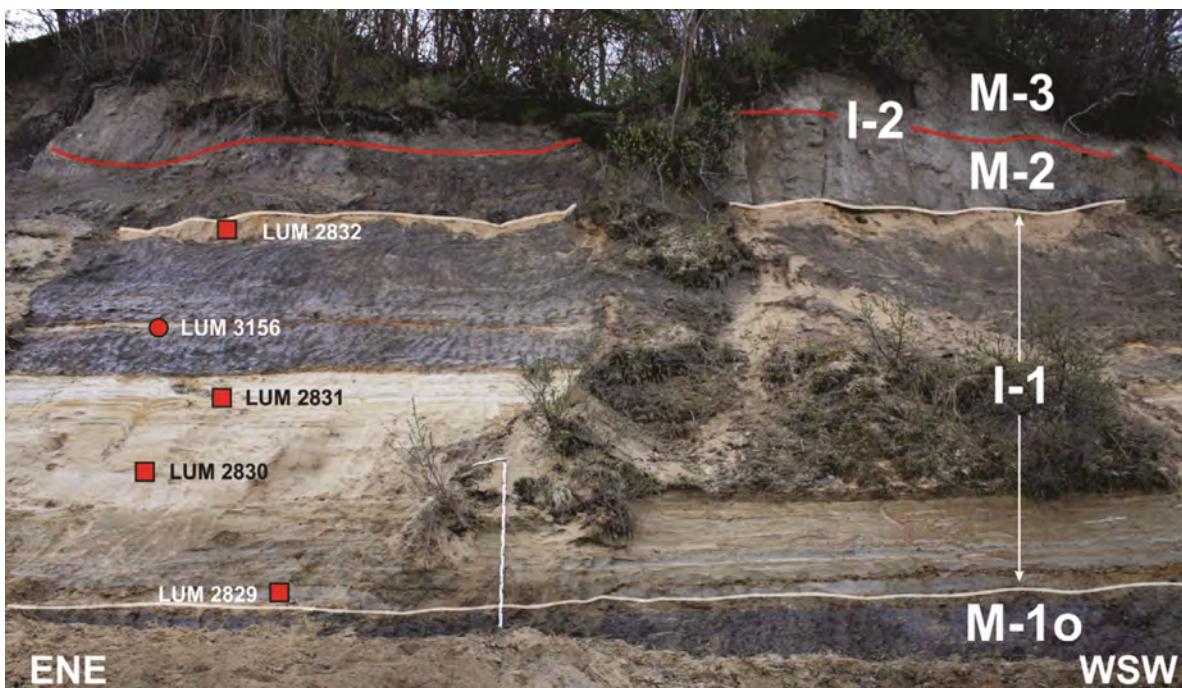


Abb. 14: Das Kliff von Kluckow mit lithostratigraphischen Einheiten nach Panzig & Kanter (1997). Die Lumineszenz-Probenentnahmepunkte sind rot markiert (aus: Kenzler et al. 2017).

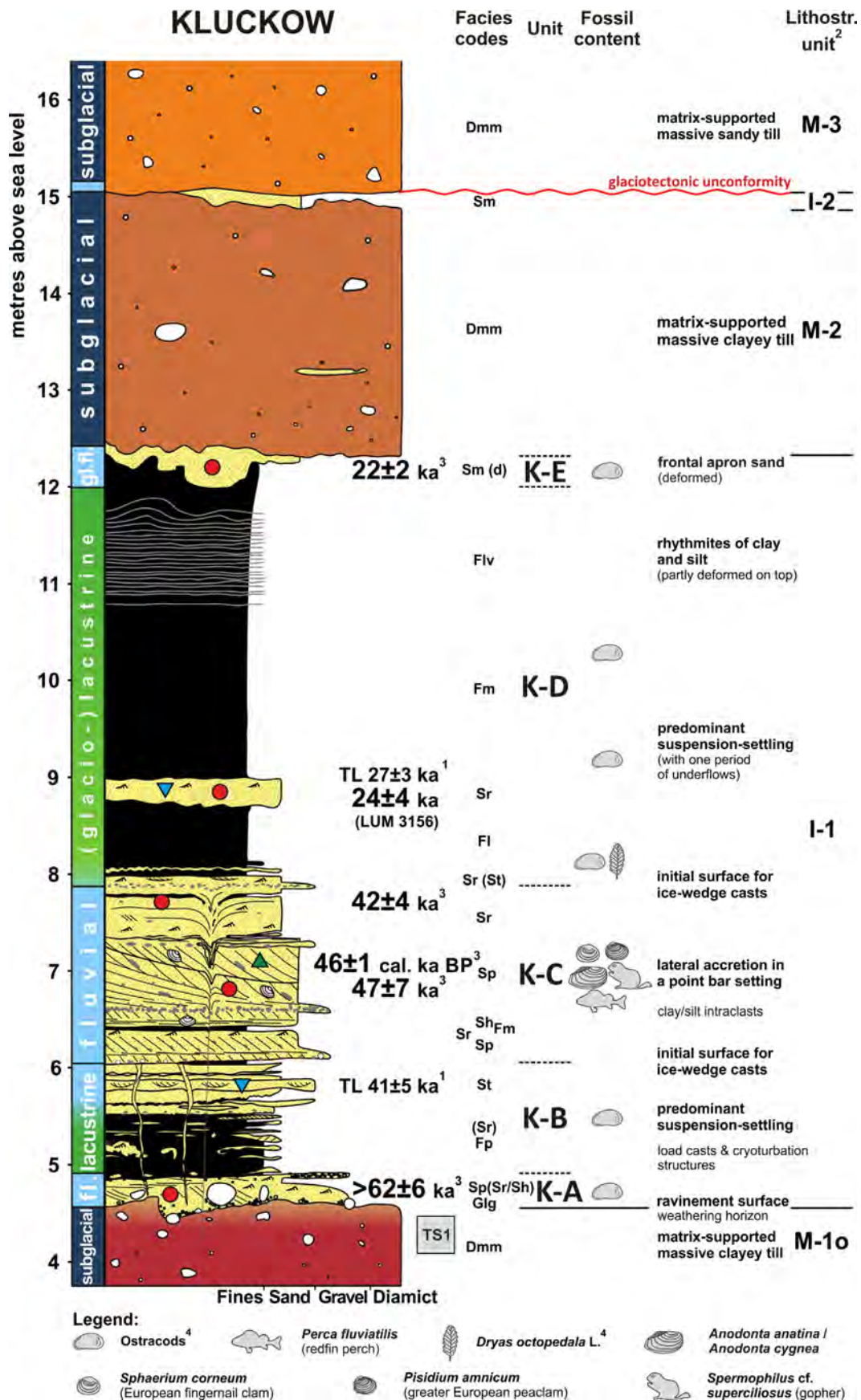


Abb. 16: Stratigraphischer Überblick von Kluckow: lithostratigraphische Einheiten, Ablagerungsräume, Fossilgehalt sowie Datierung mit OSL (rote Punkte), TL (blaue Dreiecke) und Radiokarbonalter (grünes Dreieck).
¹Krbetschek (1995); ²Panzig (1995); ³Kenzler et al. (2015); ⁴Steinich (1992). (aus: Kenzler et al. 2017)



Abb. 17: Große Teichmuscheln *Anodonta* spp. in situ während der Freilegung und Bergung aus schräggeschichteten Sanden der Einheit K-C (siehe Abb. 16).

Im Kliffaufschluss von Kluckow, etwa 2,5 km östlich von Glowe, konnte zudem ein Interstadial-Komplex belegt werden (Steinich 1992; Kenzler et al. 2017), der in dieser Ausprägung für die südliche Ostsee-Region einmalig ist (Abb. 14; Kenzler et al. 2017). Eingebettet ist diese interstadiale Sequenz zwischen den Till-Komplexen von M-1o und M-2 und entspricht somit nach der norddeutschen Pleistozän-Gliederung im Ostseeraum dem Interstadial I-1 (vgl. auch Abb. 15; Kenzler et al. 2017). Diese Sedimente wurden in einer (glazi-)fluvialen, limnisch-fluviatilen bis (glazi-)lakustrinen Umgebung abgelagert.

Fluviatile Sedimente mit einem Alter von 47-42 ka führen limnische Mollusken-Faunen, z.B. mit der Großmuschel (*Anodonta* spp., s. Abb. 17 und 18), wobei Pollendaten sowie der Nachweis vom Ziesel (*Spermophilus* cf. *superciliosus*) auf eine offene steppenartige Landschaft verweisen (Kenzler et al. 2017).

Im Profil Kluckow erfolgten zunächst von Steinich (1992) umfangreiche sedimentologische und paläontologische Untersuchungen, die dann von Krbetschek (1995) und Kenzler et al. (2015, 2017) durch Lithofaziesanalysen, neue Datie-

rungen (TL, OSL, ^{14}C) sowie weiteren paläontologischen Untersuchungen abgerundet wurden.

Der Interstadial-Komplex I-1 beginnt im Profil Kluckow mit der Einheit K-A (Abb. 16), die diskordant auf dem M-1o Till aufliegt. Dieser Till wird unter Vorbehalt der Saale-Eiszeit zugeordnet (Kenzler et al. 2017). Die Sedimente der Einheit K-A werden als (glazi-)fluviale Ablagerung interpretiert, deren OSL-Mindestalter etwa 62 ka beträgt (Kenzler et al. 2015).

Die folgende Einheit K-B präsentiert den Ablagerungsraum eines kleinen Seebeckens, mit krypturbierten Strukturen und dem Nachweis von Ostrakoden, wie z.B. *Limnocythere baltica*, Diebel, die auf arktisch/-subarktische Klimabedingungen hindeuten (Steinich 1992). Von Kenzler et al. (2017) wird für die Einheit K-B ein Bildungsalter innerhalb des MIS 3 zwischen 62-47 ka datiert (OSL).

Die Einheit K-C wird als limnisch-fluviale Ablagerung interpretiert, die Steinich (1992) mit 1,9 m mächtigen schräggeschichteten Fein- bis Mittelsanden mit Schlufflinsen und scheibenförmigen Schluffgeröllen beschreibt. Kenzler et al. (2017) datierten die Folge mittels OSL zwischen 46,1-42,4 ka. Angenommen werden für die fluviatilen

Bildungen etwas mildere Klimabedingungen, mit kurzen, gemäßigten Sommern und kühlen Wintern, in einer steppenartigen Landschaft. Die Mollusken-Vergesellschaftung deutet auf ein mäandrierendes Flusssystem hin, mit Bewohnern von Fließgewässern und Arten, die vermutlich beruhigtere Bereiche, wie Altarme, bevorzugten.

Bemerkenswert ist die hohe Konzentration doppelklappiger Schalen der Teichmuscheln *Anodonta anatina* (Linnaeus) und *Anodonta cygnea* (Linnaeus), die in den Sanden oft in Lebendstel-

lung eingebettet sind (Abb. 17, 18). Während das organische Material der Schalen, wie Periostrakum und Ligamente sehr gut erhalten bleiben, zerfallen die Karbonat-Schalen selbst oft in kleine Kalzit- (bzw. Aragonit) Prismen, was ihre Bergung sehr aufwendig macht. Bei den sog. Kleinmuscheln dominieren *Euglesa henslowana* (Sheppard), *Pisidium amnicum* (O.F. Müller) und *Sphaerium solidum* (Normand), Artengemeinschaften, die Fließgewässer bevorzugen. Hierzu gesellte sich auch der Flussbarsch *Perca fluviatilis*, Linnaeus, ein Raubfisch, der die Anwesen-

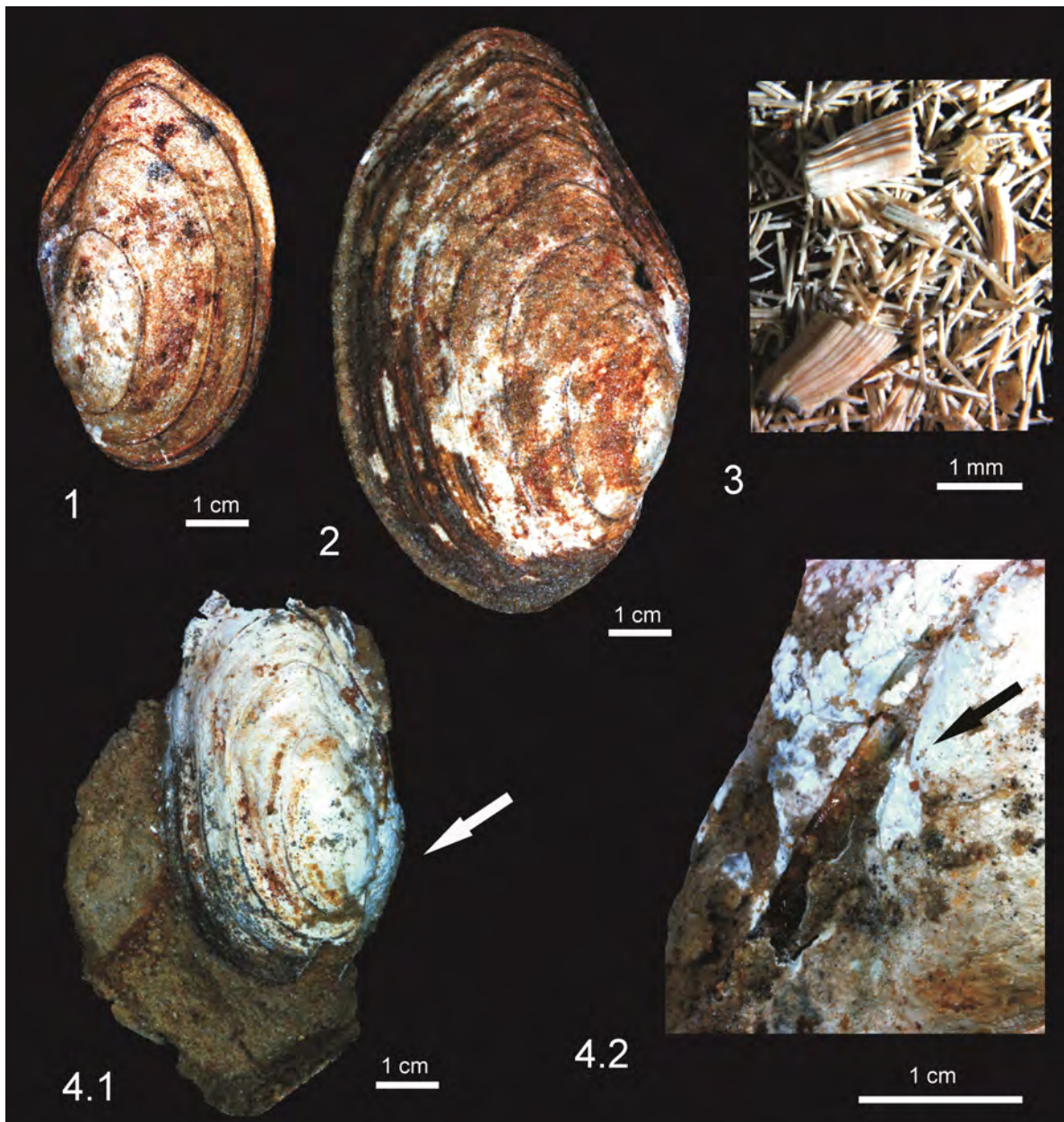


Abb. 18: Große Teichmuscheln (*Anodonta*) aus den Sanden der Einheit K-C (siehe Abb. 16). **1** *Anodonta cygnea*, linke Klappe. **2** *Anodonta anatina*, rechte Klappe. **3** Kalzit- (bzw. Aragonit) Prismen von zerfallener *Anodonta*-Schale. **4.1** *Anodonta* cf. *cygnea*, doppelklappig mit intaktem organischen Ligament (weißer Pfeil). **4.2** vergrößerter Ausschnitt des Ligaments von 4.1 (schwarzer Pfeil).

heit weiterer (nicht-räuberischer) Fischarten in diesem Lebensraum wahrscheinlich macht. Der Ziesel (*Spermophilus cf. superciliosus*, Kaup), der mit einem Schneidezahn nachgewiesen wurde, ist ein typischer Steppenbewohner (Kenzler et al. 2027). Eine Pollenanalyse von Dr. Jaqueline Strahl (LBGR Cottbus), die aus einem Schluff-Geröll von der Basis der Sande erfolgte, lieferte nur wenig verwertbares Pollen-Material, kann aber ebenfalls auf eine weitgehend offene Landschaft mit max. vereinzelt Baumgruppen verweisen.

Eine anschließende Abkühlungsphase, Einheit K-D (Abb. 16), führte zur Bildung eines proglazialen Sees zwischen 30-22 ka, was durch warvenartige, rhythmisch geschichtete schluffige Tone angezeigt wird (Kenzler et al. 2017). Die diskordant auflagernden tonigen Schluffe werden einem glazilakustrinen Milieu zugeordnet. Insbesondere der warvenartige Aufbau des oberen Teils deutet auf ein Vorrücken des skandinavischen Eisschildes und einen stärker saisonal beeinflussten Sedimenteintrag hin (Kenzler et al. 2017). Im Basisbereich von K-D fand Steinich (1992) u.a. Blattreste von *Dryas octopetala*, Linnaeus, eine typische Pflanze der arktischen Tundra und *Limnocythere baltica* Diebel, eine Ostrakodenart, die ebenfalls subarktisch/- arktische Bedingungen bevorzugt. Im stratigraphischen Kontext vom I-1 von Jasmund entsprechen diese Bildungen somit dem sog. *Limnocythere*-Ton (zusammenfassend bei Steinich 1992; s. auch Abb. 14).

Warvenzählungen lassen auf eine Sedimentationsperiode von mehr als 2.000 Jahren für die 4 m mächtigen Sedimente schließen (Steinich, 1992). Eine sandige Linse im unteren Bereich der Folge (Abb. 16) wurde mit 24,4 ka (OSL) und 27,3 ka (TL) datiert (Krbetschek 1995; Kenzler et al. 2017).

Abgeschlossen wird das Profil Kluckow durch die folgende Serie mit M-2 und M-3 Till sowie dem zwischengeschalteten, in Kluckow nur geringmächtig entwickelten, Interstadial I-2 (Abb. 16). Glazi-fluviale Sande im Liegenden des M-2 Tills (Einheit K-D) wurden auf ein Alter um $24,2 \pm 2$ ka datiert, was wiederum ein Höchstalter für den vorrückenden skandinavischen Gletscher markiert (Kenzler et al. 2017).

Die Zuordnung der interstadialen Ablagerungen, insbesondere der milderen fluviatilen Phase (zwischen 47-42 ka) zu einem schon namentlich bekannten Interstadial bleibt jedoch spekulativ. Zwar liegen zu dem sog. Moershoofd-Interstadial bereits ähnliche Altersdaten mit ^{14}C -Jahren v.h. (46.250 ± 1.500 bis 43.500 ± 1.000) vor (Zagwijn 1961, Datierungsalter korrigiert nach van der Hammen et al. 1967), die aber aufgrund des hohen Alters der Untersuchungen heute leider nicht verifiziert werden können und die ^{14}C -Datierung bei etwa 40 ka v.h. die Obergrenze ihrer Zuverlässigkeit erreicht. (vgl. Litt et al. 2007).

Halt 2: Das Kreidemuseum Rügen in Gummanz

P. Dietrich & Kreidemuseum Rügen

Willkommen im einzigen Kreidemuseum Europas! Im Jahr 2000 erwarb der Verein der Freunde und Förderer des Nationalparks Jasmund e.V. die Ruine des ehemaligen Kreidewerks Gummanz und pachtete die umliegende Fläche (Abb. 19). Von 1859 bis 1962 wurde dieser und der Räsiner-Kreidebruch durch Familie Gierke betrieben, deren Gutshausanlage heute noch Gummanz dominiert. Ziel war und ist es die Insel prägende Kreide und die über 200-jährige Tradition des Kreideabbaus zu zeigen und für die Besucher erlebbar zu machen. Von Anfang an wurde versucht, die vielfältigen und komplexen Prozesse der Entstehungsgeschichte der Insel, der Kreide und Fossilien, den Abbau und die Nutzung der Kreide im historischen Umfeld verständlich und fachlich korrekt Kindern, Familien und Erwachsenen zu präsentieren. Nach 25 Jahren verfügt das Kreidemuseum Rügen jetzt über ein renoviertes und erweitertes ehemaliges Maschinenhaus mit interessanten, oft einmaligen Exponaten in den Ausstellungen, im Außengelände interessanten, oft einmalig erhaltenen Maschinen und Anlagen und einen Weg auf den nahen Kreidefelsen – den „Kleinen Königsstuhl“ (Abb. 20). Von dort hat der Besucher eine Weitsicht über den Jasmunder Bodden, zur Bobbinger Kirche bis nach Ralswiek, zu den Kirchtürmen von Stralsund bis zum Jagdschloss Granitz.



Abb. 19: Blick auf das Kreidemuseum Rügen bei Gummanz. (Foto: Kreidemuseum Rügen)

Im Museum beginnen die Besucher den Rundgang in der ehemaligen Maschinenhalle, die in ihrem alten Ambiente weitgehend erhalten wurde, mit Darstellungen der historischen Nutzung von Feuerstein und Kreide, der Entwicklung des Abbaus des Naturstoffs Kreide bis zur Gegenwart. Einen besonderen Platz nimmt dabei der Unternehmer und Forscher Friedrich von Hagenow ein. Im gesamten Ausstellungsbereich können die Besucher mit interaktiven Exponaten, kurzen Videos, Hörstationen und anfassbaren Dingen ihr Wissen vertiefen. Weiter geht es im Formationstunnel durch die Erdzeitalter mit den jeweiligen Leitfossilien bis ins Kreidemeer (gezeichnet von Prof. em. E. Herlich, Universität Greifswald). Großflächig ist eine Episode aus dem Kreidemeer zu sehen, wie ein Mosasaurus einen Haifisch packt. Hier wird nicht nur über die Plattentektonik, die Entstehung von Kreide und Feuerstein informiert, sondern auch, wie Fossilien im Kreidemeer entstanden. Die Besucher können in den Stelen und Vitrinen vergleichen, welche Fossilien der ca. 1.400 in der Rügener Schreibkreide vorhanden

Arten sie schon gefunden, bzw. noch nicht gefunden oder bis jetzt einfach nicht erkannt haben. Vitrinen zeigen z.Zt. Schwämme, Donnerkeile mit Aufwachsungen und andere besonders interessante Fossilien (s.a. Beitrag J. Kalbe).

Im nächsten Raum wird über das Wirken der Eiszeiten, die Entstehung der Insel Rügen, die Prozesse der Küstenerosion und die, von den Gletschern hinterlassenen Geschiebe aus Skandinavien informiert. Neu ist ein Kreide-Rendzina-Bodenprofil, welches im Zusammenhang mit dem „Boden des Jahres 2025“ steht. Eine Vitrine informiert über die Entstehung des Bernsteins und seiner Varianten.

Im Kinoraum laufen drei Kurzfilme über die Entwicklung der Abbautechnologie – von der schweren körperlichen Arbeit bis zum weitgehend automatisierten Prozess. Dann öffnet sich die Tür zum Außengelände mit dem Blick über den ehemaligen Kreidebruch und den Stand der natürlichen Sukzession. Vorbei an historischen Maschinen und Geräten führt der Weg zum



Abb. 20: Blick zum Kleinen Königsstuhl und den ehemaligen Kreidetagebau über das Freigelände mit Technikausstellung. (Foto: Kreidemuseum Rügen)

Kleinen Königsstuhl (Abb. 20). Auf dem Gelände kann gerastet und in der Buddelkiste nach Kleinfossilien gesucht werden und bei der Bestimmung dieser oder mitgebrachter Fossilien helfen die Museumsmitarbeiter gerne.

Die Rügener Schreibkreide – wertvoller Rohstoff mit Tradition

P. Dietrich & Kreidemuseum Rügen

Der Rügener Kreidekalk (CaCO_3) wurde als mineralischer Dünger, weißes Pigment in Anstrichen, Grundierungen und Putzen sowie als Bestandteil von Heilmitteln genutzt. Bekannt war auch, dass die Kreide sporadisch zu Mauerkalk gebrannt wurde, auf Rügen nachweislich ab 1720. Die Geschichte des Kreideabbaus begann auf Rügen aber eigentlich erst 1832 mit Friedrich von Hagenow, der nicht nur die küstennahen Flächen der Stubnitz, sondern auch weitere Flächen bei Mukran gepachtet hatte um Kreide abzubauen. Die in der Stubnitz abgebaute Kreide wurde mit Booten nach Greifswald transportiert, wo sie in der von ihm gegründeten ersten deutschen Schlämmerkcreidefabrik gereinigt und anschließend verkauft wurde.

Kurze Zeit später versuchten immer mehr Akteure „einen Kreideberg in einen Goldberg“ zu

verwandeln und „Kreidebauern“ bauten in meist kleineren Brüchen Kreide ab. Noch 1845 versuchte Friedrich von Hagenow ein „Vereinscomtoires für Schlämmerkcreidefabrikate“ zu gründen und den Abbau in geregelte Bahnen zu lenken, was misslang. In kurzer Zeit entstanden 10 Schlämmerkcreidefabriken allein auf Jasmund. Zum Zentrum des Kreideabbaus entwickelte sich Sassnitz und seine nähere Umgebung. Gegen Ende des 19. Jh. gab es auf Jasmund fast 20 Schlämmerkcreidefabriken und ca. 50 Kreidebrüche. In dieser Zeit bildete sich auch eine Verkaufsgemeinschaft der größten Kreideproduzenten, die seitdem die Abbaumengen und Preise bestimmten. Das äußere Zeichen war das Logo der Dreikronen Schlämmerkcreide, welches sich bis heute weitgehend erhalten hat. Die Dreikronen-Schlämmerkcreide ging vor allem in die Zementfabriken im Raum Stettin, wo die Kreide als Massenzuschlagsstoff Verwendung fand, weiterhin als Düngemittel in die Landwirtschaft und ab Anfang des 20. Jahrhunderts mit der Erhöhung des Reinheitsgrades der Kreide in die sich rasch entwickelnde Chemische Industrie (u.a. Farb- und Lackherstellung, Gummiproduktion). Nach dem Ende des II. Weltkrieges 1945 gab es auf Rügen noch 19 Kreidewerke. Nach Enteignungen und Verstaatlichungen wurden diese bis 1957 in die VEB Kreidewerke Rügen

überführt. Wegen der großen Nachfrage nach der Rügener Kreide wurde nicht nur intensiv Kreide abgebaut, sondern gleichzeitig intensive Erkundungen nach weiteren Abbaumöglichkeiten des Bergfreien Bodenschatzes „Kreide“ durchgeführt.

- 1956-1959 Vorerkundungen - 272 Bohrungen mit 5.824 lfd. Bohrmeter (Auswertung in Groth 1961),
- 1962/1963 Erkundungen im Bereich Steinberg und Bakenberg, Trockenersatzbohrungen mit 990 lfd. Bohrmeter und Spülbohrungen mit 256 lfd. Bohrmeter,
- 1978/1979 Erkundungen - 66 Kernbohrungen mit 2.200 lfd. Bohrmeter, 40 Spülbohrungen mit 2.707 lfd. Bohrmeter, 20 Kernbohrungen (216 Proben);
- insgesamt ca. 12.000 lfd. Bohrmeter.

1962 wurde die vollmechanisierte Kreidefabrik in Klementelwitz in Betrieb genommen und die Kreide dafür hauptsächlich im ersten Großtagebau bei Wittenfelde gewonnen. Bis 2002 (seit 1996 auch im Parallelabbau zum neuen Tagebau Promoisel) wurden dort ca. 8,4 Mio. Tonnen Kreide abgebaut.

Schreibkreide als Sammlungs- und Forschungsobjekt

J. Kalbe

Die Paläontologie der Rügener Schreibkreide eröffnet ein einzigartiges Fenster in die Lebenswelt der späten Oberkreide. Die bis zu hundert Meter mächtigen Kreideablagerungen der Insel Rügen (Steinich 1972; Reich & Frenzel 2002) dokumentieren ein subtropisches, relativ tiefes Schelfmeer, das weite Teile des heutigen Norddeutschlands bedeckte. In diesem „Kreidemeer“ entstand eine außergewöhnlich fossilreiche Gesteinsabfolge, deren Erforschung bis in die Anfänge der Naturwissenschaften zurückreicht.

Die Minerale und Fossilien der Schreibkreide liegen schon seit langem im Fokus sammelnder Menschen. Bereits früh in der Menschheitsgeschichte war der in der Kreide gebildete Feuerstein als „Stahl der Steinzeit“ ein primäres Sammlungsobjekt: sowohl zur Herstellung von Werkzeugen (Abb. 21; Adrian & Büchner 1981; Högberg & Olausson 2007) als auch – zusammen mit dem in der Schreibkreide vorkommenden Pyrit und Markasit – für die Erzeugung von Feuer essenziell (Stapert & Johansen 1999). Durch die Verwendung durch den Menschen



Abb. 21: A-B Feuerstein-Meißel, Neolithikum, Slg. LUNG (MV202421). C Feuerstein-Dolch, Neolithikum der Insel Rügen, Slg. Kalbe. Maßstab 2 cm

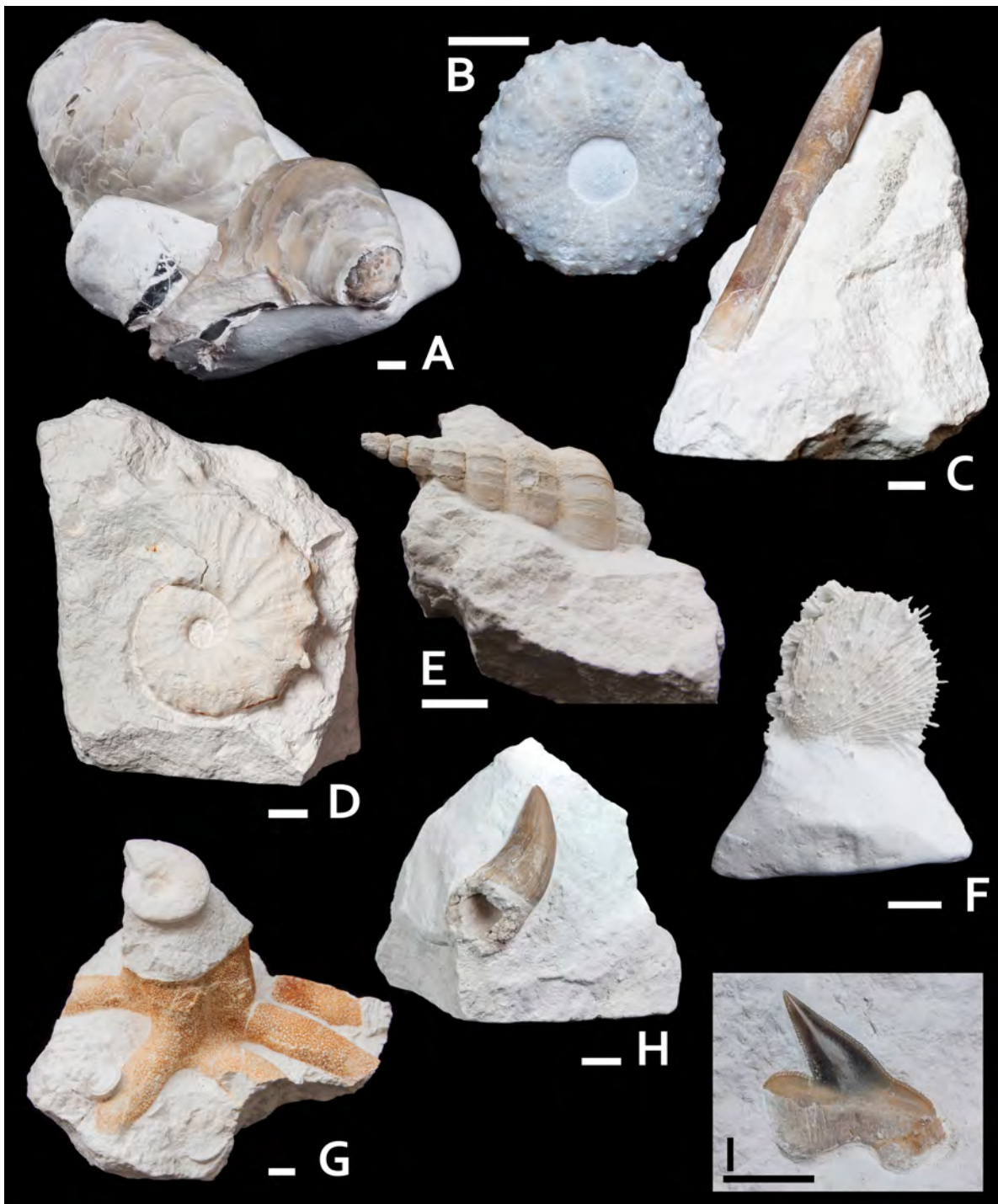


Abb. 22: **A** Austern („Dickmuscheln“) *Pycnodonte vesicularis*, aufeinander angewachsen. **B** regulärer Seeigel *Gauthieria princeps*. **C** Kalkrostrum des Kopffüßers *Belemnella* sp., volkstümlich: „Donnerkeil“. **D** Kopffüßer (Ammonit) *Hoplitoplacenteras* sp. **E** Wendeltreppenschnecke (Epitoniidae) mit der Raubschneckenbohrung *Oichnus* isp. **F** „Stachelauster“ *Spondylus* sp., die Stacheln verhinderten ein Einsinken in den Kreideschlamm. **G** Schwamm„wurzel“ des Kreideschwammes *Aphrocallistes* sp. mit angewachsenem Kalkröhrenwurm und unbestimmter Schnecke. **H** Zahn des Mosasauriers *Mosasaurus hoffmannii*. **I** Zahn des Makrelenhaies *Pseudocorax* sp. **A-I** Sammlung & Fotos: S. Lips. Maßstab 1 cm

wurden diese Stücke oft auch Grundstock heutiger archäologischer Sammlungen. Die Gesellschaft für Geschichtskunde rief den Feuerstein 2025) der Schreibkreide als „Sedimentärgeschiebe des

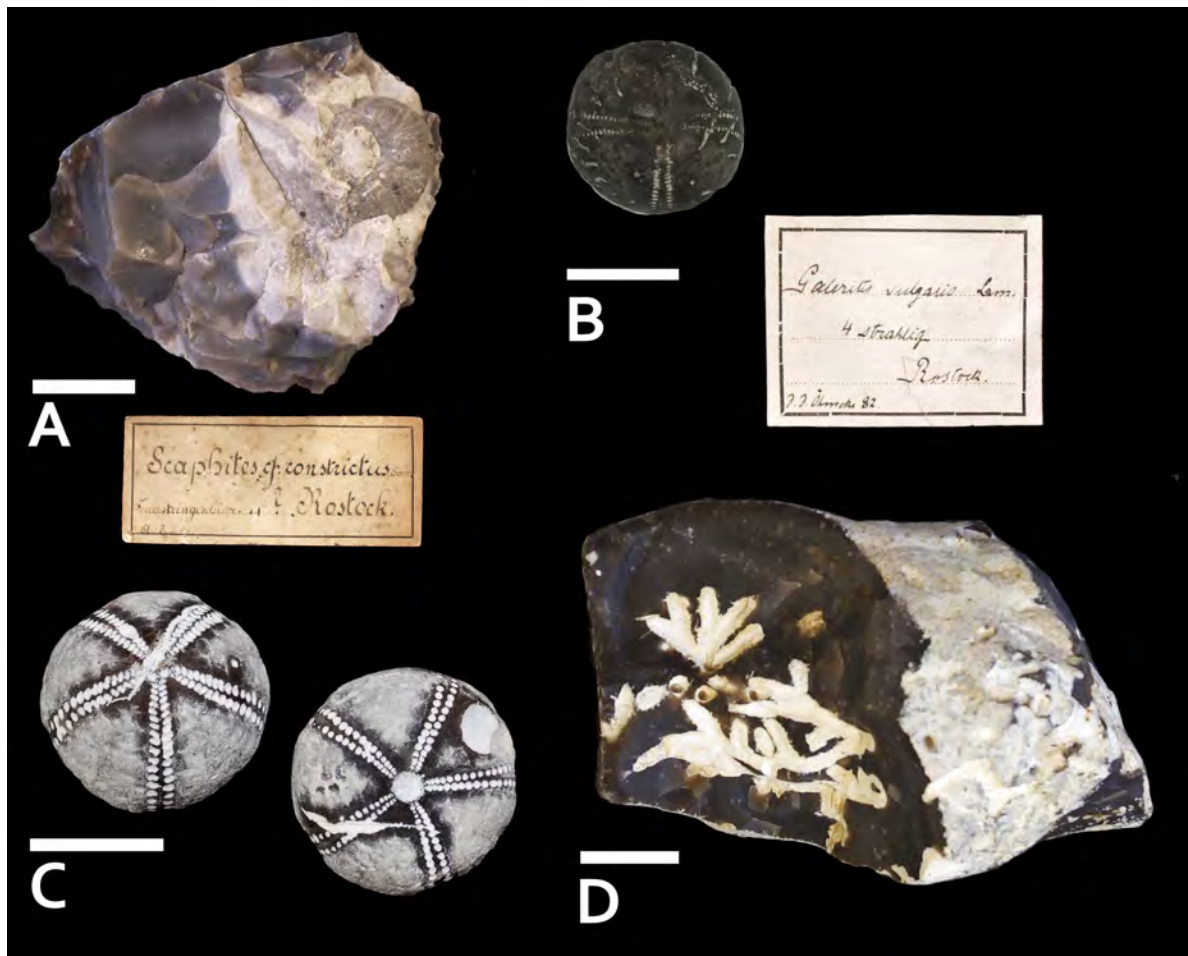


Abb. 23: **A** Ammonit *Scaphites* cf. *constrictus* (leg. A. Siemssen, Slg. LUNG MV006368). **B** Feuersteinsteinkern eines pathologischen 4-strahligen Seeigels (leg. Öhmcke, Slg. LUNG MV007427). **C** Seeigelsteinkerne aus Feuerstein, Rügen (Foto & Slg. S. Lips). **D** Spurenfossil *Chondrites* isp. (Slg. LUNG MV012243). Maßstab 2 cm

Auch im Volksglauben und zu dekorativen Zwecken spielt das Sammeln von Feuersteinen der Kreidezeit länderübergreifend eine Rolle (Klafack 1994; Uhlir 2022). Durchlochte Feuersteine werden „Hühnergötter“ genannt und wurden in der Vergangenheit mit abergläubischen Vorstellungen verbunden. Eine besondere Form dieser „Hühnergötter“ sind die sogenannten Paramoudras – besonders große, ringförmige Feuersteinkonkretionen mit zentralem Loch. Auf Rügen werden sie als „Sassnitzer Blumentöpfe“ bezeichnet und bis heute dekorativ in Gärten verwendet.

Besonders im Fokus sammelnder Menschen standen jedoch iber Jahrhunderte die hervorragend erhaltenen Fossilien der Schreibkreide (z.B. Kosegarten 1794; Grumbke 1805; Franck 1816; von Hagenow 1839, 1840, 1842 u.a.). Sie sind die iberreste einer artenreichen Tierwelt

eines subtropischen marinen Ökosystems aus der späten Kreidezeit (Reich et al. 2004). Die reiche Lebenswelt im bis zu 350 m tiefen Kreidemeer schuf die Grundlage für Top-Prädatoren an der Spitze der Nahrungskette. Neben verschiedenen Haien (Abb. 22I), Rochen und Knochenfischen lauerten im freien Meer die Mosasaurier, die Längen von bis zu 16 m erreichen konnten und ökologisch eine Rolle einnahmen, die heute etwa von Orcas besetzt wird. Funde von Mosasaurier-Zähnen aus der Rügener Schreibkreide gehören zu den spektakulärsten Wirbeltiernachweisen der Region (Abb. 22H).

Beute dieser Räuber waren neben Fischen vor allem Kopffüßer, Ammoniten und Belemniten (Abb. 22C-D; 23A). Letztere hinterließen das wohl bekannteste Kreidefossil, den sogenannten „Donnerkeil“. Dabei handelt es sich um spindelförmige Reste des internen Stutzske-

lettes (Rostrum) der ausgestorbenen Tiere. Ammoniten dagegen sind meist nur fragmentarisch überliefert, da ihre ursprünglich aragonitischen Schalen im Verlauf der Diagenese häufig aufgelöst wurden.

Der Meeresboden des Kreidemeeres bestand aus weichem Kalkschlamm, der im Wesentlichen aus den kalkigen Schalen mikroskopisch kleiner Algen (Coccolithophoriden) aufgebaut war. Die weiche Beschaffenheit des Substrats erschwerte das Leben am Boden erheblich. Die benthische Fauna entwickelte daher verschiedene Strategien gegen das Einsinken in den Schlamm. Muscheln bildeten sehr dünne, großflächige Schalen, teilweise mit Stacheln, um ihr Gewicht besser zu verteilen (Abb. 22F), oder sie zeigten ein beschleunigtes Dickenwachstum einzelner Schalenteile zur Lage-Stabilisierung (Abb. 22A). Bei vielen Armfüßern (Brachiopoden) führte die Anpassung an nährstoffarme Bedingungen und weichen Untergrund zu Zwergenwuchs.

Auch Seeigel reagierten mit bemerkenswerten morphologischen Anpassungen: Einige Arten entwickelten flache Gehäuse und verbreiterte, plattenartige Stacheln, die wie „Schneeschuhe“ wirkten und das Einsinken verhinderten. Die versteinerten Seeigel gehören zu den in breiten Bevölkerungsschichten bekanntesten Fossilien der Rügener Schreibkreide und sind bis heute Symbole der Heimatgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns (Abb. 22B, 23A-C; Kalbe 2019). Besonders gesucht sind pathologische Exemplare, die statt der typischen fünfstrahligen Symmetrie eine vier-, sechs- oder siebenstrahlige Symmetrie aufweisen – seltene Entwicklungsanomalien, die wertvolle Einblicke in die Ontogenese dieser Tiere geben (Abb. 23B).

Weitere häufige Fossilien der Schreibkreide sind Kieselschwämme (Abb. 22G), deren komplexe Kanalsysteme oft hervorragend erhalten sind. Sie bildeten lokal schwammreiche Bioherme. Deutlich seltener sind Schnecken, da auch ihre aragonitischen Schalen meist sekundär gelöst wurden (Abb. 22E). Andere Organismen nutzten die Schalen abgestorbener Tiere als Hartgründe und besiedelten sie sekundär. Auf diese Weise entstanden komplexe Lebensgemeinschaften aus aufgewachsenen Muscheln, Serpuliden und Bryozoen.

Mikroskopisch kleine Foraminiferen (Abb. 24) und Ostrakoden besiedelten den Meeresboden und bildeten einen zentralen Bestandteil der Nahrungskette. Ihre kalkigen Gehäuse tragen wesentlich zur Sedimentbildung bei und sind wichtige Leitfossilien für die biostratigraphische Gliederung der Kreide. Die nur selten gut erhaltenen Spurenfossilien zeugen von zumindest zeitweise sauerstoffreichem Wasser am Meeresboden und erlauben Rückschlüsse auf Sedimentationsraten sowie ökologische Dynamiken (Abb. 23D).



Abb. 24: Planktische Foraminifere aus der Oberkreide *Rugoglobigerina hexacamerata* (Foto: M. Hese-mann, foraminifera.eu)

Die reichhaltige Fauna der Rügener Schreibkreide führte neben zahlreichen wissenschaftlichen Studien zu mehreren umfassenden Überblickswerken (Nestler 1975; Reich & Frenzel 2002). Sie ist bis heute ein zentrales Referenzgebiet für die Oberkreide Nord- und Mitteleuropas. Die Kombination aus mächtigen, relativ kontinuierlich abgelagerten Sedimenten, guter Fossilierhaltung und hervorragenden Aufschlüssen – etwa an den berühmten Kreideküsten Jasmunds – macht Rügen zu einem Schlüsselgebiet für die Erforschung der Stratigraphie und Paläoökologie der späten Kreidezeit.

Damit verbindet die Rügener Schreibkreide auf einzigartige Weise Naturgeschichte und Kultur-

geschichte: vom steinzeitlichen Werkzeug über den „Hühnergott“ im Bauerngarten bis hin zum Mosasaurier-Zahn spannt sich ein weiter Bogen, der die anhaltende Faszination dieser Gesteine und ihrer Fossilien eindrucksvoll belegt.

Rendzina – Boden des Jahres 2025 auf Rügen

J. Kalbe

Im Dezember 2024 hat das Kuratorium Boden des Jahres den Bodentyp Rendzina als Boden des Jahres 2025 ausgerufen (Milbert 2025). Die Schirmherrschaft dafür übernahm Dr. Till Backhaus, Minister für Klimaschutz, Landwirtschaft, ländliche Räume und Umwelt Mecklenburg-Vorpommern.

Die Rendzina ist ein kalkhaltiger, geringmächtiger Bodentyp mit einem humosen Oberboden. Das klassische Verbreitungsgebiet der Rendzinen liegt in Karstgebieten und Gebirgen, in de-

nen kalkreiches Gestein und Hangneigung zusammenreffen.

Das Wort Rendzina leitet sich aus der polnischen Sprache ab. „Das Wort „rzędzić“ bedeutet im Altpolnischen so viel wie schwätzen oder schimpfen. Der Name bezieht sich auf das kratzende, scharrende, kreischende Geräusch, welches ein Pflug bei der Bodenbearbeitung an den vielen Steinen im Boden und auf dem Festgestein verursacht (Schachtschabel et al. 1989). Die Entstehung erfolgt in der Regel auf Kalkstein, kann aber auch auf Gips-, Dolomitgestein oder Lockergesteinen wie Schreibkreide oder Seekreide stattfinden.

In Mecklenburg-Vorpommern haben sich Rendzinen vor allem auf Kalkgesteinen der Kreidezeit entwickelt (Abb. 25), sie nehmen eine Gesamtfläche von ca. 800 ha ein. Ihr Hauptverbreitungsgebiet liegt deshalb auf der Halbinsel Jasmund der Insel Rügen (Abb. 26). Insbesondere



Bolident 34736

Normrendzina aus glazigen gestauchtem, skelettführenden Kreidekalk

RRn: g-e(^k) (KA5)
 RRI: g-k (KA6)
 Calcaric **Regosol** (Leptic, Loamic, Ochric) (WRB)

ehemaliger Kreidetagebau
 Kalkmagerrasen- Sukzession

- bis 5 cm – **cAh** (grabbar)
 Feldansprache Lehm kann durch hohen Kalkgehalt nicht analytisch bestätigt werden, stark humos, sehr stark durchwurzelt
 geringer Anteil belebter Regenwurmröhren
 Kohärentgefüge,
- bis 70 cm – **clCn** (schwer grabbar)
 unverwitterte Unterbodenhorizonte, mittlere Durchwurzelungsintensität, schwaches Rissgefüge,
 nach unten hin deutlich abnehmender Humus an Wurzelbahnen,
- bis 100+ cm – **clCn** (sehr schwer grabbar)
 unverwitterter Untergrundhorizont
 sehr schwacher Anteil an Feinwurzeln
 schwaches Rissgefüge,

Abb. 25: Bodenprofil einer Norm-Rendzina in einem ehemaligen Kreidetagebau auf Rügen (Feger et al. 2025)

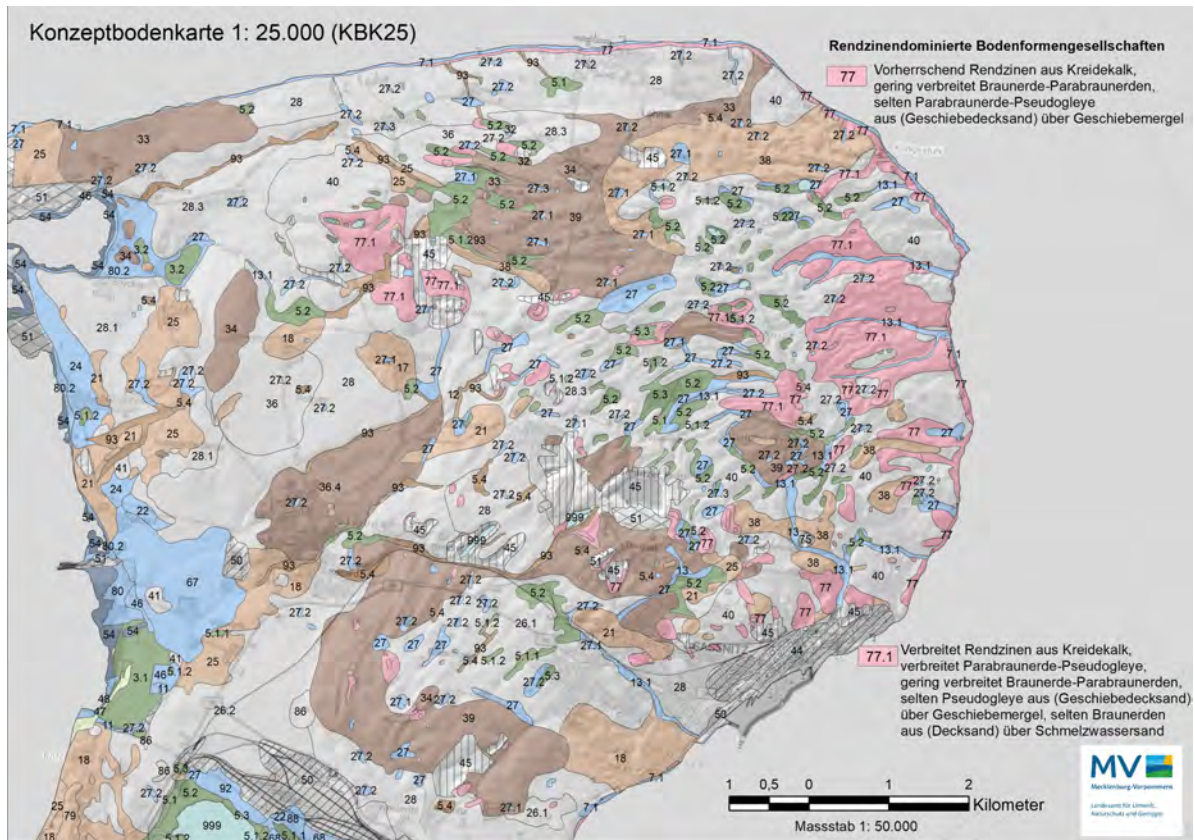


Abb. 26: Verbreitung des Bodentyps Rendzina auf der Halbinsel Jasmund (Rügen), Auszug aus der Konzeptbodenkarte MV (KBK25, 1:25.000, LUNG-GD).

in Bereichen, in denen die Schreibkreide als Rohstoff abgebaut wurde, entwickeln sich aus initialen Böden oft Rendzinen. Neben den Vorkommen auf Rügen tritt dieser Bodentyp lokal im „Malchower Kreidebezirk“ auf, wo er an die von eiszeitlichen Gletschern umgelagerten Kreideschollen gebunden ist.

Da dieser Bodentyp ein großes Porenvolumen besitzt und sich im unterliegenden karbonatischen Ausgangsgestein häufig durch Verwitterung Klüfte gebildet haben, versickert das Regenwasser schnell und die Rendzinen neigen oft zu Trockenheit. Neben der physikalischen Verwitterung wirkt durch das Sickerwasser in den Klüften bei der Entstehung von Rendzinen auch verstärkt die chemische Verwitterung. Im Oberboden reichern sich dabei durch die Lösung des karbonatischen Materials die unlöslichen Rückstände, Oxide und Silikate (vor allem Tonminerale) an. Der leicht basische pH-Wert und die hohen Ca-Werte des Bodentyps, das Porenvolumen und die gute Verfügbarkeit von Nährstoffen bieten gute Bedingungen für Kleinlebewesen, die durch ihre Aktivität zur verstärk-

ten Umwandlung von Streu und dadurch zur Anreicherung von Humus im Oberboden beitragen. Der Ah-Horizont einer Rendzina ist daher deutlich humos, krümelig und skelettreich. Die Fruchtbarkeit des Bodentyps Rendzina ist insbesondere im oberen Teil des Bodens hoch. Eine Bearbeitung ist durch die geringe Mächtigkeit des Oberbodens jedoch nur sehr flachgründig möglich. Die Nutzung der Rendzinen erfolgt vorwiegend als Wald- oder als extensiver Grünlandstandort (Abb. 27-28) und nur selten für den Ackerbau. Häufig entwickeln sich auf Rendzinen auch artenreiche Trockenrasen. Daher haben sie ein ausgeprägtes Biotoppotential und damit auch ein hohes Nutzungspotential für den Naturschutz.

Die Rendzina geht mit zunehmender Kalklösung in Böden wie z.B. Schwarzerden oder Braunerden über. Sie ist ein Sukzessionsboden innerhalb der Bodenentwicklung eines Standorts, kann aber durch Erosion über eine längere Dauer bestehen, wenn das Fortschreiten der Bodenentwicklung durch kontinuierlichen Abtrag gehemmt wird.



Bodent 34729

kolluviale, humusreiche Rendzina
aus glazigen gestauchtem, skelettführenden Kreidekalk

k.xRR: u-el(^k+Luk)\g-zel(^k)/g-(z)e(^k) (KA5)
k.rv.xRRI: u-cl(k+Luk)\g-zcl(k)/g-(z)k (KA6)
Calcaric Chernic Rendzic **Phaeozem** (Loamic, Aric, Humic) (WRB)

extensiv genutztes Grünland

- bis 10 cm – **eA_{xh}** (grabbar)
kolluvialer, kalkreicher, lehmiger Oberbodenhorizont,
hohe Aktivität der reichen Bodenfauna,
Krümelgefüge, intensive Durchmischung, stark durchwurzelt,
sehr stark humos (10 Masse-%),
- bis 35 cm – **ll_efrA_p** (grabbar)
Bodendynamik unterliegender, kalkreicher, fossiler, reliktsch
gepflügter Horizont aus Lehm,
durchsetzt mit festen Kreidebrocken
schwach durchwurzelt,
stark humos (6 Masse-%),
- bis 95 cm – **lll_{cl}C_v** (schwer grabbar)
Verwitterungsprozessen unterliegender,
geklüfteter Untergrundhorizont,
geringer Anteil an Regenwurmröhren und
Humus im oberen Bereich,
- bis 130+ cm – **clC_n** (schwer grabbar)
unverwitterter Untergrundhorizont,
schwache Rostfleckung durch Boden-/ Schichtwasser,

Abb. 27: Bodenprofil einer Rendzina unter Grünland im unteren Hangbereich, bei Buddenhagen, Rügen (Feger et al. 2025)

Bodenform nach Bodenkundlicher Kartieranleitung, 5. Auflage (KA5)

Bsp. Bodent 34729

Bodensystematische Einheit (Varietät)

substratsystematische Einheit (Typ)

k.xRR: u-el(Luk)\g-(z)e(^k)

kolluviale, humusreiche Rendzina aus flachem, kolluvialen, Carbonatlehm aus Kolluviallehm
über glazigenem, grusführenden Carbonat aus Kalkstein

Abb. 28: Aufschlüsselung der Bodenform von Profil in Abb. 27 nach Bodenkundlicher Kartieranleitung KA5 (Ad-hoc-AG Boden 2005)

Nach bodenkundlicher Kartieranleitung (Ad-hoc-AG Boden 2005, AG Boden 2024) weist eine typische Rendzina die Horizontfolge Ah/cC auf. „A“ bezeichnet den Oberbodenhorizont, „h“ weist diesen als humos (mit weniger als 30 % organischer Substanz) aus. „C“ bezeichnet den Horizont des Ausgangsgesteins, wobei das klei- ne „c“ für karbonathaltig (kalkhaltig) mit einem Gehalt von ≥ 75 Masse-Prozent steht. Der für viele Bodentypen charakteristische B-Horizont, das „h“ als mineralischer Verwitterungshorizont zwischen Oberboden (A-Horizont) und Ausgangsgestein (C-Horizont), der durch verschiedene Prozesse verändert wurde, fehlt der Rendzina.

Halt 3: Tagebau Promoisel

A. Börner

Zwischen Sassnitz und Sagard treten im Zentrum der Halbinsel Jasmund nahe dem Kreidewerk Klementelwitz in oberflächennaher Lage zwischen Promoisel und Goldberg-Lancken-Dubnitz zahlreiche Schollen von Kreidekalke auf. Die Kreidekalke werden seit langem rohstoffwirtschaftlich genutzt. Detaillierte Rohstofferkundungen wurden vor allem in den 1950er bis 1970er Jahren mittels einer größeren Zahl von Kern-Bohrungen und geoelektrischen Widerstandsmessungen durchgeführt (Granitzki et al. 2000).

Die weißen bis schwach gelblichgrauen, marinen Kalkmergel wurden zwischen Oberen Campan und Unterem Maastricht (Oberkreide) abgelagert. Die typische Schreibkreidefazies wird weitestgehend als reiner Kalk angesprochen (Granitzki et al. 2000). Die Rügener Schreibkreide kann nach Steinich (1965) biostratigraphisch mit Brachiopoden in fünf Zonen oder über Ostrakoden in vier Zonen gegliedert werden (Herrig 1966). Details und weiterführende Literatur zur marinen Fauna und Flora des Maastrichtiums finden sich in Nestler (u.a. 1963, 1995), Reich & Frenzel (2002) und Reich et al. (1996, 2018). Als wichtigstes Nebengemengteil tritt Kieselsäure (SiO_2 , Tab. 3) auf, die gelegentlich in häufig parallel verlaufenden Flintbändern oder in Form von Feuersteinknollen angereichert ist.

In der petrographischen Analyse werden nach Granitzki et al. (2000) als nichtkarbonatische Minerale geringe Anteile von Glimmer, Illit und Montmorillonit aufgeführt. Der Anteil der Feinkreidefraktion $<63 \mu\text{m}$ beträgt ca. 76 M.% und darin enthalten sind ca. 86 % im Korngrößenspektrum zwischen $0-25 \mu\text{m}$ (Granitzki et al. 2000). Die natürliche Rohdichte wird um 1,85-

Tab. 3: Chemische Analysenwerte diverser Bohrproben aus der Rügener Kreide (aus: Granitzki et al. 2000)

Mineral	Min.	Max.
CaCO_3	97,8 -	99,5 %
SiO_2	0,1 -	0,8 %
Fe_2O_3	0,0 -	0,1 %
SO_3	0,0 -	0,2 %
P_2O_5	0,07 -	0,11 %
Mn	0,00 -	0,01 %
Cu	0,001 -	0,0032 %
$\text{HCl}_{\text{un, TM}^*}$	0,5 -	1,3 %

1,89 g/cm^3 , die Reindichte um 2,7 g/cm^3 , die natürliche Porenzahl um 0,80-0,813, der natürliche Wassergehalt um 0,25-0,27 % und die natürliche Trockenrohichte um 1,47-1,48 g/cm^3 angegeben (Granitzki et al. 2000).

Nach Münzberger (1958) handelt es sich aber um einen homogenen, wenig verfestigten, weitgehend reinen, überwiegend aus Kalkskelettresten ehemaliger Meerestiere (Tab. 4) bestehenden Kalkmergel, der für die Verwendung in der Kalkindustrie sehr günstige Qualitätseigenschaften aufweist. Der Weißegrad schwankt zwischen 73,7 und 95,1 % und ist im Durchschnitt für die Papierverwendung zu niedrig (Granitzki et al. 2000).

Sowohl die gestörte Lagerung der Kreidekomplexe als auch die Wasserführung der quartären Zwischenmittel bringen komplizierte Abbauverhältnisse mit sich. Derzeit wird die Rohstoffgewinnung durch einfaches Reißen mit Radladern

Tab. 4: Karbonatische und nichtkarbonatische Bestandteile der Rügener Kreide (n. Münzberger 1958)

Karbonatische Bestandteile	Anteile
Coccolithen	ca. 78 %
Foraminiferen	1,1 %
Bryozoen	1,8 %
Ostrakoden	0,1 %
nicht näher best. Karbonate $>0,1 \text{ mm } \emptyset$	5,3 %
nicht näher best. Karbonate $< 0,1 \text{ mm } \emptyset$	18,0 %
Nichtkarbonate	1,2 %



Abb. 29: Der aktive Kreidetagebau Promoisel bei Sassnitz (Insel Rügen). (Foto: Kreidemuseum Rügen)

praktiziert. Der Transport zum Kreidewerk erfolgt nach Absiebung über Fördergurttanlagen. Nach geeigneter Aufbereitung lässt sich aus Rügenger Kreide hochwertige Schlämmerkide mit hauptsächlichlicher Verwendung als Füllstoff bei der Fabrikation von Gummi, Kunststoffen, Elektrokeramik, Farben, Tapeten, Pharmazeutika und Glas herstellen (Granitzki et al. 2000).

Zunehmende Bedeutung bekam die Rügenger Kreide in den letzten 20 Jahren für Anwendungen im Wellnessbereich (ca. 100 t/Jahr) und bei der technischen Rauchgasentschwefelung z.B. für das Lausitzer Braunkohlerevier. Der fast 50% ige Jahresanteil dieser Kreideprodukte wurde nach weitgehender Schließung der Werke in die Wasserreinigung/Wasseraufbereitung umgelenkt. Der im technischen Schlämmprozess anfallende sog. „Kreidegrand“ im Korngrößenbereich um 0,0631 mm wird für Dünger und Futterkalk eingesetzt.

Nach dem 1988 erfolgten 1. Spatenstich und der Abraumberäumung begann dann 1996 der

Abbau der Rohkreide im Tagebau Promoisel (Abb. 29). Die aktuelle Rahmenbetriebszulassung ist bis zum 31.8.2050 gültig. Der Geologische Ergebnisbericht für den Tagebau Promoisel wies einen Gesamtvorrat von 29,4 Mio. t Kreidekalk aus. Am 13.08.1993 erfolgte die Privatisierung in die Kreidewerk Rügen GmbH im Firmenverbund der Vereinigte Kreidewerke Dammann, die heute zur Omya International AG gehört.

Zwischen 2014 und 2024 betrug die durchschnittliche Kreideproduktion 365.215 t im Jahr (Bergamt Stralsund 2026). Derzeitig wird im Tagebau Promoisel Kreidekalk gewonnen. Für die zukünftige Kreidekalkproduktion wird aktuell die Kreide-Lagerstätte Blieschow-Goldberg-Lancken-Dubnitz südlich vom Kreidewerk Klementelwitz erschlossen, deren Vorräte über einen Planfeststellungsbeschluss bis in das Jahr 2117 bergrechtlich gesichert sind.

Literatur:

- Ad-hoc-AG Boden (2005): Bodenkundliche Kartieranleitung KA5.- 438 S.; Hannover (BGR und SGD).
- Adrian, W. & Büchner, M. (1981): Eiszeitliche Geschiebe und andere Gesteine als Rohstoffe für paläolithische Artefakte im östlichen Westfalen Teil 2: Konkretionäre kieselige Gesteine.- Bericht des Naturwissenschaftlichen Vereins Bielefeld 25: 281-362.
- AG Boden (2024): Bodenkundliche Kartieranleitung KA6, Bd. 1 & 2.- insg. 552 S; Hannover (BGR und SGD).
- Bergamt Stralsund (2026): Bergbau im Land Mecklenburg-Vorpommern. Statistische Daten als Gesamtüberblick.- <https://www.bergamt-mv.de/service/statistiken/gesamt/>
- Bremer, F. (2000): Geologische Übersichtskarte von Mecklenburg-Vorpommern 1:500.000 – Übersichtskarte Oberfläche.- 2. Aufl.; Güstrow (LUNG).
- Deutschmann, A., Kenzler, M., Hüneke, H. & Obst, K. (2024): Das seismische Abbild subglazialer Rinnenfüllungen im Bereich der südlichen Ostsee.- 83. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen, Bad Muskau, Brandenburg. Geowiss. Beitr. 32: 103-104.
- Endtmann, E. (2004): Die spätglaziale und holozäne Vegetations- und Siedlungsgeschichte des östlichen Mecklenburg-Vorpommerns – Eine paläoökologische Studie.- Diss., Math.-Nat. Fak., 181 S., Universität Greifswald. [unveröff.]
- Endtmann, E. (2005): Erste Ergebnisse der neuen paläobotanischen Untersuchungen am mesolithischen Fundplatz von Lietzow-Buddelin auf Rügen.- Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern 52: 197-209.
- Feger, K.-H., Idler, F., Milbert, G., Reinhardt, S., Schwindt, D., Strobel, B. & Vesterdal, L. (2025): Boden des Jahres 2025.- Exkursionen zu den Rendzinen auf Rügen und Møn, 28.-30. Mai 2025, Exkursionsführer, 25 S.
- Flodén, T., Bjerkéus, M., Sturkell, E., Gelumbauskaitė, Ž., Grigelis, A., Endler, R. & Lemke, W. (1997). Distribution and seismic stratigraphy of glacially incised valleys in the southern part of the Baltic.- Proceedings of the Fourth Marine Geological Conference—the Baltic, Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ca 86: 43-49.
- Franck, B.F.O. (1816): Denkmäler der Vorzeit der Insel Rügen und ihrer Umgebungen.- Greifswaldisches Akademisches Archiv 1 (1): 29-59.
- Garetzky, R.G., Aizberg, R.Y., Karabanov, A.K., Kockel, F., Ludwig, A.O., Lykke-Andersen, H., Ostaficzuk, S., Palijenko, V.P., Sim, L.S., Šliaupa, A. & Stackebrandt, W. (2001): The neogeodynamic state of the Baltic Sea depression and adjacent areas – some conclusions from the IGCP-Project 346: "Neogeodynamica Baltica". Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge 8, 43–47.
- Gehrmann, A. (2020): The multistage structural development of the Upper Weichselian Jasmund Glacitectonic Complex (Rügen, NE Germany).- E&G Quaternary Sci. J. 69: 59-60. <https://doi.org/10.5194/egqsj-69-59-2020>
- Gehrmann, A. & Harding, C. (2018): Geomorphological mapping and spatial analyses of an Upper Weichselian glacitectonic complex based on LiDAR data, Jasmund Peninsula (NE Rügen), Germany.- Geosciences 8 (6): 208.
- Gehrmann, A. & Harding, C. (2019). Blieschow on Jasmund – Geomorphology and glacial landforms. Keys to Understanding the Deformation Chronology of Jasmund.- DEUQUA Special Publications 2: 11-17.
- Gehrmann, A. & Hoffmann, G. (2025): The geomorphology of Rügen island (NE Germany) as a key to understanding a variety of land systems, glacial and coastal processes (Chap. 2.2).- In: Lehmkuhl, F., Böse M. & Krautblatter, M. [Hrsg.]: Landscapes and landforms of Germany. World geomorphological landscapes.- 47-64. <https://doi.org/10.1007/978-3-031-77876-6>.
- Gehrmann, A., Hüneke, H., Meschede, M. & Phillips, E.R. (2017): 3D microstructural architecture of deformed glacial sediments associated with large-scale glacitectonism, Jasmund peninsula (NE Rügen), Germany (No. 2).- Journal of Quaternary Science 32: 213-230. <https://doi.org/10.1002/jqs.2843>
- Gehrmann, A., Meschede, M., Hüneke, H. & Pedersen, S.A. (2019): Sea cliff at Kieler Ufer (Pleistocene stripes 11–16) – large-scale architecture and kinematics of the Jasmund glacitectonic complex.- DEUQUA Special Publications 2: 19-27.
- Gehrmann, A., Pedersen, S.A.S. & Meschede, M. (2022): New insights into the structural development and shortening of the southern Jasmund Glacitectonic complex (Rügen, Germany) based on balanced cross sections.- Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.) 111: 1697-1715.
- GeoBasis-DE/M-V (2026): Digitales Orthophoto der Befliegung 1953 um Glowe.- Landesamt für innere Verwaltung M-V, Amt für Geoinformation, Vermessung und Katasterwesen – Geodatenservice, <https://www.geoportal-mv.de> (Zugriff: 20.02.2026)
- Granitzki, K., Zander, H.J. & Müncheberg, C. (2000): Karte der oberflächennahen Rohstoffe der Bundesrepublik Deutschland 1:200 000 (KOR 200). Erläuterungen zu Blatt CC 1542 Sassnitz und Blatt CC 2342 Stralsund.- 60 S.; Hannover (BGR).
- Groth, K. (1961): Die Lagerungsformen und -verhältnisse der Kreideschollen im Kreidekalkvorkommen von Wittenfelde auf Jasmund (Rügen).- Geologie 10 (7): 803-810.

- Groth, K. (1967): Zur Frage der Beziehungen des glazitektonischen Oberflächenbaus von Rügen zur endogenen Tektonik.- *Berichte dt. Ges. geol. Wiss., Reihe A* 12 (6): 641-650.
- Groth, K. (2003): Zur glazitektonischen Entwicklung der Stauchmoräne Jasmund/Rügen.- *LUNG Schriftenr.* 3: 39-49.
- Grümbke, J.J. (1805): Streifzüge durch das Rügenland. In den Briefen von Indigena.- 313 S.; Altona.
- Hagenow, F. v. (1839): Monographie der Rügen'schen Kreide-Versteinerungen. I. Abtheilung: Phytolithen und Polyparien.- *Jahrbuch Min. Geogn. Geol. Petr.* 1839: 253-296.
- Hagenow, F. v. (1840): Monographie der Rügen'schen Kreide-Versteinerungen. II. Abtheilung: Radiarien und Annulaten.- *Jahrbuch Min. Geogn. Geol. Petr.* 1840: 631-672.
- Hagenow, F. v. (1842): Monographie der Rügen'schen Kreide-Versteinerungen. III. Abtheilung: Mollusken. *Jahrbuch Min. Geogn. Geol. Petr.* 1842: 528-575.
- Haimerl, B., Seidel, E., Gehrmann, A., Preine, J., Schmidt, M.C. & Hübscher, C. (2024): Land-to-sea mapping of the glacial erosion unconformity reveals evolution of the Jasmund Glacitectonic Complex east of Rügen Island (SW Baltic Sea).- *Geophysical Research Letters* 51. <https://doi.org/10.1029/2024GL111603>
- Hensel, R., Janke, W., Meng, S. & Lorenz, S. (2021): Stratigraphie und Genese eines karbonatreichen Beckenprofils am Kliff von Meschendorf (Ostsee, Nordwestmecklenburg).- *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge* 28 (1/2): 97-124.
- Herrig, E. (1966): Ostracoden aus der Weißen Schreiekreide (Unter-Maastricht) der Insel Rügen.- *Paläontologische Abhandlungen (A: Paläozoologie)* 2 (4): 693-1024.
- Högberg, A. & Olausson, D. (2007): Scandinavian Flint – an Archaeological Perspective.- ; Aarhus (Universitetsforlag).
- Houmark-Nielsen, M. (2010): Extent, age and dynamics of Marine Isotope Stage 3 glaciation in the southwestern Baltic Basin.- *Boreas* 39: 343-359.
- Huuse, M. & Lykke-Andersen, H. (2000): Overdeepened Quaternary valleys in the eastern Danish North Sea: morphology and origin.- *Quaternary Science Reviews* 19 (12): 1233-1253. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00103-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00103-1)
- IUSS Working Group WRB (2022): World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps.- 4. Aufl., 236 S.; Wien (International Union of Soil Sciences).
- Jaekel, O. (1917): Neue Beiträge zur Tektonik des Rügener Steilufers.- *Z. dt. Geol. Ges.* 69: 81-176.
- Kahlke, R.-D. (1982): Verbreitung, Aufbau und Genese der I2-Ablagerungen der Halbinsel Jasmund (Rügen).- Diplomarbeit, Sekt. Geol. Wiss., Univ. Greifswald, 108 S. [unveröff.]
- Kalbe, J. (2019): Versteinerte Seeigel.- In Heimatverband Mecklenburg-Vorpommern e.V. [Hrsg.]: Heimatschatzkiste für Kinder in Mecklenburg-Vorpommern – Handreichungen und Ideen für pädagogische Fachkräfte.– S. 122; Schwerin.
- Kalbe, J. (2025). Sedimentärgeschiebe des Jahres 2025 – Der Feuerstein der Schreiekreide.- *Geschiebekunde aktuell* 41: 23-26.
- Kanter, L. (1997): Stop 18, Glowe (NW-Jasmund).- In: Piotrowski, J. A. [Hrsg.]: Field symposium on glacial geology at the Baltic sea coast in northern Germany.- Peribaltic Group, INQUA Commission on Glaciation, Excursion Guide, 52-55; University of Kiel.
- Katzung, G., Krienke, H.-D. & Strahl, U. (2004): Rügen.- In: Katzung, G. [Hrsg.]: *Geologie von Mecklenburg-Vorpommern.*- 315-325; Stuttgart (E. Schweizerbart).
- Kehew, A.E., Piotrowski, J.A. & Jørgensen, F. (2012): Tunnel valleys: Concepts and controversies – A review.- *Earth-Science Reviews* 113: 33-58. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.02.002>
- Kenzler, M. (2010): Neuaufnahme Kliff Glowe-West.- In: Lorenz & Lampe [Hrsg.]: *Eiszeitlandschaften in Mecklenburg-Vorpommern.*- Exkursionsführer DEUQUA e.V., 60-61; Greifswald (Geozon Science Media).
- Kenzler, M. & Hüneke, H. (2019): Sea cliff at Glowe: stratigraphy and absolute age chronology of the Jasmund Pleistocene sedimentary record.- *DEUQUA Spec. Publ.* 2: 43-50.
- Kenzler, M., Obst, K., Hüneke, H. & Schütze, K. (2010): Glazitektonische Deformation der kretazischen und pleistozänen Sedimente an der Steilküste von Jasmund nördlich des Königsstuhls (Rügen).- *Brandenburg. Geowiss. Beitr.* 17 (1-2): 107-122.
- Kenzler, M., Tsukamoto, S., Meng, S., Thiel, C., Frechen, M. & Hüneke, H. (2015): Luminescence dating of Weichselian interstadial sediments from the German Baltic Sea coast.- *Quat. Geochronol.* 30: 215-256.
- Kenzler, M., Tsukamoto, S., Meng, S., Frechen, M. & Hüneke, H. (2017): New age constraints from the SW Baltic Sea area – implications for Scandinavian Ice Sheet dynamics and palaeoenvironmental conditions during MIS 3 and early MIS 2.- *Boreas* 46 (1): 34-52.
- Kenzler, M., Krauß, N. & Hüneke, H. (2022): Testing a proposed new chronology for the Jasmund Glacitectonic complex (SW Baltic Sea). no indication of incipient deformation during MIS 3.- *Quat. Geochronol.* 70: 101299. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101299>.
- Kenzler M., Gibb, M.A., Gehrmann, A., Deutsch-

- mann, A., Rother, H., Obst, K. & Hüneke, H. (2023): Identification of Quaternary alluvial-fan deposits (Rügen, SW Baltic Sea). significance for recognition of syn-kinematic sedimentation in glacetectonic complexes. *Geomorphology* 424: 108558.
- Klafack, R. (1994). Über „Hühnergötter“ und „Sassnitzer Blumentöpfe“. - *Geschiebekunde aktuell* 10: 117-119.
- Kliewe, H. (1969): Zur Pleistozän-/Holozängrenze im südlichen peribaltischen Raum.- *Geologie en Mijnbouw* 48 (4): 401-408.
- Kosegarten, G.L.Th. (1794): Briefe eines Schiffbrüchigen.- *Rhapsodien* Band 2.; Rügen
- Kossler, A. & Strahl, J. (2011): The Late Weichselian to Holocene succession of the Niedersee (Rügen, Baltic Sea) – new results based on multi-proxy studies.- *E&G Quaternary Science Journal* 60: 434-454.
- Krbetschek, M.R. (1995): Lumineszenz-Datierungen quartärer Sedimente Mittel-, Ost- und Nordostdeutschlands.- PhD thesis, 122 S., TU Bergakademie Freiberg.
- Krienke, K. (2003): Südostrügen im Weichsel-Hochglazial. Lithostratigraphische, lithofazielle, strukturgeologische und landschaftsgenetische Studien zur jüngsten Vergletscherung im Küstenraum Vorpommerns (NE-Deutschland).- *Greifswalder Geowissenschaftliche Beiträge* 12: 3-148.
- Lampe, R., Janke, W., Schult, M., Meng, S. & Lampe, M. (2016): Multiproxy-Untersuchungen zur Paläoökologie und -hydrologie eines spätglazial- bis frühholozänen Flachsees im nordostdeutschen Küstengebiet (Glowe-Paläosee/Insel Rügen).- *E&G Quaternary Science Journal* 65: 41-75.
- Lange, U. (2014): Die Geschichte vom Rügenhafen. Gemeinde Glowe [Hrsg.]: wp-werbung, <https://glowe.de/wp-content/uploads/2020/06/ruegenhafen.pdf>.
- Lange, E., Jeschke, L. & Knapp, H. D. (1986). Ralswiek und Rügen. Landschaftsentwicklung und Siedlungsgeschichte der Ostseeinsel. Teil 1. Die Landschaftsgeschichte der Insel Rügen seit dem Spätglazial. Text und Beilagen.- *Schr. z. Ur- und Frühgeschichte* 38: 1-174.
- LBDS – Landesbohrdatenspeicher Mecklenburg-Vorpommern (2026): Bohrprofilaufnahme und Kleingeschiebeanalysen der Bohrung, Es Gow 1/2013, Profilaufnahme: Förster, S., Lübcke, H.W. & Krienke, H.-D. (2013/14). Geologischer Dienst Mecklenburg-Vorpommern, LUNG-Archiv: BALQ 144600149, Güstrow.
- Lohrberg, A., Schwarzer, K., Unverricht, D., Omlin, A., & Krastel, S. (2020): Architecture of tunnel valleys in the southeastern North Sea: new insights from high-resolution seismic imaging.- *J. Quat. Sci.* 35: 892-906. <https://doi.org/10.1002/jqs.3244>
- Ludwig, A.O. (2005): Zur Interpretation des Kliffanschnitts östlich Glowe/Insel Rügen (Ostsee).- *Z. geol. Wiss.* 33 (4/5): 263-272.
- Ludwig, A.O. (2011): Zwei markante Stauchmoränen: Peski/Belorusland und Jasmund, Ostseeinsel Rügen/Nordostdeutschland – Gemeinsame Merkmale und Unterschiede.- *E&G Quaternary Science Journal* 60 (4): 464-487.
- LUNG-GD (2026): Konzeptbodenkarte Mecklenburg-Vorpommern (KBK25) im Maßstab 1:25.000.- Güstrow (Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie). [unveröff.]
- Menzel-Harloff, H. & Strahl, J. (2012): Die weichselglaziale bis holozäne Schichtenfolge des Niedersees (Jasmund, Insel Rügen). Teil 2: Die holozäne Molluskenfauna unter besonderer Berücksichtigung der terrestrischen Gastropoden.- *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge* 19 (1): 49-56.
- Milbert, G. (2025): Rendzina – Boden des Jahres 2025.- *Bodenschutz* 2025 (1): 4-11.
- Moreau, J. & Huuse, M. (2014): Infill of tunnel valleys associated with landward-flowing ice sheets: The missing Middle Pleistocene record of the NW European rivers?- *Geochem. Geophys. Geosyst.* 15: 1-9. <https://doi.org/10.1002/2013GC005007>.
- Müller, U. (2004a): Jung-Pleistozän – Eem-Warmzeit bis Weichsel-Hochglazial.- In: Katzung, G. [Hrsg.]: *Geologie von Mecklenburg-Vorpommern.*- 234-242; Stuttgart (E. Schweizerbart).
- Müller, U. (2004b). Alt- und Mittel-Pleistozän.- In: Katzung, G. [Hrsg.]: *Geologie von Mecklenburg-Vorpommern.*- 226-233; Stuttgart (E. Schweizerbart).
- Münzberger, E. (1958): Die Coccolithen der Rügen'schen Schreibkreide.- Diplomarbeit, Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Greifswald, 125 S.; Greifswald. [unveröff.]
- Nestler, H. (1963): Die Rekonstruktion des Lebensraumes der Rügener Schreibkreide-Fauna (Unt. Maastricht) mit Hilfe der Paläoökologie und Paläobiologie.- Habilitationsschrift, Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Greifswald. 232 S.; Greifswald. [unveröff.]
- Nestler, H. (1975): Die Fossilien der Rügener Schreibkreide. *Neue Brehm-Bücherei* 486, 120 S.; Wittenberg (A. Ziemsen Verlag).
- Nestler, H. (1995): Die Fossilien der Rügener Schreibkreide.- 3. Aufl., *Neue Brehm-Bücherei* 486, 108 S.; Heidelberg/Berlin/Oxford (Spektrum, Akademischer Verlag).
- Niedermeyer, R.-O., Kanter, Kenzler, M., Panzig, W.A., Krienke, K., Ludwig, A.O., Schnick, H.H. & Schütze, K. (2010): Die Insel Rügen (I) – Fazies, Stratigraphie, Lagerungsverhältnisse und geologisches Gefahrenpotenzial pleistozäner Sedimente der Steilküste Jasmund.- In: Lorenz, S. & Lampe, R. [Hrsg.]: *Eiszeitlandschaften in Mecklenburg-*

- Vorpommern.- Exkursionsführer DEUQUA e.V., Greifswald, 50-71; Greifswald (Geozone Science Media).
- Obst, K., Nachtweide, C. & Müller, U. (2017): Late Saalian and Weichselian glaciations in the German Baltic Sea documented by Pleistocene successions at the southeastern margin of the Arkona Basin.- *Boreas* 46: 18-33.
- Obst, K., Ansorge, J., Thiel, C. & Frenzel, P. (2020): The Late Saalian Cyprina clay of northeastern Germany and the following Weichselian sedimentation and deformation history – Review and new data.- *Boreas* 49 (3): 488-513.
- Panzig, W.-A. (1991). Zu den Tillen auf Nordostrügen.- *Z. geol. Wiss.* 19 (3): 331–346.
- Panzig, W.-A. (1995): The tills of NE Rügen – lithostratigraphy, gravel composition and relative deposition directions in the southwestern Baltic region.- In: Ehlers, J. et al. (eds.). *Glacial Deposits in North-East Europe*.- 521-533, Rotterdam (Balkema).
- Panzig, W.-A. & Kanter, L. (1997): Stop 18 – Glowe (NW Jasmund). -Stop 18, Glowe (NW-Jasmund).- In: Piotrowski, J. A. [Hrsg.]: *Field symposium on glacial geology at the Baltic sea coast in northern Germany*.- Peribaltic Group, INQUA Commission on Glaciation, Excursion Guide, 49-55; University of Kiel.
- Pisarska-Jamrozy, M., Belzyt, S., Börner, A., Hoffmann, G., Hüneke, H., Kenzler, M., Obst, K., Rother, H. & van Loon, A. J. (2018): Evidence from seismites for glacio-isostatically induced crustal faulting in front of an advancing land-ice mass (Rügen Island, SW Baltic Sea), *Tectonophysics* 745: 338-348.
- Pisarska-Jamrozy, M. G., Belzyt, S., Börner, A., Hoffmann, G., Hüneke, H., Kenzler, M., Obst, K., Rother, H., Steffen, H., Steffen, R. & van Loon, T. (2019): The sea cliff at Dwasieden: soft-sediment deformation structures triggered by glacial isostatic adjustment in front of the advancing Scandinavian Ice Sheet, *DEUQUA Spec. Publ.* 2: 61-67.
- Pisarska-Jamrozy, M., Belzyt, S., Bitinas, A., Börner, A., Bronikowska, M., Damušytė, A., Hang, T., Hüneke, H., Jusienė, A., Kenzler, M., Krievans, M., LamsTERS, K., Nartišs, M., Obst, K., Putkinen, N., Rosentau, A., Rother, H., Salwowska, A., Steffen, H., Steffen, R., Sutinen, R., Świątek, S., Van Loon, A.J., Woronko, B. & Woźniak, P.P. (2025): Seismicity of the Fennoscandian ice sheet reconstructed from liquefaction features in seismites of the southern Baltic Sea region. *Quaternary Science Reviews* 369: 109650. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2025.109650>.
- Plonka, N., Kenzler, M. & Hüneke, H. (2021): Synkinematic sedimentation between ice margin-parallel thrust-bounded ridges of the Glacitectonic Complex of Jasmund (Rügen Island, SW Baltic Sea, Weichselian).- *Quat. Int.* 630: 48–64. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.02.040>
- Reich, M. & Frenzel, P. (2002). Die Fauna und Flora der Rügener Schreibkreide (Maastrichtium, Ostsee).- *Archiv für Geschiebekunde* 3 (2/4): 73-284, Hamburg.
- Reich, M., Frenzel, P. & Herrig, E. (1996): Zur qualitativen Verteilung der Mikrofossilien in der Rügener Schreibkreide. *Greifswalder Geowissenschaftliche Beiträge* 3: 5-20.
- Reich, M., Frenzel, P. & Herrig E. (2004): The Late Cretaceous White Chalk Fossilagerstätte of the Isle of Rügen.- In: 32nd International Geological Congress (IGC), Florence 2004. *Scientific Sessions Abstracts (part 1)*: 810.
- Reich, M., Herrig, E., Frenzel, P. & Kutscher, M. (2018): Die Rügener Schreibkreide – Lebewelt und Ablagerungsverhältnisse eines pelagischen oberkretazischen Sedimentationsraumes.- *Zitteliana* 92: 17-32.
- Reinig, F., Wacker, L., Jöris, O., Oppenheimer, C., Guidobaldi, G., Nievergelt, D., Adolphi, P., Remmele, S., Sigl, M., Sookdea, A. & Büntgen, U. (2021): Precise date for the Laacher See eruption synchronizes the Younger Dryas. *Nature* 595: 66-69. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-03608-x>
- Schachtschabel, P., Blume, H.-P., Brümmer, G., Hartge, K.-H. & Schwertmann, U. (1989): *Lehrbuch der Bodenkunde*.- 12. Aufl., 442 S.; Stuttgart (Ferdinand Enke Verlag).
- Stackebrandt, W. (2009): Subglacial channels of Northern Germany – a brief review.- *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 160: 203-210. <https://doi.org/10.1127/1860-1804/2009/0160-0203>
- Stapert, D. & Johansen, L. (1999): Making fire in the Stone Age: flint and pyrite.- *Geologie en Mijnbouw* 78: 147-164.
- Steinich, G. (1965): Die artikulaten Brachiopoden der Rügener Schreibkreide.- *Pal. Abh. (A)* 2 (1): 1-220.
- Steinich, G. (1972): Endogene Tektonik in den Unter-Maastricht-Vorkommen auf Jasmund (Rügen).- *Geologie* 20, Beih. 71/72: 1-207.
- Steinich, G. (1992): Die stratigraphische Einordnung der Rügen Warmzeit.- *Zeitschrift der Geologischen Wissenschaften* 20: 125-154.
- Stewart, M.A. & Lonergan, L. (2011): Seven glacial cycles recorded in a large tunnel valley on the mid-Norwegian continental shelf.- *Geology* 39 (3): 283-286. <https://doi.org/10.1130/G31631.1>.
- Strahl, J. & Keding, E. (1996): Pollenanalytische und karpologische Untersuchung des Aufschlusses „Hölle“ unterhalb Park Dwasieden (Halbinsel Jasmund, Insel Rügen), Mecklenburg-Vorpommern.- *Meyniana* 48: 165-184.
- Surlyk, F. (1970): Die Stratigraphie des Maastricht

von Dänemark und Norddeutschland aufgrund von Brachiopoden.- Newsletters in Stratigraphy 1 (2): 7-16.

Uhlíř, A (2022): Ein besonderes Feuersteingeschiebe im Stadtmuseum in Kronov (Tschechische Republik).- Geschiebekunde aktuell 38: 2-7.

Wegerdt, L., Seifert, M. & Mayer, P. (1994): Laufzeit-anomalien in CDP-Zeitschnitten als seismisches Abbild bodennaher Rinnen.- Zeitschrift für Geologische Wissenschaften 22: 305-306.

van der Hammen, T., Maarleveld, G.C., Vogel, J.C. & Zagwijn, W.H. (1967): Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the last glacial in the Netherlands.- Geologie en Mijnbouw 45: 33-35.

Zagwijn, W.H. (1961): Vegetation, climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Part I. Eemian and Early Weichselian.- Meded. Geol. Sticht., N.S. 14: 15-45.

Zentrales Geologisches Institut (ZGI 1971): TGL 25232/02 – 05, Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen.- Fachbereichsstandard; Berlin (ZGI).

Zentrales Geologisches Institut (ZGI 1980): TGL 25232 - Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen.- Fachbereichsstandard, Blatt 1-6; Berlin (ZGI).

E2

Busexkursion nach Sassnitz

am 28. Mai 2026

Abfahrt 8:00 Uhr ZOB/Bf Greifswald
Ankunft 18:00 Uhr ZOB/Bf Greifswald

Leitung: Prof. Dr. Heiko Hüneke

Der glazitektonische Komplex von Jasmund: Sedimentation, Deformation und Eisdynamik am Südrand des Fennoskandischen Eisschildes während des Weichselglazials

Heiko Hüeneke¹, Karsten Schütze², Anna Gehrman^{1,4}, Michael Kenzler^{1,3}, Johannes Brumme¹, Hilmar Schnick⁵, Marcel Schlembach¹ & Max Arwed Gibb¹

¹Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, F.-L.-Jahn-Str. 17A, 17489 Greifswald; hueneke@uni-greifswald.de

²Geologischer Dienst, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Goldberger Str. 12b, 18273, Güstrow; karsten.schuetze@lung.mv-regierung.de

³Geologischer Dienst, Landesamt für Umwelt des Landes Schleswig-Holstein, Hamburger Chaussee 25, 24220 Flintbek; michael.kenzler@lfu.landsh.de

⁴GeoProvider, 4034 Stavanger, Norwegen; anna.gehrmann@geoprovider.no

⁵privat; hilmar.schnick@web.de

Route

Busfahrt nach Sassnitz auf Rügen, am Vormittag Wanderung zu den Wissower Klinken nordöstlich von Sassnitz (4 km), am Nachmittag Wanderung nach Dwasieden südwestlich von Sassnitz (3 km), Rückfahrt nach Greifswald mit dem Bus. Die Exkursionsroute führt am Vormittag durch den Nationalpark Jasmund.

Schwerpunkte

Ziele der Exkursion sind die Schreibkreide und die pleistozänen Sedimente an den Steilküsten der Halbinsel Jasmund auf Rügen, in unmittelbarer Umgebung von Sassnitz. Die aktiven Kliffabschnitte bieten einen großräumigen Einblick in den glazitektonischen Schuppen- und Faltenbau des Glazitektonischen Komplexes von Jasmund. Für die Rügener Schreibkreide des Maastrichtium werden Sedimentfazies, Ichnologie und Mikrofazies vorgestellt. Die vorherrschenden pelagischen Sedimente werden mit Ablagerungen von Bodenströmungen (Konturiten) und Ablagerungen gravitativer Umlagerungsprozesse verglichen. Die Steilküste nordöstlich von Sassnitz bis zum Wissower Ufer ist durch einen Schuppenfächer mit Faltung und steil einfallenden Überschiebungen gekennzeichnet, die eine Einengung aus südlicher Richtung mit intensiver Verkürzung anzeigen. Es werden aktuelle Datierungen mit Hilfe von optisch-stimulierter Lumineszenz (OSL) an Quarzen aus pleistozänen Schmelzwassersanden vorgestellt. Auf ihrer Grundlage können die Vorstöße des Fennoskandischen Inlandeises in den südlichen Ostseeraum chronostratigraphisch eingegrenzt werden. Die Steilküste südwestlich von Sassnitz am Schloss Dwasieden bietet Einblick in den proximalen Bereich des südlichen Falten- und Überschiebungsgürtels. Hier wurden in Eisrandnähe, synchron zur glazitektonischen Verschuppung (synkinematisch), mächtige Schmelzwasserbildungen in einem Rucksack-Becken akkumuliert.

Halt 1: Der Glazitektonische Komplex von Jasmund – Morphologie und Strukturba (Hochuferweg)

Die Halbinsel Jasmund im Nordosten der Insel Rügen ist mit ihren spektakulären Kreidekliffen nicht nur ein touristischer Magnet. Die großräumigen Aufschlüsse entlang der Außenküsten bieten auch für Geowissenschaftler die seltene Möglichkeit, den Zusammenhang zwischen gla-

zialer Morphologie, Strukturba und stratigraphischer Entwicklung im Detail zu analysieren, um daraus prädiktive geologische Modelle abzuleiten. Jüngste Ergebnisse aus sedimentologischen und strukturgeologischen Untersuchungen stammen z.B. von Gehrman & Harding (2018), Gehrman et al. (2022), Kenzler et al. (2022, 2023) und Haimerl et al. (2024). Der Glazitektonische Komplex von Jasmund (JGC) stellt eine Endmoräne dar. Der Begriff wird für den

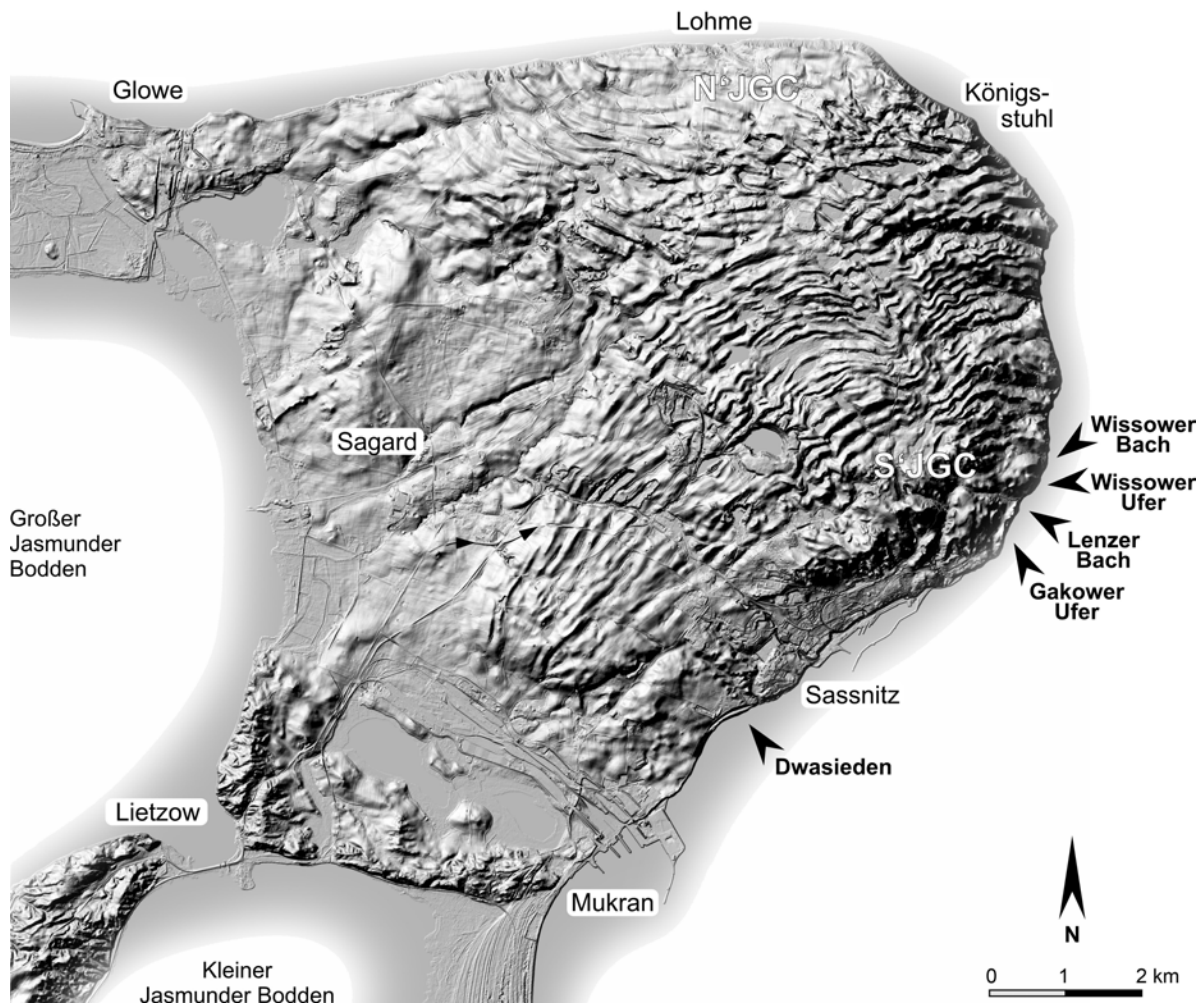


Abb. 1: Digitales Höhenmodell der Halbinsel Jasmund (10-fache Überhöhung, Hillshade, LiDAR-Daten bereitgestellt vom LAiV M-V) mit Haltepunkten zur Orientierung. Das Relief bildet die Struktur des Glazitektonischen Komplexes (GTK) von Jasmund ab (Gehrmann & Harding 2018). N'JGC – nördlicher Bogen, S'JGC – südlicher Bogen.

äußersten Wall aus Sedimenten verwendet, der je nach Form und Aufbau am Rand vorstoßender bis stagnierender oder oszillierender Gletscher gebildet wird (Benn & Evans 2010). Solche Landformen werden auch für das Umland der Stadt Bergen auf dem Festland Rügens sowie für den südöstlichen Teil Rügens beschrieben (Gehrmann & Hoffmann 2025). Die Endmoräne von Jasmund stellt darüber hinaus einen glazitektonischen Komplex dar, der repräsentativ für eine intensive Deformation am Südrand des Skandinavischen Eisschildes (SIS) ist.

Geomorphologische Kartierungen und detaillierte Landformanalysen von Gehrmann & Harding (2018) geben einen Einblick in die räumliche Anordnung und die Bildungsgeschichte der proglazialen Oberflächenstrukturen. Analyseverfahren an LiDAR-basierten digitalen Gelände-

modellen (DEM) wurden auf diese ursprünglich proglaziale Umgebung angewendet. Detaillierte Untersuchungen der Landformen, einschließlich morphometrischer Berechnungen und der Analyse von Höhenprofilen aus Rückenstapeln, erlauben Rückschlüsse auf die Topographie des glazitektonischen Komplexes, zur Symmetrie der Rückenkäme sowie zu den Breiten-Abstands-Verhältnissen der Rücken. Spektralanalysen von Höhenprofilen lieferten Informationen über Periodizitäten einschließlich dominanter Wellenlängen. Diese Ergebnisse halfen dabei eine konsistente Terminologie für die morphologische und tektonische Charakterisierung Jasmunds zu definieren. Im Kontext moderner Klassifikationen von glazitektonischen Komplexen (Benn & Evans 2010; Aber & Ber 2007) sollten die morphologischen Rücken als

Kompositrücken klassifiziert werden, anstatt innerhalb dieser Domänen repräsentieren die den bisher verwendeten Begriff Stauchmoränen Kompositrücken zu verwenden.

Das Hauptmerkmal der Morphologie Jasmunds sind zwei unterschiedlich orientierte Rückendomanänen, die als nördlicher und südlicher Glazitektonischer Komplex von Jasmund (JGC) bezeichnet werden (Abb. 1 und 2). Die quasi-parallel en Rücken und langgestreckten Täler in-

nerhalb dieser Domänen repräsentieren die Kompositrücken. Stellenweise sind beide Kompositrückendomanänen durch kleinere Depressionen gekennzeichnet, in denen häufig Seen liegen (Abb. 1). Diese Seen sind potenzielle Karsterscheinungen, Totteislöcher oder eine Kombination aus beidem (z.B. Paulson 2001; Groth 2003). Insbesondere die Grenze zwischen dem südlichen und dem

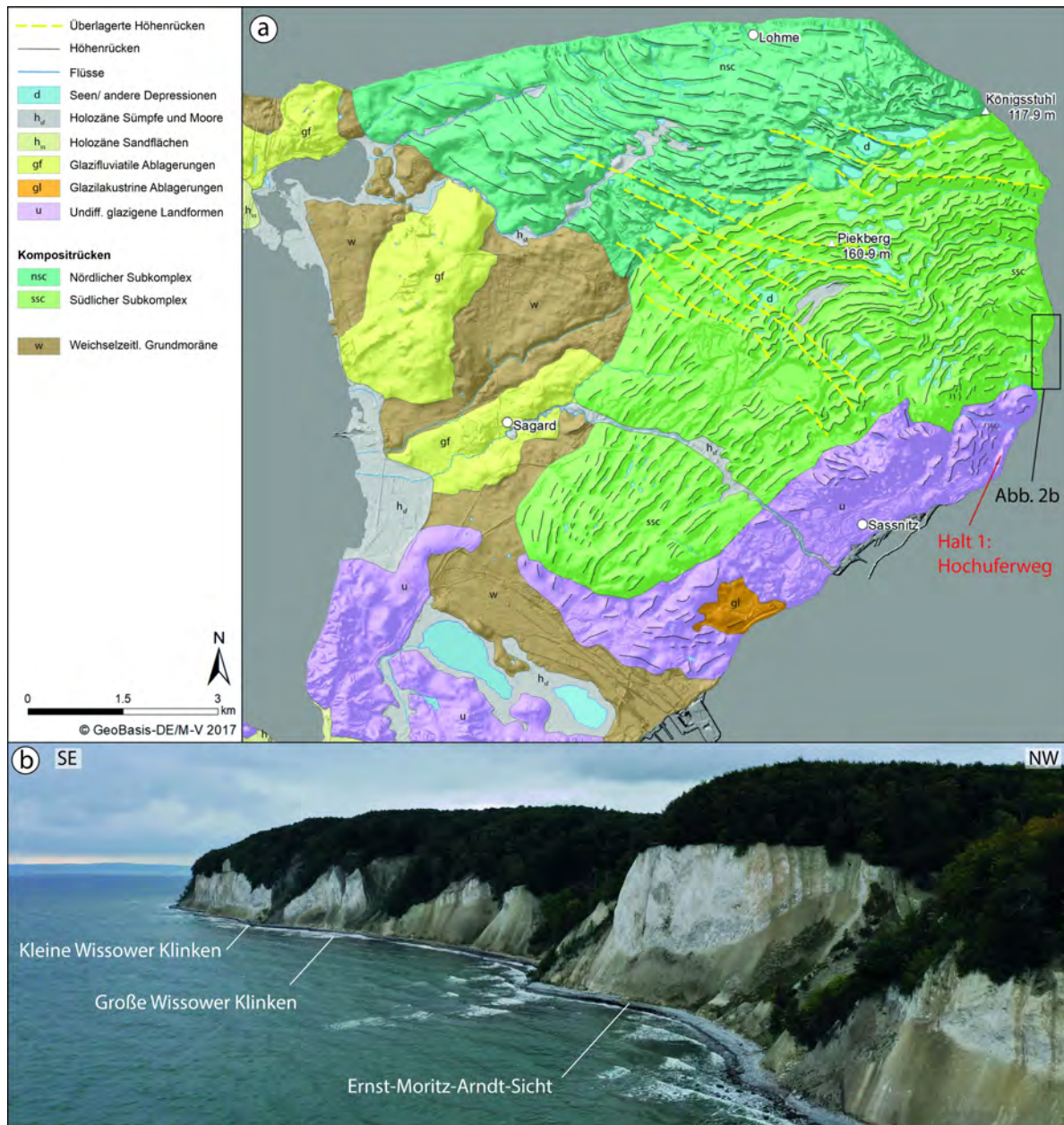


Abb. 2: Überblick über die Halbinsel Jasmund. **(a)** Geomorphologische Karte der Halbinsel Jasmund mit digitalem Geländemodell in 5-m-Auflösung (DEM5) als Hintergrund. Die Unterteilung Jasmunds in ein nördliches (türkis) und ein südliches (hellgrün) System aus Kompositrücken wird durch die unterschiedliche Rückenorientierung deutlich (nach Gehrmann & Harding 2018, verändert). **(b)** Beispielhaftes drohnenbasiertes Foto der östlichen Kreideküste Jasmunds am Schnaks Ufer und im Bereich Tipper Ort, nach Gehrmann et al. (2022).

nördlichen JGC sowie das Gebiet südöstlich der höchsten Erhebung, dem Piekberg (160,9 m ü. NN), weisen viele dieser Senken auf. Vereinzelt gehen die Seen auch auf historische Sandgruben oder Kreideabbau zurück.

Morphologische Hochlagen südöstlich des südlichen Rückensystems sowie im südwestlichen Bereich Jasmunds (und angrenzenden Gebieten) werden als undifferenzierte glazigene Landformen bezeichnet (Abb. 2). Diese Landformen könnten zum Teil kleinere Endmoränen und vermutlich Hügelmoränen (hummocky moraines) oder zumindest eine Hügeltopographie (ohne genetische Spezifikation) darstellen (Gehrmann & Harding 2018).

Der westliche Bereich der Halbinsel Jasmund ist durch glazifluviatile Ablagerungen und eine Grundmoräne der Weichsel-Kaltzeit (Pommern-Stadium W2 nach Niedermeyer et al. 2011) gekennzeichnet (Abb. 2). Insgesamt sind die westlichen Ablagerungen der Halbinsel wahrscheinlich jünger als der glazitektonische Komplex im Osten, da dieser durch den M3-Till-Komplex vollständig oder zumindest zum Teil überdeckt wird.

Bereiche holozäner Moore/Niedermoore bedecken Teile der Flusstäler, das Ufer der westlichen Bucht (Großer Jasmunder Bodden) sowie das langgestreckte Gebiet zwischen den morphologischen Hochlagen im Süden. Holozäne Nehrungen verbinden die Halbinsel Jasmund mit den Halbinseln im Nordwesten und Südosten Rügens.

Die Kompositrücken des nördlichen und südlichen JGC bieten die Möglichkeit, die strukturelle Entwicklung aufzuzeigen (Abb. 1, 2). Das südliche Rückensystem ist NE–SW orientiert, während das nördliche System NW–SE ausgerichtet ist. Das südliche Rückensystem ist bogenförmig konkav geformt, vermutlich konform (subparallel) zur ehemaligen Gletscherfront im Südosten. Im südwestlichen Gebiet sind die Rücken aufgrund landwirtschaftlicher Aktivität weniger deutlich ausgeprägt. Im Nordosten hingegen, wo keine landwirtschaftliche Nutzung stattfindet, erscheinen sie markanter und sind besser erhalten. Das nördliche Rückensystem scheint an seinem Südrand abgeschnitten oder vom südlichen System überlagert zu sein. Die gel-

ben, gestrichelten Linien in der geomorphologischen Karte markieren die Spuren der überprägten nördlichen Rücken (Abb. 2). Auch der nördliche JGC ist bogenförmig, jedoch nach Nordosten konkav. Die Morphologie im nördlichen System ist ebenfalls aufgrund landwirtschaftlicher Einflüsse stark geglättet. Im äußersten Osten werden die Rücken sehr kurz und sind chaotisch angeordnet.

Die glaziale Geomorphologie des JGC stellt ein hervorragendes Beispiel glazitektonischer Geomorphologie dar. Sie spiegelt oberflächlich eine Endmoräne wider, die von Falten-Überschiebungs- bis Überschiebungsstrukturen dominiert wird (Gehrmann et al. 2022). Spätweichselzeitliche glazitektonische Deformation führte zu einem tektonischen Gerüst aus großräumigen Falten und versetzten Überschiebungsblöcken, die oberkretazische (Maastricht) Kreide sowie pleistozäne glaziale Ablagerungen einbeziehen. Die Oberflächenstruktur des glazitektonischen Komplexes stellt damit Kompositrücken dar. Vereinfacht bedeutet dies, dass (Hangend) antiklinalen die oberflächlichen Rücken bilden, während (Liegend)synklinalen die Position der elongierten Depressionen anzeigen (Abb. 3a).

Gehrmann & Harding (2018), Gehrmann et al. (2022) und Haimerl et al. (2024) schlugen eine mehrphasige strukturelle Entwicklung des JGC im späten Weichselglazial (Pommersche Phase, W2) vor. Die Entwicklung umfasst mindestens zwei Stadien (Abb. 3b-d), wobei einige Hinweise auf ein zusätzliches drittes Entwicklungsstadium hindeuten (Pommersche oder Mecklenburg-Phase, W2/W3?).

Das erste Entwicklungsstadium ist durch einen lokalen von NE nach SW gerichteten Schub eines Gletscherlobus am südlichen Rand des SIS gekennzeichnet, wodurch der nördliche JGC und die zugehörigen Kompositrücken gebildet wurden (Abb. 3b). Im zweiten Entwicklungsstadium entstand der südliche JGC mit den zugehörigen Kompositrücken (Abb. 3c). Die Orientierung der südlichen Rückenkäme (NE–SW) unterscheidet sich von den nördlichen Rückenkämmen (NW–SE), da ein separater Gletscherlobus die lokalen Ablagerungen offensichtlich von Südosten her aufschob. Die Bildung des südlichen JGC führte zur Kappung und Überprä-

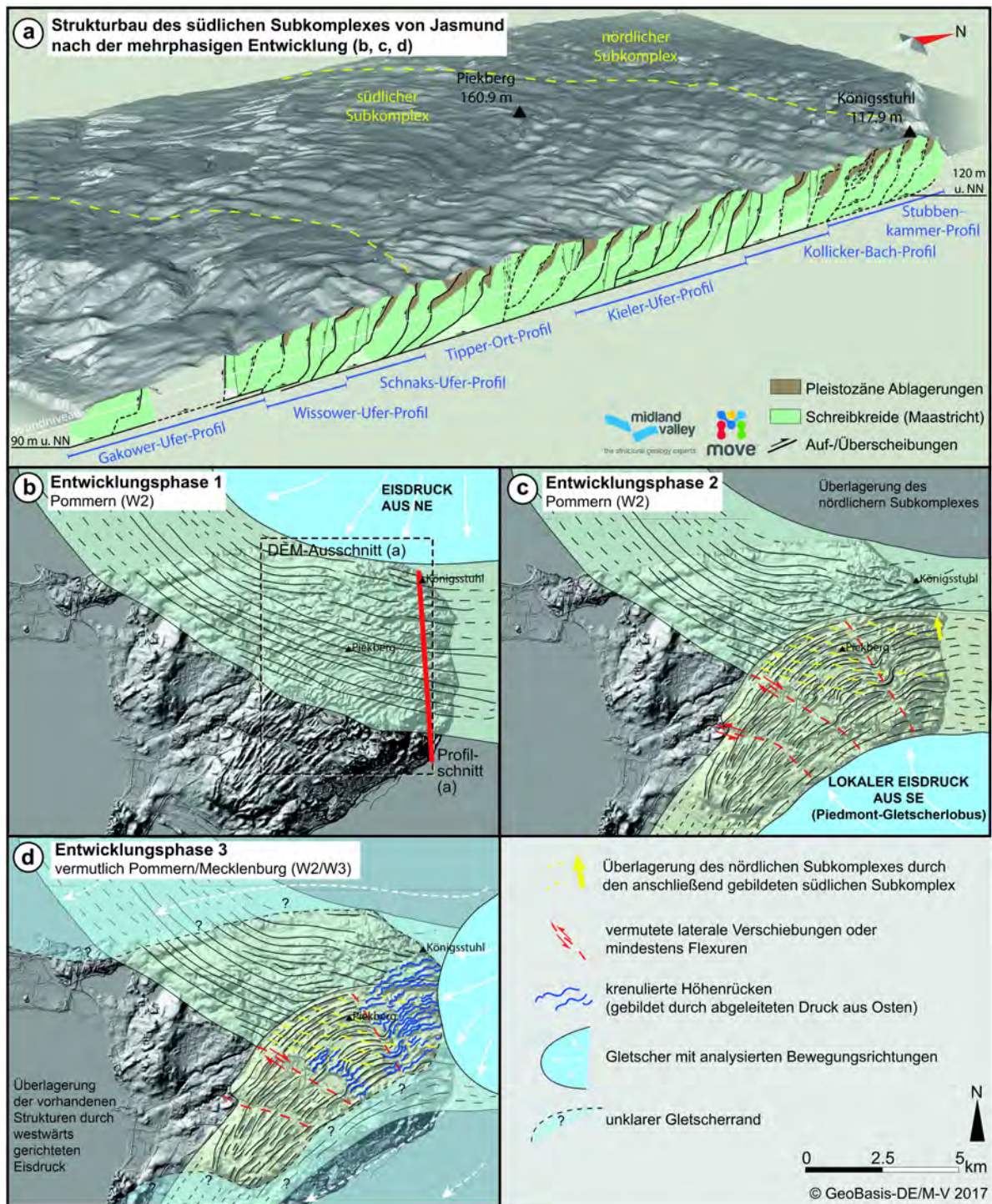


Abb. 3: Modell der Entstehung des Jasmunder Glazitektonischen Komplexes (JGC). **(a)** Interpretierter Profilschnitt durch den südlichen JGC, kombiniert mit der aus dem DEM abgeleiteten Oberflächentopographie. Es werden die Hauptbereiche der nördlichen und südlichen Rückendomäne gezeigt. Das Modell ist zweifach überhöht. **(b)** Erste Stufe der mehrphasigen Entwicklung des JGC – Bildung des nördlichen JGC durch einen lokalen Eisschub aus NE. **(c)** Entwicklung des südlichen JGC durch einen lokalen Eisschub aus SE, der zur Kappung und Überprägung der nördlichen Rückendomäne führte. **(d)** Rekonstruktion der Eisfront, die lediglich den äußersten Osten des JGC berührt (hellblau), sowie eine angenommene größere Gletscherausdehnung, die den Komplex gewissermaßen umhüllt (transparent hellblau). Der lokale Eisschub aus E/ENE staucht die nahezu geradlinigen Rücken zu wellenförmigen Strukturen (nach Gehrmann & Harding 2018 und Gehrmann 2020, verändert).

gung der nördlichen Rücken. Diese Strukturen stellen nach der Definition von Pedersen (2000) für glazitektonische Komplexe ein beispielhaftes Indiz für Überlagerungsdeformation (superimposed deformation) zwischen dem nördlichen und südlichen JGC dar. Auf der Grundlage krenulierter Rückenformen im südöstlichen Bereich des JGC sowie gut dokumentierter komplexer Deformationsstrukturen an der östlichen Steilküste (z.B. Gehrman et al. 2022) kann ein drittes Entwicklungsstadium mit einem lokalen E-/ENE-gerichteten Eisschub angenommen werden (Abb. 3d). Ob die Gletscherfront lediglich die östlichen Rücken des glazitektonischen Komplexes berührte oder den gesamten Komplex umschloss, lässt sich derzeit nicht eindeutig bestimmen. Das Vorkommen des M3-Till-Komplexes auf der glazitektonisch deformierten Abfolge (siehe Halt 4 und 5) deutet jedoch da-

rauf hin, dass das Eis den Komplex letztendlich überfuhr oder zumindest dessen Randbereiche überdeckte.

Halt 2: Paläontologie und Ichnologie der Rügener Kreide (Gakower Ufer)

„Fossilien und anderes Strandgut nehmen viele Besucher gern als ein begehrtes Sammlerstück oder Souvenir mit. Durch das hohe Besucheraufkommen im Nationalpark werden so jährlich Tonnen an Steinen, Muscheln und Treibholz vom Strand entfernt...“ (Nationalparkamt Vorpommern 2026)

In den Kreidekliffs im Osten der Halbinsel Jasmund sind maximal 90 m oberkretazischer Kreide großflächig aufgeschlossen. Dabei handelt es sich – zum überwiegenden Teil – um schwach

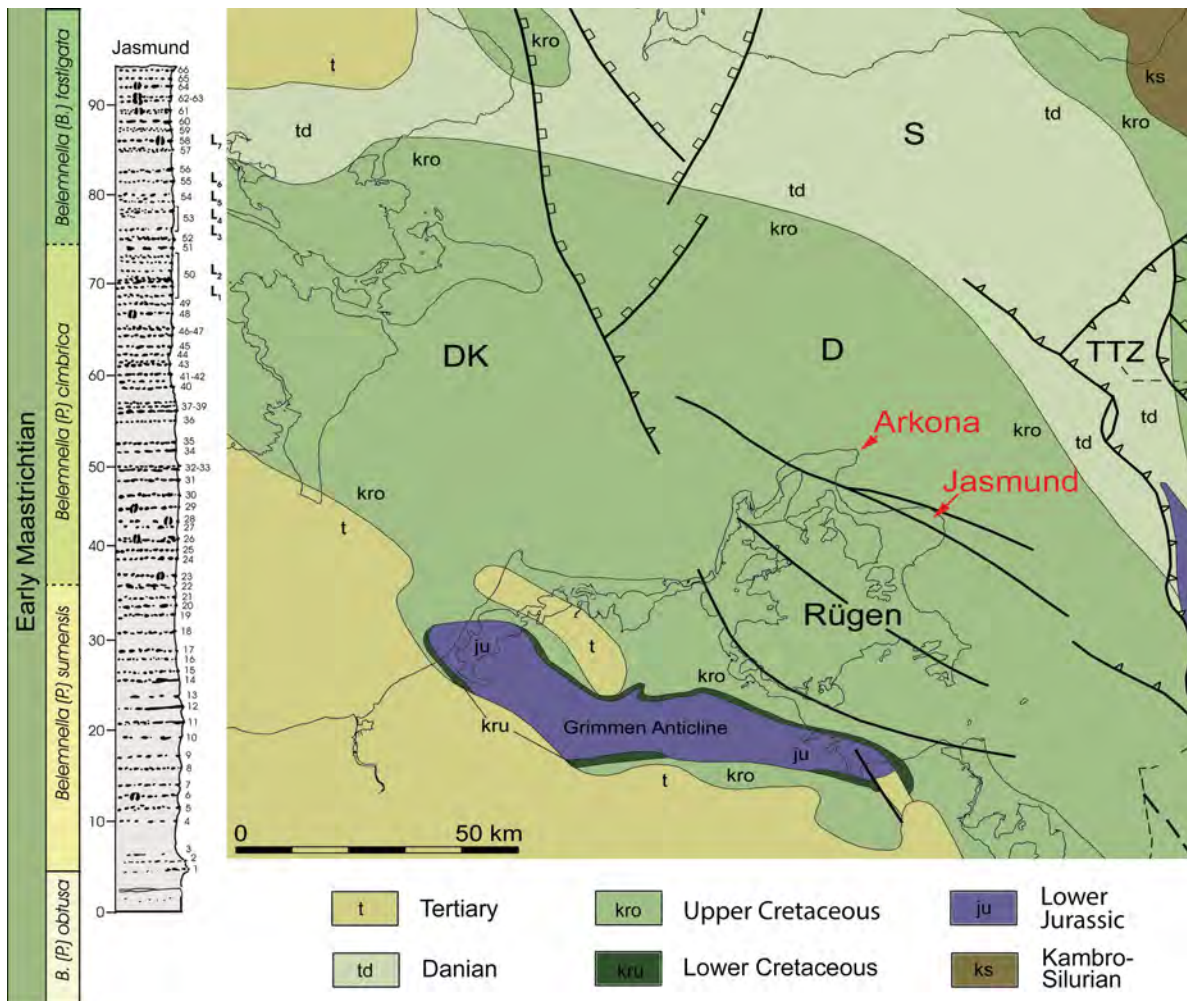


Abb. 4: Stratigraphisch, geographisch-geologische Synopsis zur Kreide von Jasmund und Arkona auf Rügen aus Schnick (2025). Maßstab in Metern, Nummerierung der Flintlagen 1 – 66 und der allochthonen Einheiten L1–L7 (Schuttströme)

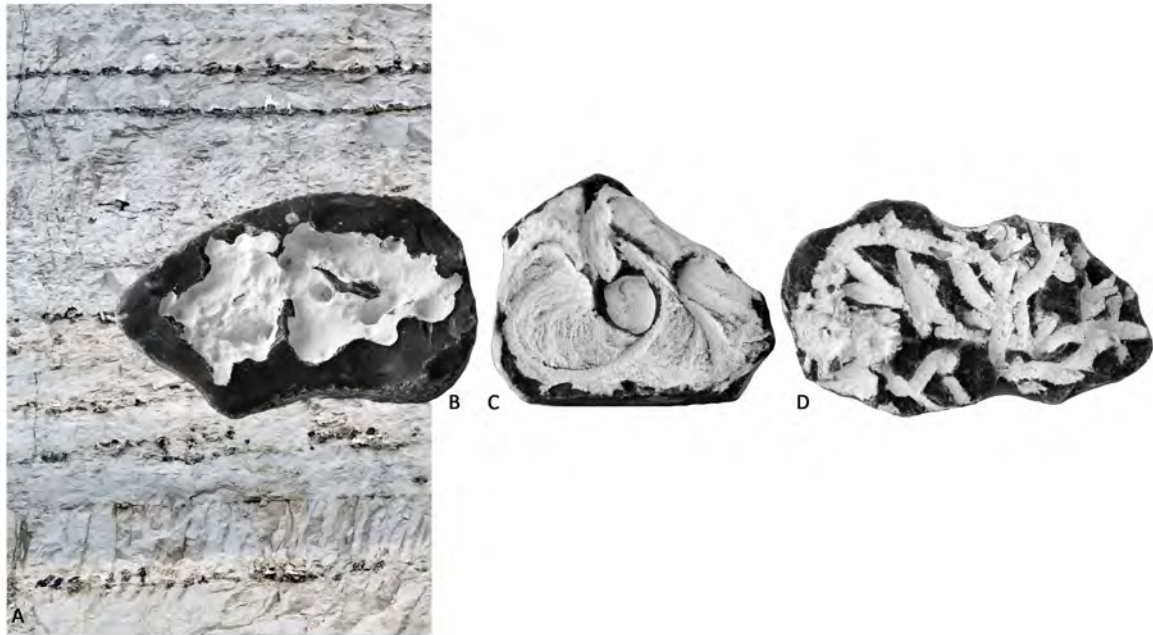


Abb. 5: Flinte aus der autochthonen Pelagit-Fazies, schematisch ohne Maßstab: **A** Flächige Knollenlagen unterschiedlicher Belegungsdichten sind i.d.R. an horizontale Grabganglagen in Festgründen gebunden. **B-C** Ichnofossilien in Flinterhaltung: **B** *Balanoglossites triadicus* (Mägdefrau 1932); **C** *Zoophycos* isp.; **D** *Phymatoderma granulata* (von Schlotheim 1822).

zementierte Karbonate in pelagischer Fazies mit eingelagerten Flint-Konkretionen. Das Gestein ist ein Biomikrit, der zu 95-98 % aus mikroskopisch kleinen Coccolithen besteht, den Skeletresten planktischer Kalkalgen. Diese Coccolithen sind auf Grund ihrer Mineralogie (Niedrig-Magnesium-Kalzit) diagenetisch vergleichsweise stabil. Alle anderen, planktischen und benthischen Mikrofossilien, z.B. Foraminiferen, Calcisphären, Ostrakoden, Bryozoen und Echinodermen-Ossikel, haben nur einen Anteil von wenigen Prozenten. Insbesondere alle Makrofossilien, darunter Inoceramen mit Schalendurchmessern von mehr als einem Meter, sind ausgesprochen selten. Der Anteil von nicht-karbonatischen Komponenten an der Sedimentzusammensetzung liegt bei 2-5 % (Herrig 2004).

Etwa 1.400 verschiedene Arten fossiler Organismen bzw. Spurenfossilien sind aus der Rügener Kreide bekannt geworden. Übersichtsdarstellungen zu den Fossilgruppen und ihren Lebensräumen finden sich bei Nestler (2002), Reich & Frenzel (2002), Herrig (2004), Reich et al. (2018) sowie Knaust & Schnick (2024). Stratigraphisch gehört das Gestein ins obere Unter-Maastrichtium (Abb. 4). Diese Einstufung basiert auf Cephalopoden (Ammoniten, Belemniten), Brachiopoden, Ostrakoden, Foraminiferen

und Coccolithophoriden. Daneben bieten Leit-horizonte, wie Flint- und Schuttstromlagen, Fest- und Hartgründe sowie die Verbreitung der Spurenfossil-Gattung *Zoophycos* Massalango, 1855, Möglichkeiten zur lithostratigraphischen Orientierung in den Rügenschichten Kreideaufschlüssen (Steinich 1972).

Spurenfossilien eröffnen andere Interpretationsmöglichkeiten als Körperfossilien. Sie sind immer substratspezifisch, damit indikativ für die Art des besiedelten bzw. überprägten Substrats sowie das umgebende Milieu (Abb. 5, 6). Charakteristisch für Weichgründe und Festgründe sind Grabspuren (Bioturbation), während Bohrspuren (Bioerosion) auf Hartgründe beschränkt sind. Zu den Letztgenannten gehören sowohl biogene Kalzitskelete (z.B. Belemniten-Rostren) wie auch frühdiagenetisch zementierte Hartgründe („true hardgrounds“). Außerdem finden sich Bioerosions-Spuren in xylischen Substraten (Treibholz) und apatitischen Skeleten (Wirbeltierreste).

Die pelagischen Sedimente wurden in einem Schelfmeer gebildet, das sich über weite Teile Europas vom damals noch jungen Atlantik im Westen bis ins südöstliche Europa erstreckte. Biogeographische Befunde belegen, dass im Sü-

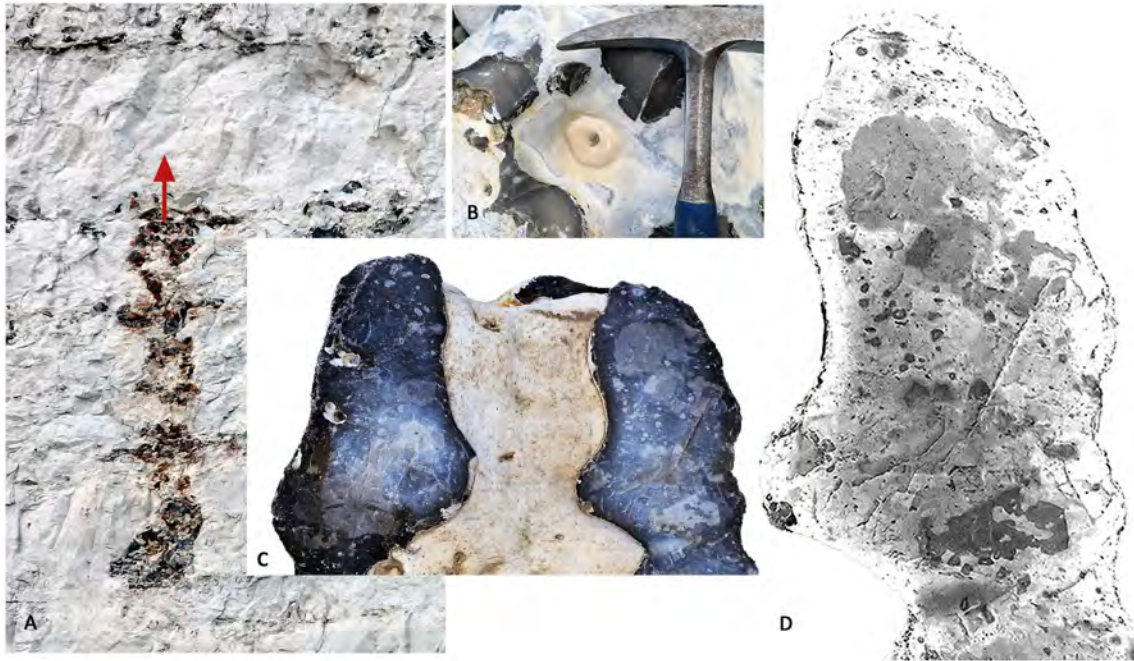


Abb. 6: Paramoudra-Flinte der allochthonen Einheiten, schematisch ohne Maßstab: **A** Vertikaler Anschnitt im Kliff, der Rote Pfeil deutet die Fluchtrichtung des Grabspurerzeugers an; **B** Draufsicht auf einen Paramoudra-Flint mit Fluchtspur *Bathichnus paramoudrae* Bromley (Schulz & Peake 1975) in der Kreidefüllung; **C** Vertikaler Anschnitt eines Paramoudra-Flints mit Kreidefüllung; **D** Detail aus C (bearbeitet) mit typischem Litoklasten-Gefüge des Schuttstroms, der die Fluchtreaktion ausgelöst hat.

den Verbindungen zum Tethys-Ozean und im Norden zu borealen Meeresgebieten bestanden. Der Sedimentationsraum der Rügener Kreide wurde zur Bildungszeit auf einer Paläobreite von etwa 40°N verortet (Reich & Frenzel 2002). Synchron ereigneten sich Krustenbewegungen, welche die Beckenkonfiguration veränderten, damit das von Kontourströmungen gesteuerte pelagische Sedimentationsregime beeinflussten und gravitative Sedimentumlagerungen auslösten (siehe Halt 3). Belege dafür liefern geophysikalische, sedimentologische, ichnologische und biostratinomische Befunde. Sie bezeugen beispielsweise Schuttströme mit „exotischem“ Material aus bathymetrisch höher gelegenen Positionen (Steinich 1972; Hübscher et al. 2019; Schnick 2025). Dabei führte die hydrodynamische Beanspruchung zu Resuspension-Prozessen. Korngrößenfraktionierungen, in Form einer basalen Anreicherung von größeren Komponenten wie Seeigeln, Austern, Brachiopoden in den allochthonen Sedimenten, waren die Folge. Mit Veränderungen des pelagischen Sedimentationsregimes, nämlich phasenhaft verstärkter oder verminderter Sedimentation, Omission und Erosion, können das mikropaläontologisch

belegte Bryozoen-Maximum sowie die Entstehung von Diskontinuitätsflächen in Verbindung gebracht werden (Steinich 1972; Knaust & Schnick 2024; Schnick 2025).

Halt 3: Mikrofazies und Sedimentologie der Rügener Kreide (Gakower Ufer)

Die pleistozänen und holozänen Sedimente der Insel Rügen werden überwiegend von Kreide unterlagert, wobei Ablagerungen des Unter-Maastrichtiums am weitesten verbreitet sind. Die Kreide ist entlang der aktiven Steilküsten von Jasmund großräumig aufgeschlossen, insbesondere an der Ostküste der Halbinsel. Außerdem steht sie an vielen Orten im Binnenland von Jasmund dicht unter der Oberfläche an, wo sie in großen Tagebauen abgebaut wird. In allen Fällen sind die Kreide-Komplexe gemeinsam mit den auflagernden Pleistozän-Streifen Teil eines Falten- und Schuppenstapels, der als Glazitektonischer Komplex von Jasmund bezeichnet wird (Abb. 2, 7A) und während des späten Weichselglazials entstanden ist (Steinich 1972; Groth 2003; Herrig 2004; Katzung & Müller 2004;

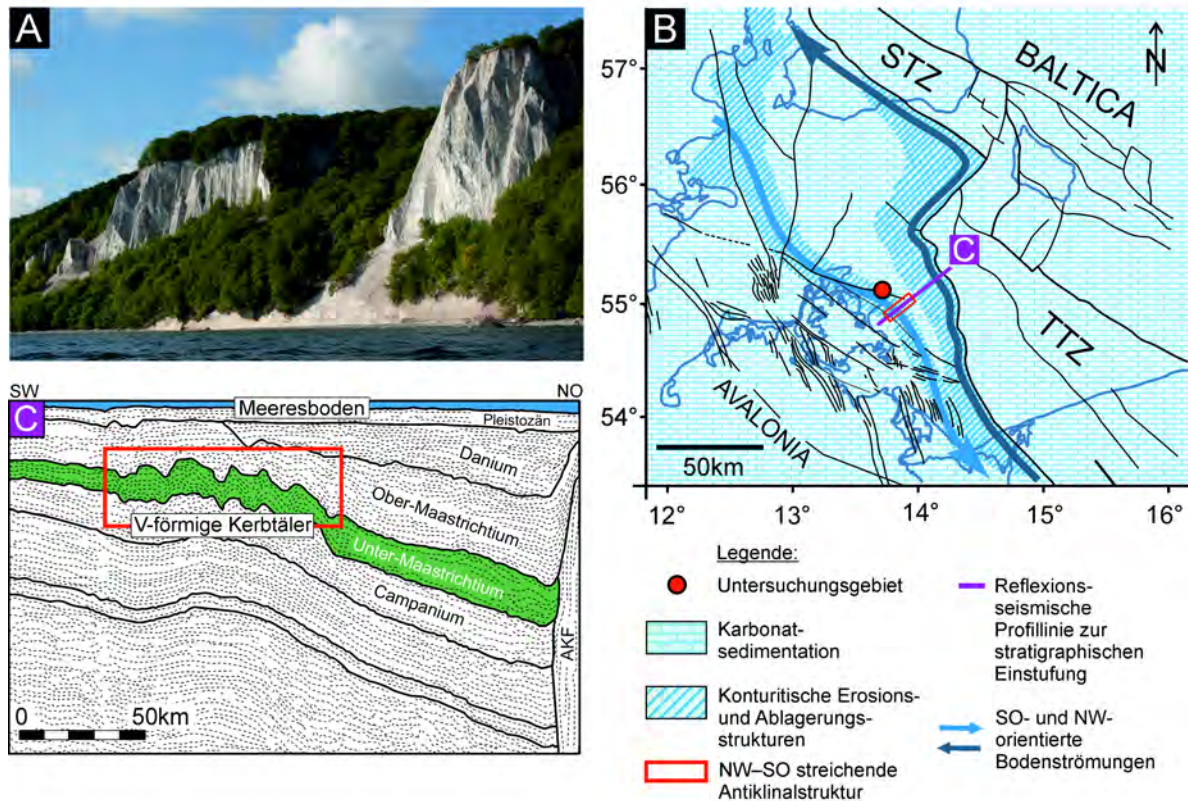


Abb. 7: **A** Kliffaufschluss am Königsstuhl (N 54°34.406 E 013°39.775'). **B** Paläogeographische Karte des Ostseeraums während des Unter-Maastrichtiums (ca. 70 Mio. Jahre vor heute) (nach Surlyk & Lykke-Andersen 2007 und Esmerode et al. 2008, verändert). **C** Reflexionsseismisches Profil mit stratigraphischer Einstufung (nach Hübscher et al. 2019, verändert).

Kenzler et al. 2010, 2023; Gehrmann & Harding 2018; Reich et al. 2018; Gehrmann et al. 2022; Haimerl et al. 2024).

Die Kreide ist ein biogenes und äußerst feinkörniges Sedimentgestein aus Kalziumkarbonat (CaCO_3), das überwiegend durch den Zerfall und das Absinken von planktischen Kalkalgen (Coccolithophoriden) entstand. Auf diese Weise akkumulierten vor ca. 70 Mio. Jahren mehrere hundert Meter mächtige Abfolgen im Raum Rügen, als große Teile Zentral- und Nordeuropas von einem epikontinentalen Schelfmeer bedeckt waren. Im Bereich der südlichen Ostsee gliederte sich dieses Schelfmeer in mehrere Schwellen und Senken, die eine Wassertiefe von etwa 150-250 m erreichten und teilweise über Meeresströmungen mit dem Tethys-Ozean im Süden und dem Atlantik im Norden in Verbindung standen (Abb. 7B). Für den Raum Rügen betrifft diesen Bereich der Rügenger Senke, die im Kontext regionaltektonischer Inversionsvorgänge entstand (Nestler 1965, 2002; Herrig et al. 1996;

Reich & Frenzel 2002; Herrig 2004; Hüneke & Stow 2008; Reich et al. 2018).

Die Auswertung reflexionsseismischer Offshore-Daten im südwestlichen Ostseeraum ergab, dass Jasmund im Bereich eines Konturit-Ablagerungssystems lag (Surlyk & Lykke-Andersen 2007; Esmerode et al. 2008; Hübscher et al. 2019). Südöstlich der Halbinsel wurde der Ablagerungsraum während des Unter-Maastrichtiums durch eine NW-SE streichende Antiklinalstruktur geprägt (Abb. 7C). Charakteristische Merkmale der spätkreidezeitlichen Abfolge in dieser Antiklinalstruktur sind Diskordanzen mit V-förmigen Kerbtälern, die auf NW-SE orientierte, erosive Bodenströmungen im Raum Rügen hinweisen (Hübscher et al. 2019). Diese Ergebnisse stehen im Einklang mit mikropaläontologischen Untersuchungen, die einen strömungsinduzierten Transport thermophiler Ostrakoden aus dem Atlantik in den Sedimentationsraum der Rügenger Senke bestätigen (Herrig et al. 1996; Herrig 2004). Des Weiteren belegen die Ergebnisse von

Kliffaufnahmen, dass die Sedimentation in der Rügener Senke auch von gravitativen Dichte- und Schuttströmen beeinflusst wurde (Steinich 1967, 1972; Herrig et al. 1996; Reich & Frenzel 2002; Reich et al. 2005, 2018; Schnick 2025).

Laufende Untersuchungen zielen darauf ab, zu klären, anhand welcher Fazieskriterien zwischen den verschiedenen genetischen Sedimenttypen der Kreidezeit unterschieden werden kann. In einem ersten Schritt wurden mehrere Kurzprofile von leicht zugänglichen Kliffabschnitten an der Ostküste der Halbinsel Jasmund kartiert und

graphisch illustriert (Abb. 8). In einem zweiten Schritt erfolgt eine Karbonat-Mikrofaziesanalyse, um zwischen Pelagiten, Konturiten und gravitativen Resedimenten zu unterscheiden. Insgesamt wurden sieben Faziestypen (F1-7) identifiziert, von denen im Folgenden drei exemplarisch vorgestellt werden (Abb. 8).

Pelagite, also Sedimente, die durch den quasi-permanenten Niederschlag (Regen) von Skelettelementen planktischer Organismen entstehen, werden durch die Fazies F1 repräsentiert. F1 besteht überwiegend aus disartikulierten

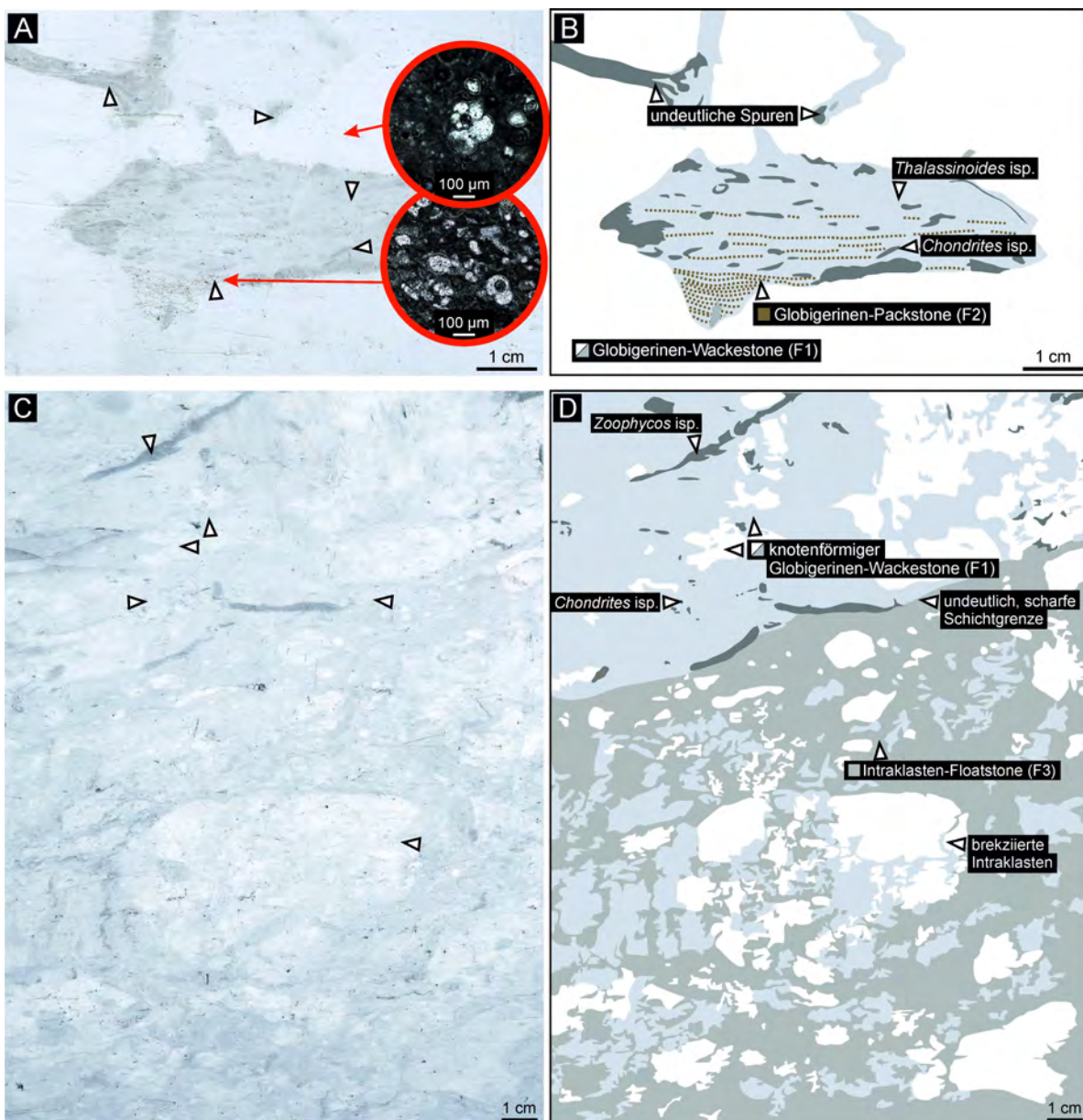


Abb. 8: A-B Weiß-gräulich, bioturbirte Kreide: Globigerinen-Wackestone (F1) und beige-graue, feinlamierte Kreide: Globigerinen-Packstone (F2). C-D Knotenförmige, weiß-gräuliche Kreide: Globigerinen-Wackestone (F1) und konglomeratische Kreide: Intraklasten-Floatstone (F3).

Kalkalgen (Coccolithen), Foraminiferen (Globigerinen) sowie isolierten, kalkigen Überresten von marinen Invertebraten und wird als Globigerinen-Wackestone klassifiziert. Charakteristisch für F1 ist die intensive Bioturbation, wodurch potentielle primäre Sedimentstrukturen in der Regel nicht erhalten sind. Wühl- und Grabspuren, wie *Thalassinoides* isp., *Zoophycos* isp. und *Chondrites* isp., wurden in der Regel sekundär verfüllt und oftmals von im Sediment lebenden Organismen erneut durchwühlt (Abb. 8A/B). Diese Fazies dominiert in allen Kliffabschnitten an der Ostküste und im Binnenland der Halbinsel Jasmund.

Darüber hinaus sind Konturite, also Ablagerungen tiefmariner Bodenströmungen, in einigen Profilabschnitten überliefert. Diese bestehen aus mikrobioklastischen, oft feinlaminierten Globigerinen-Packstones (Fazies F2) und *in-situ* Anreicherungen von Intraklasten (Abb. 8A/B). F2 kommt als Füllung von Spuren- und Grabgängen vor, wohingegen intraklastische Rückstandsbildungen meist in Verbindung mit ausgehöhlten und unterminierten Hartgründen (Schichtlücken) überliefert sind. Beide Faziestypen weisen auf (zeitweilig) erosive Bodenströmungen hin. Unterminierte Hartgründe wurden hauptsächlich in den Kreide-Komplexen IV-VIII, IX-XIV und XXII-XXV dokumentiert.

Gravitative Resedimente, also Ablagerungen, die durch hangabwärts gerichtete Massenbewegungen unter dem Einfluss der Schwerkraft entstehen, sind durch die Fazies F3 repräsentiert. F3 besteht aus grob- bis feinkörnigen, schlecht bis gut gerundeten und teilweise brekziierten Intraklasten, die unregelmäßig verteilt in einer grauen, schlammigen Matrix aus Globigerinen-Wackestone schwimmen und als Schuttstromablagerung interpretiert werden (Abb. 8C/D). Solche Debrite sind in allen Kreide-Komplexen der Halbinsel Jasmund (meist diskonform) eingeschaltet.

Bisher ist nicht vollständig geklärt, welche hydrodynamischen Bedingungen zum Zeitpunkt der Bildung von Konturiten (F2) und gravitativen Resedimenten (F3) vorlagen, inwieweit sich diese Sedimente mit reflexionsseismischen Offshore-Daten stratigraphisch korrelieren lassen und wie Bodenströmungen das Verhalten von grabenden Organismen beeinflusst haben.

Halt 4: Strukturentwicklung im südlichen Glazitektonischen Komplex von Jasmund (Lenzer Bach)

Seit Jahrzehnten stellt der Glazitektonische Komplex von Jasmund (JGC) ein anspruchsvolles Forschungsobjekt dar, insbesondere aufgrund seiner Komplexität und seiner individuellen Architektur im Vergleich zu anderen pleistozänen und rezenten glazitektonischen Komplexen (e.g. Pedersen 2005, 2014; Benediktsson et al. 2008; Phillips et al. 2008; Pedersen & Boldreel 2017; Vaughan-Hirsch & Phillips 2017). Auf der Grundlage von Profilbilanzierungen entlang der Ostküste (südlicher JGC) und der Quantifizierung des Ausmaßes von Faltung und Bruchtektonik konnten neue detaillierte Einblicke in die Deformationsgeschichte des JGC gewonnen werden (Gehrmann et al. 2022). Die Ergebnisse zeigen wie das Verständnis der strukturellen Entwicklung Jasmunds von der Anwendung etablierter strukturgeologischer Methoden zur Analyse von orogenen Falten- und Überschiebungsgürteln profitiert.

Der südliche JGC stellt einen glazitektonischen Falten- und Überschiebungsgürtel dar. Der Décollement-Bereich liegt in der proximalen Zone bei etwa -90 m und -105 m NN, im Hauptteil jedoch tiefer, bei etwa -120 m NN. Mehrere Mulden-Sattel-Paare bilden das strukturelle Inventar des proximalen Bereichs. Die zentralen und distalen Bereiche sind durch einen komplexen Imbrikationsfächer mit Duplex-Stapeln gekennzeichnet. Satellitenstörungen treten häufig in Hangendantiklinalen auf. Abb. 9 zeigt das beschriebene Strukturinventar am Beispiel des Gakower und des Wissower Ufers.

Nach der Bildung des nördlichen JGC bewegte sich ein Eislobus am südlichen Rand des Skandinavischen Eisschildes lokal von Südosten nach Nordwesten (Gehrmann 2018; Gehrmann et al. 2022). Die Strukturanalyse und der Abgleich der bilanzierten Profile mit geomorphologischen Informationen zeigten, dass ein lokaler Gletschervorstoß aus Süden zur Bildung der Überschiebungen führte, die überwiegend nach S/SW einfallen (Abb. 3). Die strukturelle Entwicklung des südlichen JGC ist durch ein zeitliches Kontinuum störungsgebundener Falten gekennzeichnet, die sich von Abscherungsfalten über Störungs-

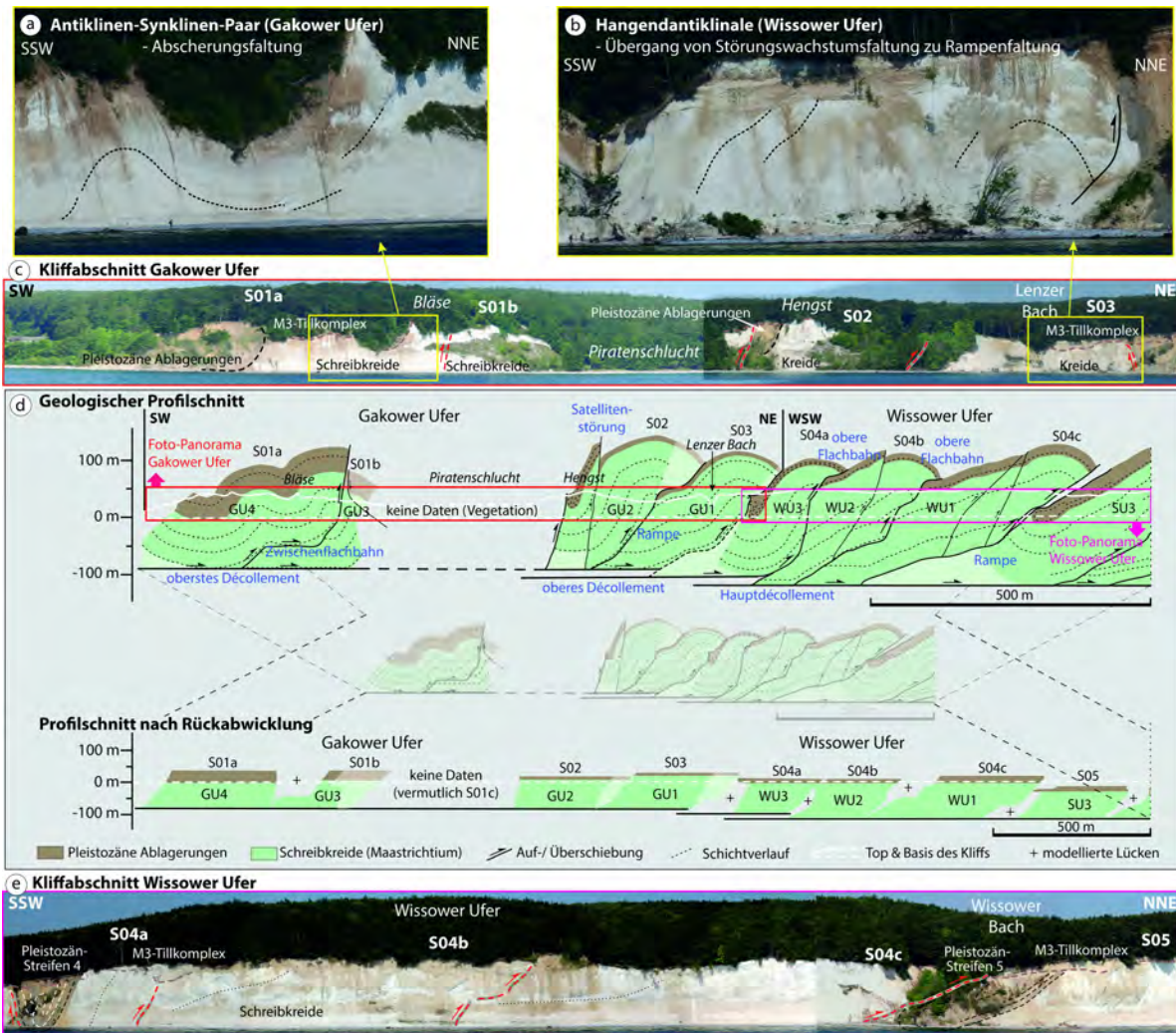


Abb. 9: Strukturbau der Abschnitte Gakower und Wissower Ufer. Die Abkürzungen S01 bis S05 sind von Steinich (1972) übernommen. (a) Exemplarisches Aniklinien-Synklinen-Paar am Gakower Ufer. (b) Exemplarische Hangendantiklinale des Wissower Ufers. (c) Panoramaaufnahme des Gakower-Ufer-Profiles. (d) Geologischer Profilschnitt des Gakower-Ufer- und Wissower-Ufer-Profiles zusammen mit dem rückabgewickelten Profilschnitt. (e) Panoramaaufnahme des Wissower-Ufer-Profiles (nach Gehrman et al. 2022, verändert).

wachstumswachstumsfalten zu Rampenfalten entwickelten.

Die Lokalität des Lenzer Bachs (54°31'39.9"N 13°40'23.1"E) ist Teil des Übergangs vom Gakower Ufer zum Wissower Ufer und repräsentiert den südlichen, proximalen Bereich des südlichen JGC. Der Bach liegt im südlichen Schenkel der Hangendantiklinale von Rampenfalte GU1 (Abb. 9). Unmittelbar nördlich schließen sich die Rampenfalten des Wissower Ufers an, beginnend mit der eindrucksvollen Liegend-synklinale des Überschiebungsblocks WU3.

Unter Anwendung der Software Move wurden Profilschnitte des Kliffs im südlichen JGC und Teilen des nördlichen JGC erstellt (Beispiel in

Abb. 10a). Dabei waren die Profilschnitte von Steinich (1972) und insbesondere die Feuersteinhorizonte die Grundlage der Strukturanalyse. Um geometrische Fehler zu minimieren, wurden die vorhandenen Profilschnitte überprüft und so projiziert, dass die Profile parallel zur Transportrichtung ausgerichtet waren, also senkrecht zum Streichen der jeweiligen Überschiebungen. Die jeweiligen Projektionswinkel wurden aus der Orientierung lokaler Überschiebungen am Kliff und Höhenrücken im digitalen Geländemodell abgeleitet.

Gehrman et al. (2022) testeten verschiedene Schritte der kinematischen Rückabwicklung sowie unterschiedliche Algorithmen – insbesondere

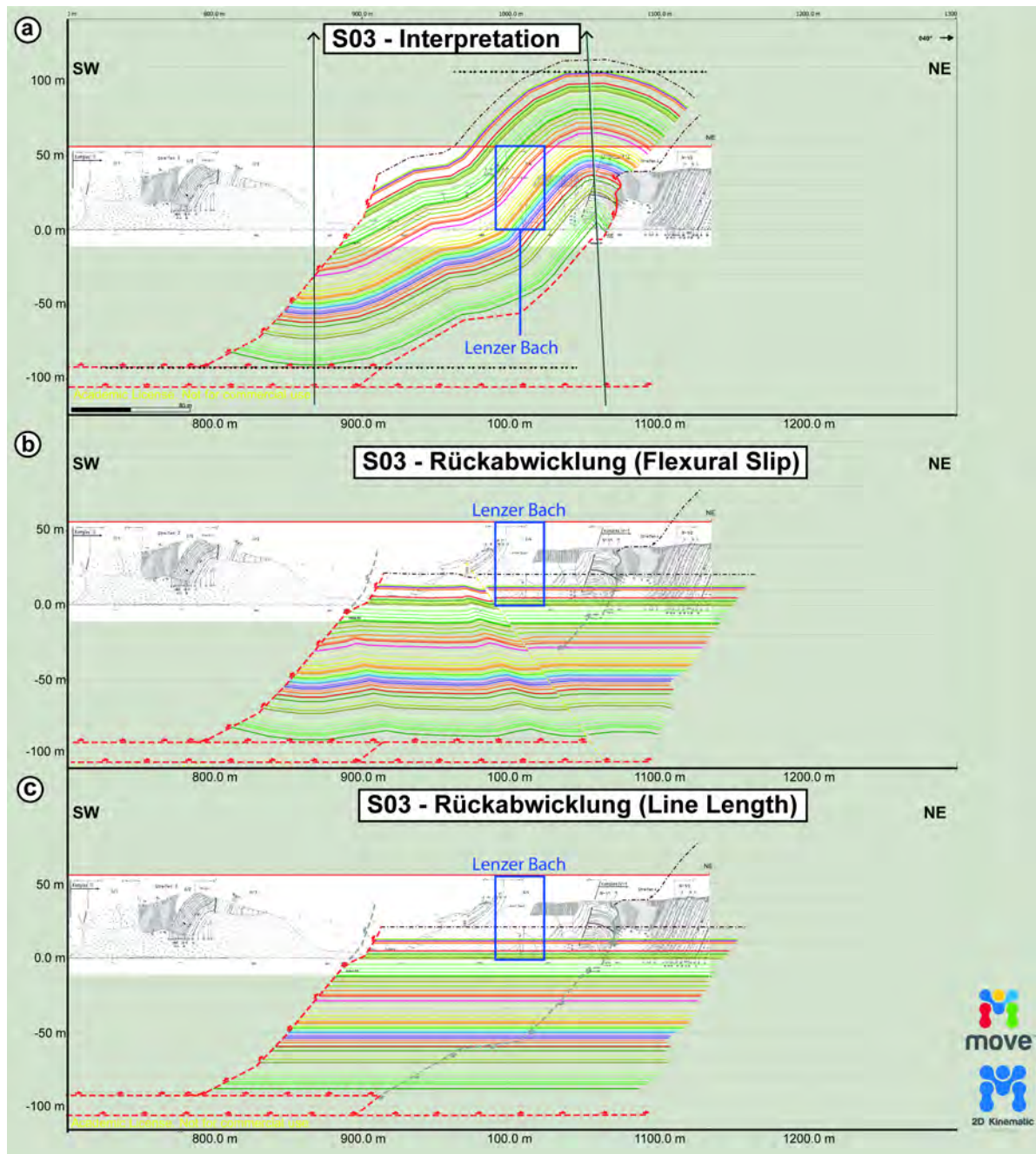


Abb. 10: Zusammenfassung methodischer Schritte der Interpretation und Rückabwicklung von Abschnitt S03 (Streifen 3) mit dem Lenzer Bach. **(a)** Projizierter und interpretierter Profilschnitt. Der vertikale Pfeil (pin) am vorderen Ende im Südwesten wurde im Kern der Liegendsynklinale platziert, um den ersten Schritt der Flexural-Slip-Faltenglättung vorzubereiten. Der nahezu vertikale Pin im Kern der Hangendantiklinale wurde für den zweiten Flexural-Slip-Schritt sowie für die Line-Length-Modellierung benötigt. Die schwarz gestrichelten Linien dienen als geometrische Vorlagen (target lines) für den Flexural-Slip-Workflow. **(b)** Ergebnis der Rückabwicklung durch die Anwendung des Flexural-Slip-Algorithmus. **(c)** Ergebnis der Rückabwicklung durch die Anwendung des Line-Length-Algorithmus. Die von Steinich (1972) konstruierten Profilschnitte sind im Hintergrund jedes Schrittes dargestellt (nach Gehrmann 2018, verändert).

re Line-Length im Vergleich zu Flexural-Slip. Basierend auf der Datengrundlage mit den detaillierten Profilschnitten von Steinich (1972), erfolgte eine zweidimensionale Modellierung.

Die rückabgewickelten Profilschnitte wiesen nach Anwendung des Flexural-Slip-Algorithmus weiterhin kleinere Restfalten auf, die anschließend manuell angepasst werden konnten

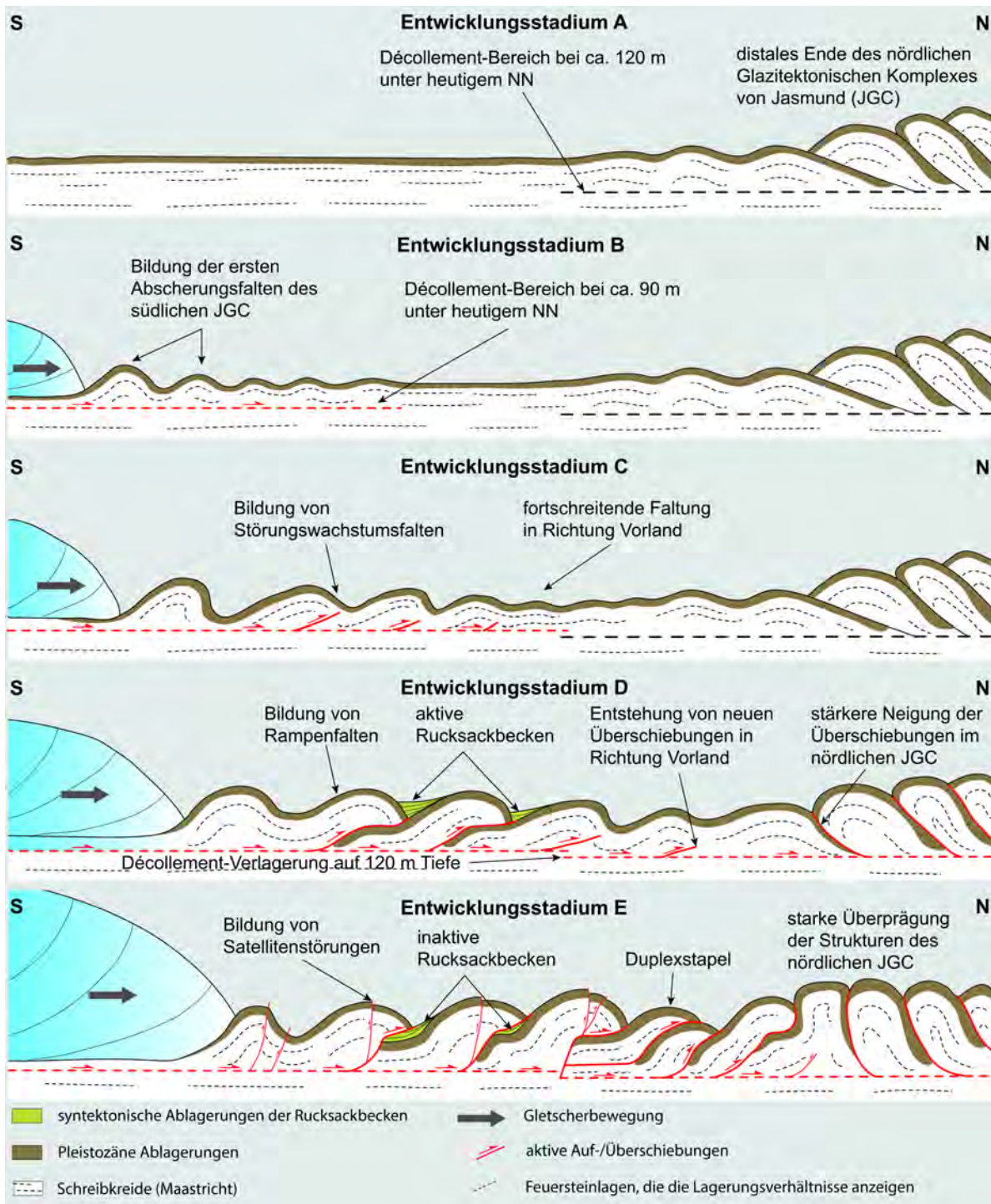


Abb. 11: Vereinfachtes Modell der Strukturentwicklung des südlichen glazitektonischen Komplexes von Jasmund in der zweiten Entwicklungsphase (allgemeine Gletscherbewegung von SE nach NW) basierend auf dem mehrphasigen Modell von Gehrmann & Harding (2018). Die Entwicklung wird in einer Abfolge glazitektonischer Stadien dargestellt, die die nach außen fortschreitende proglaziale Deformation verdeutlichen. **A** Situation nach der Bildung des nördlichen JGC und vor der Bildung des südlichen JGC; **B** Abscherungsfaltung vor dem vorrückenden Gletscher; **C** Übergang zu Störungswachstumsfaltung durch die Fortsetzung des Gletschervorstoßes; **D** Rampenfaltung, Neubildung von Falten und Überschiebungen in Richtung Vorland, die zur Versteilung der Überschiebungen im nördlichen JGC führt; **E** Entwicklung komplexerer Strukturen wie Satellitenstörungen und Duplexstapeln infolge fortschreitender Deformation durch anhaltenden Gletschervorstoß sowie Überprägung der Strukturen im nördlichen JGC. Das Modell ist nicht maßstabsgetreu und auf wenige Schuppen reduziert, die die markantesten Strukturen repräsentieren, die durch die glazitektonische Faltung und Überschiebung entstanden sind (nach Gehrmann et al. 2022, verändert).

(Abb. 10b). Der Algorithmus berücksichtigt Veränderungen in den Schichtmächtigkeiten (Abstände der Feuersteinhorizonte). Zwar kann dies mit dem Line-Length-Algorithmus nicht umgesetzt werden, dafür führt er mit einer konsequenten Faltenglättung zu einem schnellen Ergebnis (Abb. 10c). Line-Length erleichtert die Berechnung der horizontalen Verkürzung und wurde daher als Hauptalgorithmus bei der Rückabwicklung bevorzugt. Für die meisten Kliffabschnitte wurde der Modellierungs-Workflow mit Flexural-Slip begonnen, um individuelle Schichtungsmerkmale zu erfassen. Anschließend wurde ein weiterer Workflow unter vollständiger Verwendung der Line-Length-Funktion durchgeführt.

Die Strukturentwicklung des gesamten südlichen JGC ist schematisch in Abb. 11 dargestellt. Die gesamte horizontale Verkürzung des südlichen JGC beträgt 5510 m (49,1 %, von 11.230 m auf etwa 5.720 m Länge). Die Aufteilung der Deformationsmechanismen in Faltungs- und Störungsanteile zeigte, dass die störungsgebundene Verkürzung entlang des Décollements und der Überschiebungen im gesamten Profil gegenüber der Faltung dominierte. Allerdings war der Faltungsanteil im proximalen Bereich höher als in den zentralen und distalen Bereichen. Basierend auf der Klassifikation des Strukturbaus von Endmoränen bzw. glazitektonischen Komplexen von Boulton et al. (1999), kann der südlichste, proximale Teil des südlichen JGC als falten- und überschiebungsdominiert eingeordnet werden. Er geht nach Norden in überwiegend überschiebungsdominierte Bereiche über.

Der südliche JGC weicht durch eine Reihe struktureller Anomalien von klassischen glazitektonischen Komplexen ab, wie etwa der massiven Deformation und horizontalen Verkürzung in der distalen Zone sowie einer schrittweisen Absenkung des Décollements nach außen. Darüber hinaus zeigt das Profil nach Rückabwicklung Lücken am frontalen Ende bestimmter Schuppen. Diese Ergebnisse könnten eine Überlagerungsdeformation (superimposed deformation) innerhalb des glazitektonischen Komplexes widerspiegeln.

Halt 5: Weichselzeitliche prä-, syn- und postkinematische Sedimentation (Pleistozän-Streifen 4)

Nördlich von Sassnitz ist der strukturell bedingte, charakteristische Wechsel zwischen steil aufragenden weißen Kreidekliffs (Kreide-Komplexe) und eingeschalteten pleistozänen Ablagerungen (Pleistozän-Streifen) deutlich ausgeprägt (Gehrmann et al. 2022). Der markante Pleistozän-Streifen 4 am Lenzer Bach veranschaulicht exemplarisch die pleistozäne Ablagerungs- und Deformationsgeschichte des Glazitektonischen Komplexes von Jasmund (Mehlhorn et al. 2019; Kenzler & Hüneke 2019).

Pleistozän-Streifen 4 ist durch eine NE-vergente Synklijalstruktur charakterisiert, die zusammen mit der angrenzenden Kreide Teil des Glazitektonischen Komplexes von Jasmund ist (Halt 4). Der stratigraphische Kontakt zwischen der Kreide und dem Pleistozän ist am NE-Schenkel der Synklinale ungestört aufgeschlossen. Die Kreide wird hier parakonform von glazialen Diamikten (M1 und M2) und geschichteten Schluff-, Sand- und Kiesablagerungen (I1 und I2) überlagert (Abb. 12). Diese Wechsellagerung lässt sich über einen Adventivsattel im Kern der Synklinale bis in den SW-Schenkel verfolgen, der von einer steilen Aufschiebung begrenzt wird. Im Topbereich des Kliffs findet sich die für Jasmund typische glazitektonische Winkeldiskordanz, die mit der Heraushebung des glazitektonischen Komplexes und der damit verbundenen Erosionsprozesse entstand (Gehrmann et al. 2022; Kenzler et al. 2023). Über dieser Winkeldiskordanz folgen subhorizontal lagernde, überwiegend diamiktische Einheiten mit hohem Kreideanteil (M3-Einheit). An der Basis dieser M3-Einheit treten lokal feuersteinreiche Konglomerate in Rinnenstrukturen auf, die vor allem in den angrenzenden Kreidesätteln tief eingeschnitten sind. Sie wurden vermutlich subglazial gebildet und gefüllt.

Die glazitektonische Diskordanz trennt somit die prä-kinematisch abgelagerten Sedimente (Kreide, M1-I2) von den postkinematisch gebildeten Sedimenten (M3-Komplex). Letztere wurden von der glazitektonischen Deformation nicht mehr erfasst. Darüber hinaus sind an mehreren Orten im glazitektonischen Komplex auch synkinematische Sedimente erhalten, beispiels-

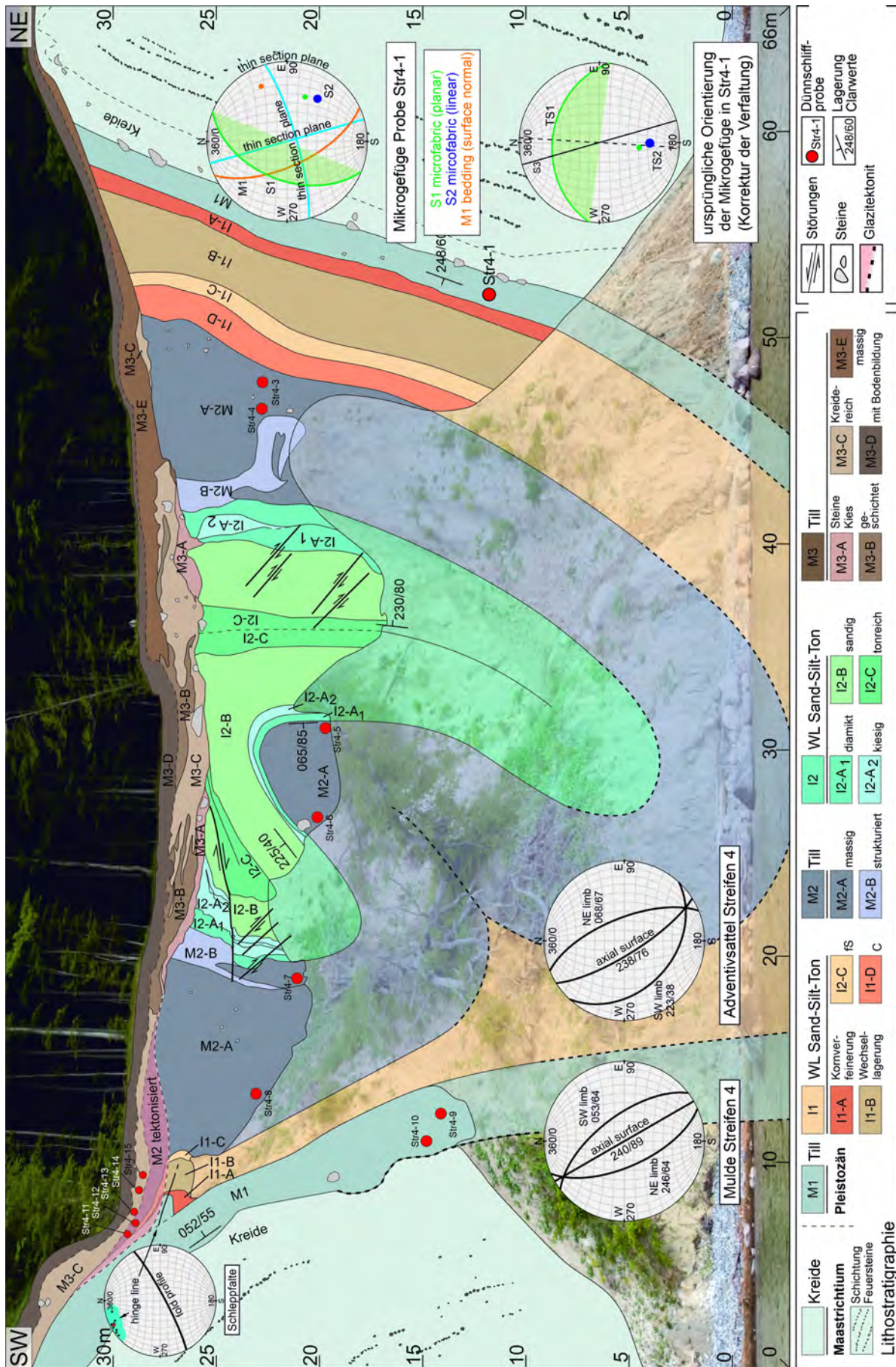


Abb. 12: NE-vergente Faltenstruktur des Pleistozän-Streifens 4 am Lenzer Bach (Mehlhorn et al. 2019).

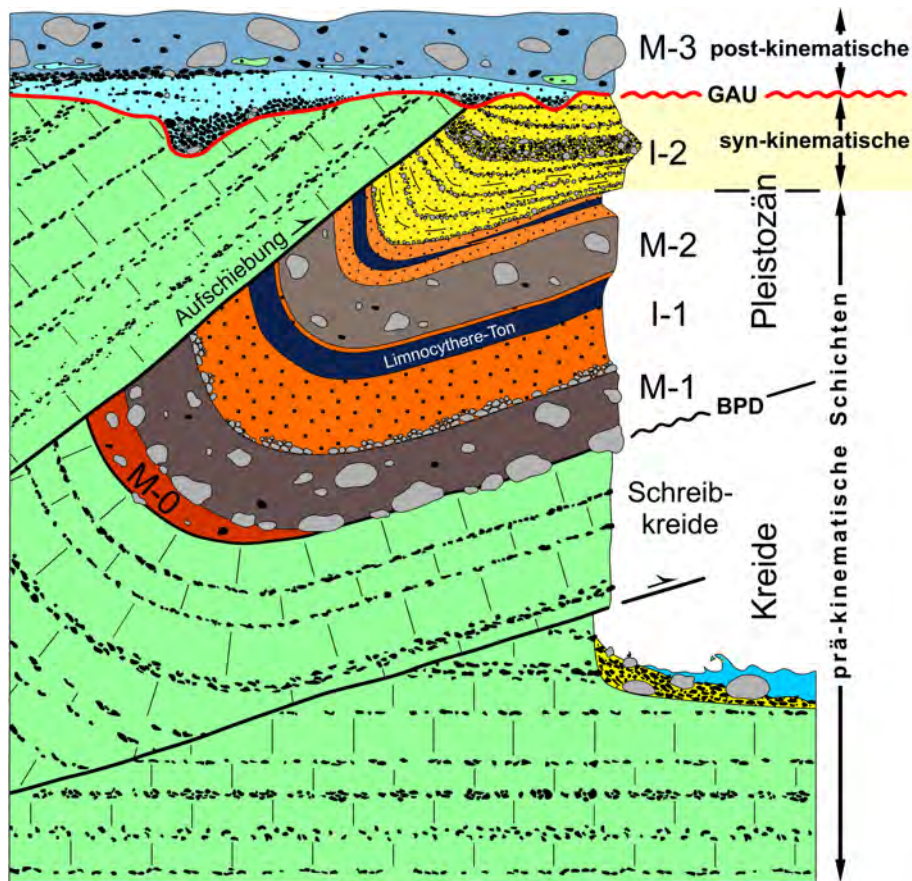


Abb. 13: Tektono-stratigraphisches Schema der Halbinsel Jasmund (nach Krauß et al. 2023, verändert), einschließlich synkinematischer I2-Sedimente als Kennzeichen der glazitektonischen Verschuppung (Plonka et al. 2022; Kenzler et al. 2023). GAU – Glazitektonische Winkeldiskordanz.

weise am Stubbenhörn nahe dem Königsstuhl (Kenzler et al. 2023) und am Kliff von Dwasieden (Plonka et al. 2022; siehe Halt 10). Das tektono-stratigraphische Schema in Abb. 13 illustriert das Vorkommen von synkinematischen I2-Sedimenten unterhalb der Diskordanz, die eine ausklingende Faltung widerspiegeln und erhebliche laterale Mächtigkeitsschwankungen zeigen. Es sind vor allem Bildungen kleinräumiger Alluvialfächer, die an den distalen Flanken der (Hangend-)Antiklinalen ansetzen und durch einen zunehmenden Eintrag von Klasten aus der exhumierten Kreide gekennzeichnet sind (Plonka et al. 2022; Kenzler et al. 2023).

Die zeitliche Einstufung der pleistozänen Sedimente konnte in den letzten 15 Jahren mit Hilfe von zahlreichen Lumineszenz-Datierungen deutlich verbessert werden (Kenzler et al. 2015, 2017, 2018, 2022, 2023; Plonka et al. 2022; Krauß et al. 2023). So deuten die Ergebnisse darauf hin (Abb. 14), dass der liegende Till M1 höchstwahrscheinlich im Saale-Komplex zur Ab-

lagerung kam. Die geochronologischen Datierungen zeigen in Kombination mit sedimentologischen und paläontologischen Untersuchungen, dass die fluvialen und lakustrinen Sedimente der I1 Einheit während des marinen Isotopenstadiums 3 und 2 (MIS 3-2) entstanden sind, also während des Weichselglazials. Sowohl die Ablagerung der M2- und I2-Einheiten als auch die Entstehung des glazitektonischen Komplexes von Jasmund geschahen während des Weichselhochglazials (MIS 2; Kenzler et al. 2022; Krauß et al. 2023). Die Lumineszenz-Alter der synkinematischen I2-Sedimente aus dem nördlichen (~ 21-19 ka) und südlichen (~ 21-22 ka) glazitektonischen Komplex sprechen zusammen mit geomorphologischen Analysen und seismischen Offshore-Daten für eine mehrphasige Deformation im Zuge eines einzigen, SW-gerichteten Vorstoßes des Fennoskandischen Inlandeises während der Pommerschen Phase (Gehrmann & Harding 2018; Kenzler et al. 2023; Krauß et al. 2023; Haimerl et al. 2024).

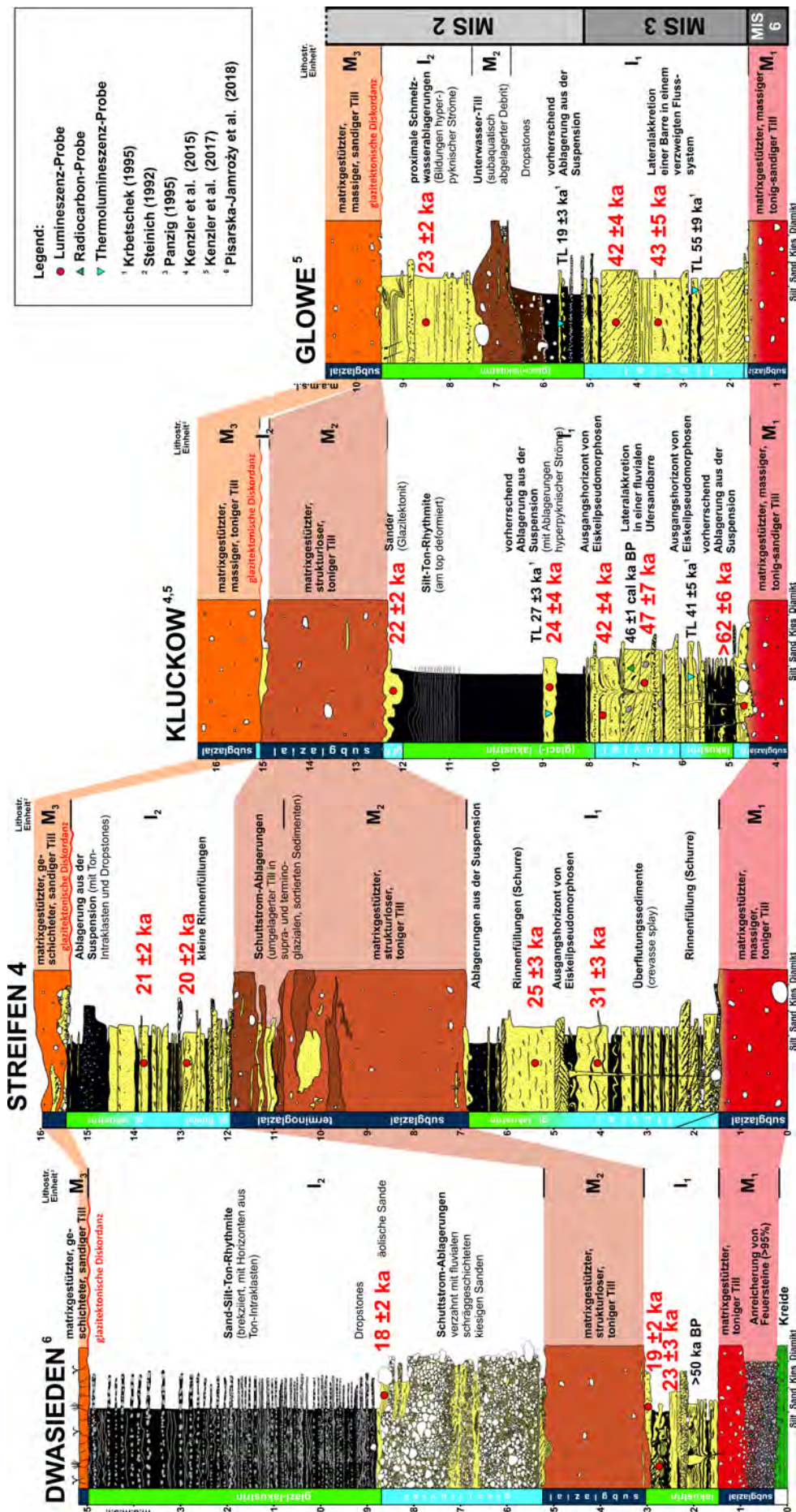


Abb. 14: Korrelation von pleistozänen Schlüsselprofilen der Halbinsel Jasmund, auf der Grundlage von lithostratigraphischen Merkmalen, Altersdatierungen und Kleingeschiebeanalysen (nach Kenzler & Hüneke 2019, verändert). Zwischen mehreren Diamikten (M1, M2, M3) sind zwei lithostratigraphische Einheiten aus geschichteten Sedimenten (I1 und I2) erhalten, die während des MIS 3 und MIS 2 abgelagert wurden. Die untere Einheit (I1) kann über ganz Jasmund korreliert werden, während die obere (I2) nach Nordwesten ausläuft.

Geofahren/Massenbewegungen

Massenbewegungen sind an den Steilküsten Mecklenburg-Vorpommerns keine Seltenheit, sondern landschaftsprägend. Als Ursachen sind seeseitige (Küstenerosion) und landseitige Faktoren (Küstenerfall) zu unterscheiden. Zu letzteren gehören neben dem geologisch-geomorphologischen Bau auch hydrologische und hydrogeologische Bedingungen (ober- und unterirdischer Wasserabfluss; vgl. Obst & Schütze 2006). Die Hangstabilität an den Steilküsten wird durch äußere Einflüsse, z.B. Wellenschlag, Starkregen oder Frost vermindert. Wechselnde Temperaturen und Wassergehalte führen zu Spannungsveränderungen in den Hängen. Aber auch anthropogene Eingriffe, u.a. die Rodung des Küstenschutzwaldes, können sich negativ auswirken.

Anfällig für Massenbewegungen sind stark geklüftete Gesteine, wie z.B. die eistektonisch beanspruchten Schollen aus Rügener Schreiekreide sowie die auflagernden pleistozänen Ablagerungen an der Küste Jasmunds. Rutschungen treten bevorzugt im Übergang vom Winter zum Frühjahr auf, infolge extremer Niederschlagsereignisse können sie aber auch in den Sommermonaten vorkommen (Abb. 15).



Abb. 15: Kreideabbruch nördlich Lenzer Bach. Am Wochenende vom 28.02. zum 01.03.2026 kam es zum Abbruch von ca. 9.000 m³, vor allem von Kreide und untergeordnet von überlagernden pleistozänen Sedimenten am Steilufer zwischen Sassnitz und den Wissower Klinken. (Foto: I. Stodian, 2026)

Geofahrenkataster Mecklenburg-Vorpommern

Identnummer	1108	Geofahr	Rutschung
Name	Stadtstrand Sassnitz (Wedding)	Jahr	
TKZS:	1447	TKZS-Name	Sassnitz
Rechtswert:	33413595	Bezugspunkt	Höchster Punkt der Abbruchk.
Hochwert:	6042104	Höhe [m NN]	3
Koordinatensystem	UTM	Hohenfindung	Karte
Koordinatenfindung	GPS	Bearbeiter	M. Wahe
Aufnahmedatum	22.08.2007	Status	geprüft

Geologie

Ereignis: Primärerosion

Prozess: Rutschprozess

Geologie: Steilhang

Stratigraphie: Pleistozän

Gesteinsbezeichnung: Lockergestein

genetische Bezeichnung:

Geofahren Ereignis anzeigen:

Datensatz:

Abb. 16: Beispiel aus dem Geofahrenkataster Mecklenburg-Vorpommern. Dargestellt sind Informationen zu Rutschungen im Bereich Wedding am östlichen Ortsausgang von Sassnitz.



Abb. 17: Kliffprofil zwischen Sassnitz Wedding und Piratenschlucht, berechnet als Szene einer temporalen Punktwolke basierend auf Befliegungsdaten mittels Drohne. Durch Verschneidung verschiedener Szenen können multitemporale, koregistrierte Punktwolken als Grundlage für Veränderungsdetektionen und Strukturanalysen von Kliffabschnitten photogrammetrisch abgeleitet werden.

An den Steilküstenabschnitten werden systematische Geländeuntersuchungen zur Inventarisierung von Massenbewegungen durchgeführt, die Ergebnisse fließen in das Geogefahrenkataster des LUNG ein (Abb. 16).

Aktuell werden geologisch unterschiedlich aufgebaute Küstenabschnitte mittels Drohnen periodisch befliegen und aus den Aufnahmen werden Punktwolken erzeugt, die als Szenen berechnet miteinander verschnitten werden können (Abb. 17). Es können so multitemporale, koregistrierte Punktwolken als Grundlage für Veränderungsdetektion und Strukturanalysen photogrammetrisch abgeleitet werden, um die Veränderungen an den Kliffen und die Küstenrückgänge detektieren und Massenverlagerungen bilanzieren zu können (Torizin et al. 2024; Schüßler et al. 2024, 2025; Fuchs et al. 2025).

Halt 6: 3D-Mikrostrukturanalyse der Überschiebung an der Wissower-Bach-Synklinale (Pleistozän-Streifen 5)

Die Wissower-Bach-Synklinale ($54^{\circ}31,923' \text{ N}$, $13^{\circ}40,697' \text{ E}$) entstand durch großräumige Faltung und Überschiebung, die mit dem Vorstoß des Skandinavischen Eisschildes während der pommerschen W2-Phase im Zusammenhang stehen (z.B. Groth 2003; Müller & Obst 2006; Kenzler et al. 2017, 2022). Sie umfasst oberkreatazische (Maastricht) Schreibkreide sowie pleistozäne Ablagerungssequenzen (Abb. 18). Die glaziale Abfolge besteht aus drei diamikten Einheiten (Tills M1 bis M3), die von geschichteten

Einheiten (I1 und I2) aus Kies, Sand und Ton getrennt werden. Der M3-Till überlagert die älteren Einheiten diskordant.

Die NE-vergente, sehr enge bis isoklinale Synklinale ist mäßig geneigt und deformiert sowohl die Kreide als auch die prä-M3-zeitlichen glazigenen Einheiten (Abb. 18). Die ehemalige lithostratigraphische Grenze zwischen der Kreide und den pleistozänen Sedimenten am südwestlichen Schenkel der Falte wurde durch eine nach SW/WSW einfallende ($260^{\circ}/50^{\circ}$) Störung überprägt.

Die Geometrie der Synklinale und die ermittelte Bewegungsrichtung an der Überschiebung korrelieren mit der kinematischen Interpretation des südlichen Strukturkomplexes von Jasmund und einer aus Südwesten wirkenden lokalen Spannung (Gehrmann & Harding 2018; Gehrmann et al. 2022). Die Ursache der nach Norden gerichteten Imbrikation war die lokale Bewegung eines Eislobus aus südlicher Richtung.

Für ein besseres Verständnis der komplexen glazitektonischen Entwicklung wurden Proben (JA03, JA04; Abb. 18b) aus dem Bereich der Überschiebung am südwestlichen Schenkel der Synklinale genommen. Probenblöcke aus der Kreide (Teil einer Hangendantiklinale, S04c) und aus den pleistozänen Ablagerungen (Liegend-Synklinale, S05) lieferten Dünnschliffe, die mittels Mikromorphologie und mikrostruktureller Kartierung analysiert wurden (Gehrmann et al. 2017; siehe auch Phillips et al. 2011; Vaughan-Hirsch et al. 2013; Gehrmann et al. 2025a). Die Dünnschliffe wurden senkrecht zueinander

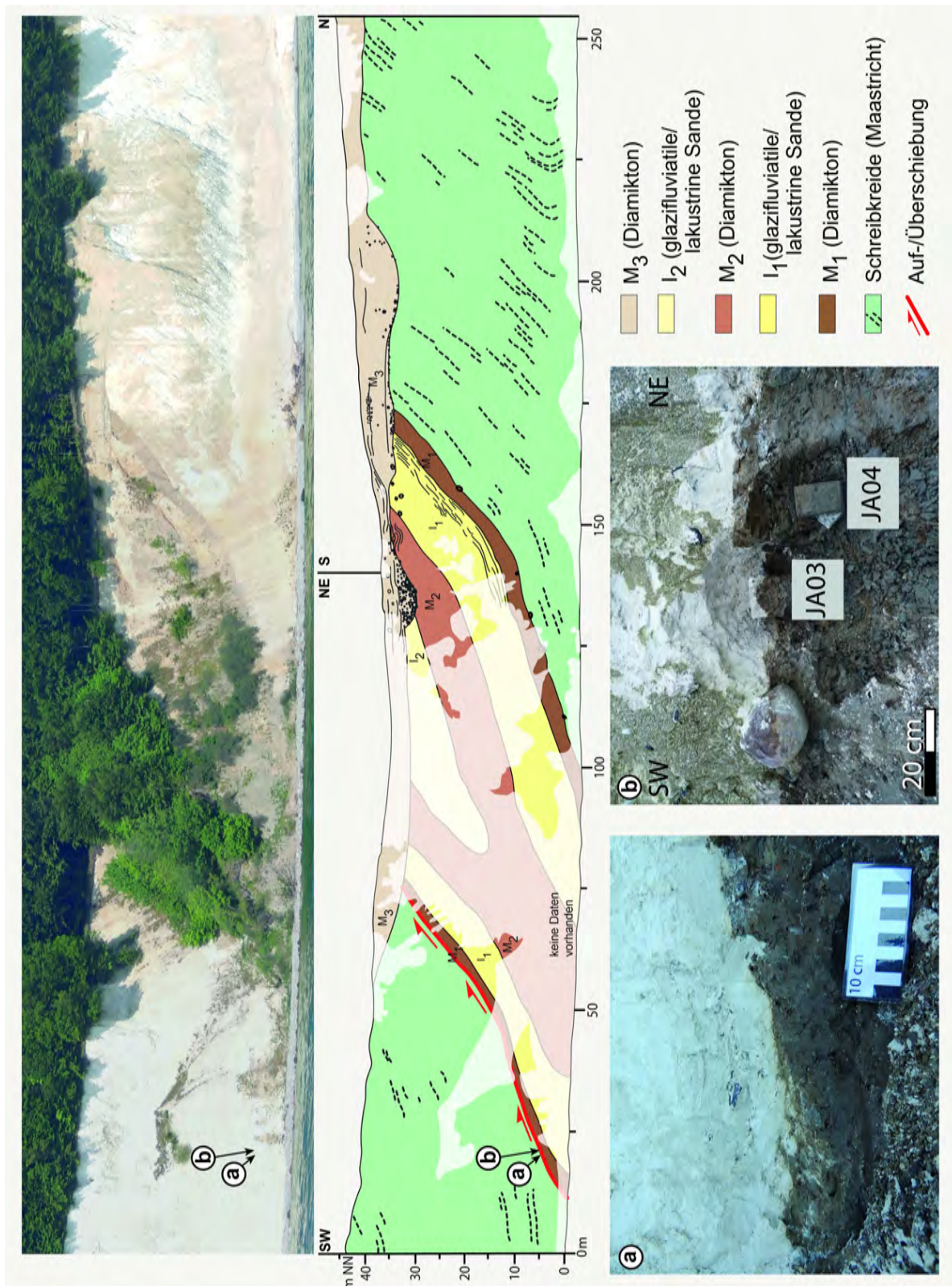


Abb. 18: Panoramabild und geologischer Profilschnitt der Wissower-Bach-Synklinale. Am südwestlichen Schenkel der Synklinale befindet sich eine nach SW einfallende Überschiebung zwischen der Schreiekreide und dem darunterliegenden pleistozänen M1-Diamikton. **(a)** Tektonischer Kontakt zwischen der Kreide und dem M1-Diamikton. **(b)** Lage der Probenblöcke JA03 und JA04 an der Überschiebung. JA03 umfasst den tektonischen Kontakt zwischen der Kreide und dem Diamikton; die darunterliegende Probe JA04 liegt innerhalb des M1-Diamiktions ca. 10 cm unterhalb der Störung (nach Gehrmann et al. 2017, verändert).

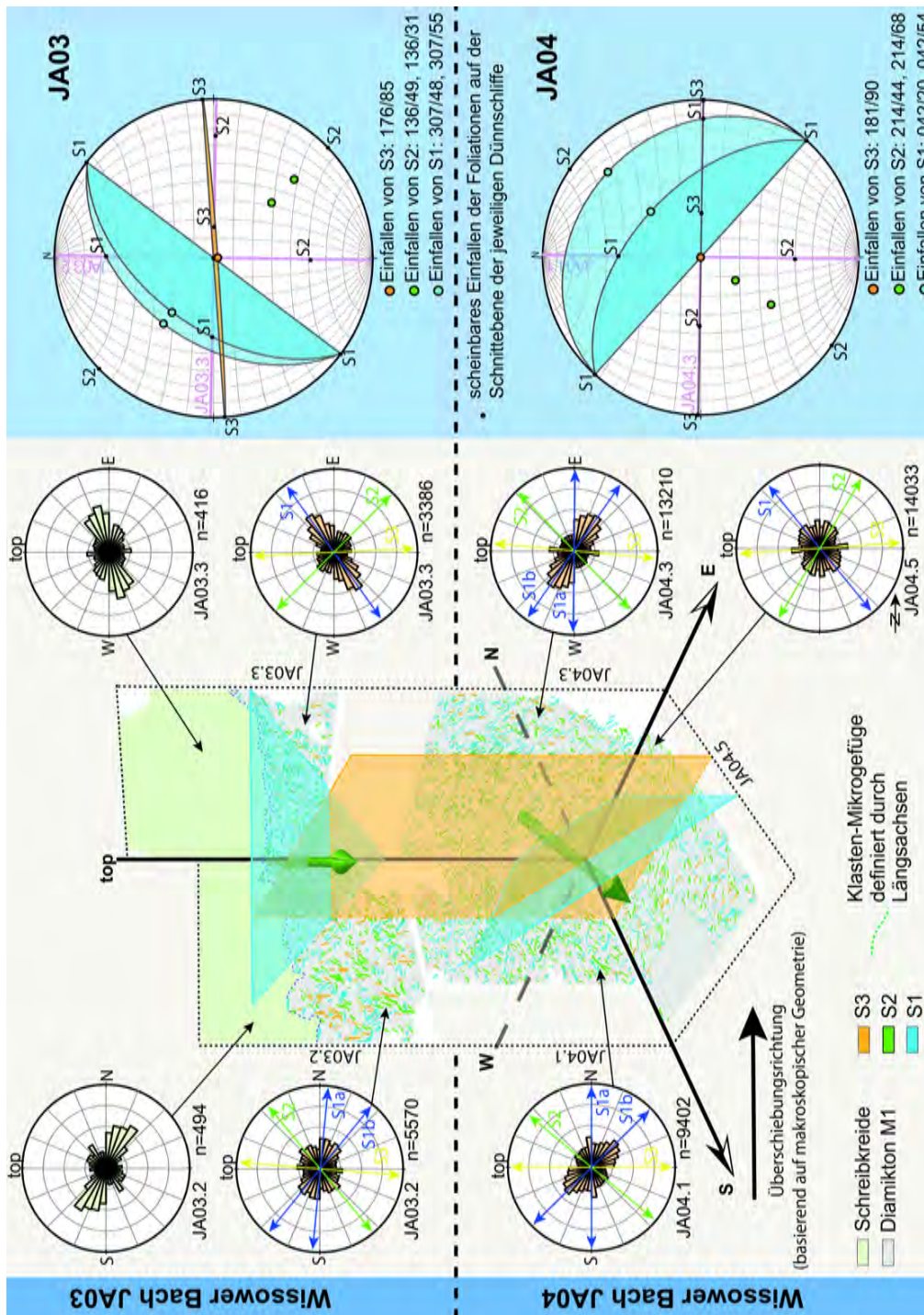


Abb. 19: 3D-Modell des Mikrogefüges am tektonischen Kreide-Diamikton-Kontakt; Proben JA03 und JA04 (vertikale Dünnsschliffe JA03.1, JA03.2, JA03.3, JA03.4 sowie horizontale Schliffe JA03.5, JA03.6; vertikale Schliffe JA04.1, JA04.2, JA04.3 und horizontaler Schliff JA04.5). Die stereographischen Projektionen zeigen die Orientierung der Mikrogefüge S1–S3, deren Charakter (linear/planar) sowie ihre räumlichen Beziehungen zueinander (nach Gehrman et al. 2017, verändert).

orientiert, wodurch die Beziehungen zwischen den verschiedenen Mikrostrukturen und Klasten-Mikrogefügen dreidimensional untersucht werden konnten (Abb. 19; Gehrman et al. 2017; siehe auch van der Meer 1993; Menzies 2000; Gehrman et al. 2025b).

Im Diamikton, das an die Störung grenzt, wurden drei verschiedene Klasten-Mikrogefüge identifiziert: ein älteres, aber dominantes S1-Gefüge; eine zweite, zu S1 senkrecht orientierte

S2-Foliation; sowie ein jüngeres, subvertikales S3-Gefüge (Abb. 19). Die 3D-Rekonstruktion zeigt, dass das dominante planare S1-Gefüge ungefähr nach Norden (NE, NW) einfällt. S2 ist ein lineares Gefüge und fällt senkrecht zu S1 nach Süden (SW, SE) ein. Das jüngste Gefüge, S3, stellt eine planare bis anastomosierende, subvertikale Foliation dar.

Die 3D-Analyse der Klasten-Mikrogefüge zeigt, dass S1 mit zunehmender Entfernung von der

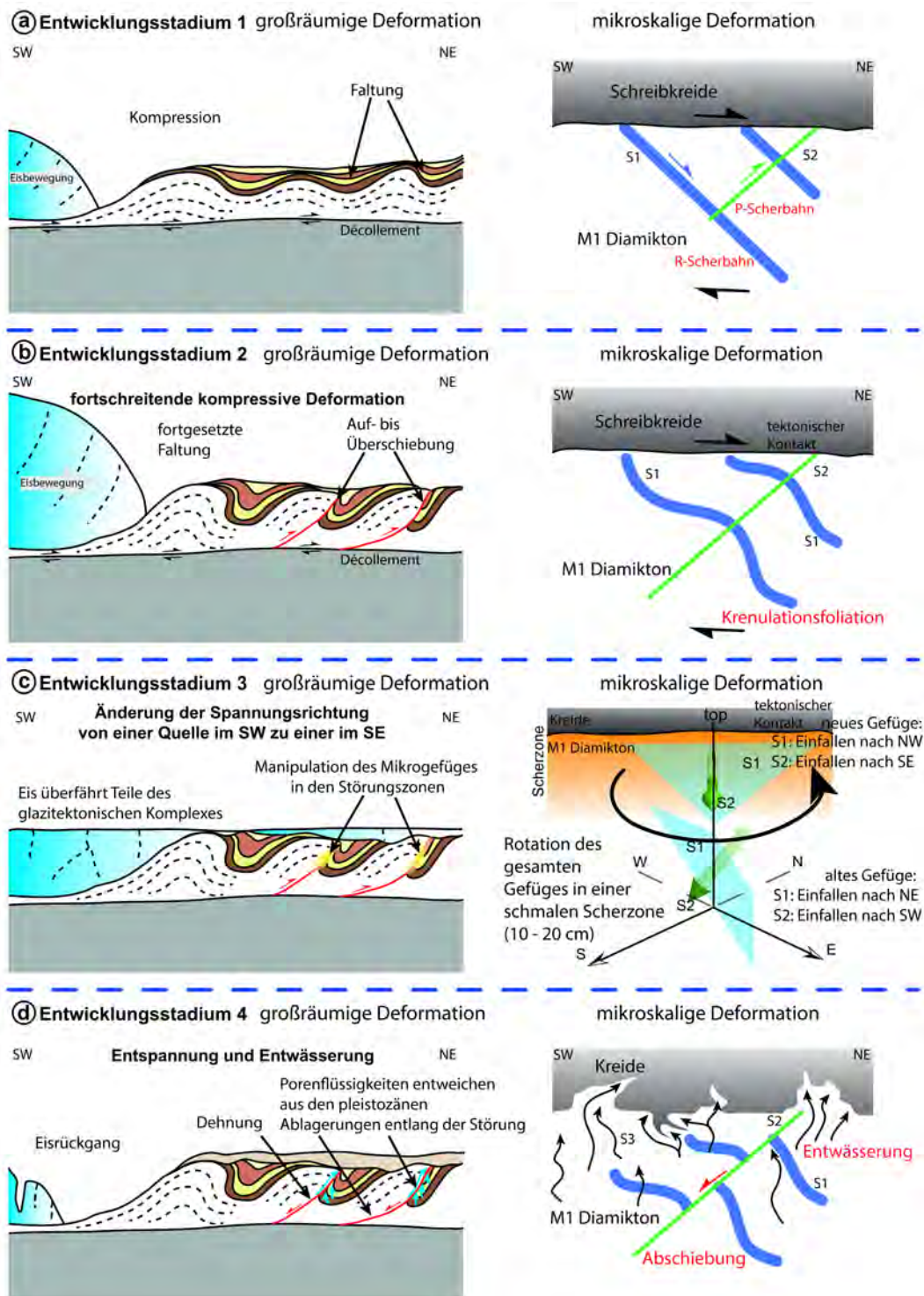


Abb. 20: Genesemodell der Wissower-Bach-Synklinale und angrenzender Strukturen einschließlich der mikrostrukturellen Entwicklung: **(a)** Ausbildung großräumiger Falten, die zur Bildung der Mikrogefüge S1 (Einfallen nach NE) und S2 (Einfallen nach SW) als Teil einer Riedel-Scherzone führen; **(b)** Fortsetzung der Faltung und Überschiebung, die eine fortschreitende Deformation von S1 (Krenulation) und S2 im mikroskopischen Maßstab bewirkt; **(c)** Rotation gegen den Uhrzeigersinn von S1 und S2 innerhalb der schmalen Scherzone (10–20 cm) der Überschiebung, vermutlich infolge der lokalen Überlagerung des glazitektonischen Komplexes durch das vorrückende Eis; und **(d)** Rückzug des Eises und damit verbundene Entspannung, die zu lokalen mikroskaligen Abschiebungsbewegungen entlang des S2-Mikrogefüges und Entwässerung des M1-Diamikttons führt. Dies hat eine duktile Deformation des tektonischen Kontakts und die Ausbildung des S3-Mikrogefüges zur Folge (nach Gehrman et al. 2017, verändert).

Störung eine Orientierungsänderung aufweist, die auf eine Rotation von etwa 70° bis 90° gegen den Uhrzeigersinn während der Deformation hindeutet (Abb. 19). In unmittelbarer Nähe zur Kreide-Diamikton-Grenze (JA03) fällt S1 in mäßigem Winkel nach NW ein. In Probe JA04 hingegen fällt S1 nach NE ein. Die S2-Domänen sind senkrecht zu S1 orientiert. Wie bei S1 zeigt auch das S2-Gefüge mit zunehmender Entfernung von der Kreide-Diamikton-Grenze eine ausgeprägte Orientierungsänderung (gegen den Uhrzeigersinn gerichtete Rotation). Das S3-Gefüge weist in beiden Proben eine relativ konstante Orientierung auf, was darauf hindeutet, dass die Ausbildung dieser Foliation nach der Deformation erfolgte, die für die Rotation der zuvor gebildeten S1- und S2-Gefüge verantwortlich war.

Die Kombination eines mikrostrukturellen 3D-Modells mit den makroskopischen Informationen ermöglicht die Rekonstruktion (a) der glazitektonischen Entwicklung der Wissower-Bach-Synklinale und (b) einer lokalen Reaktivierung der zugehörigen Überschiebungen als Reaktion auf den Eisrückzug.

Die Klasten-Mikrogefüge entwickelten sich während der großräumigen Faltung und Überschiebung. Die nachfolgende Gefügerotation in Störungsnähe ging mit einer Entwässerung des Diamiktons und Dehnung einher. Letzteres impliziert eine spätere Reaktivierung und gravitative Entspannung am südwestlichen Schenkel der Synklinale während des Eisrückzugs. Das detaillierte 4-Phasen-Modell der Bildung eines Teils des Imbrikationsfächers durch den Eisvorstoß aus Süden ist in Abb. 20 dargestellt. In diesem Modell werden die makro- und mikroskaligen Prozesse korreliert.

Halt 7: Lagerung und Stratigraphie der saale- und weichselzeitlichen Sedimente am Kliff von Dwasieden

Am Kliff von Dwasieden (54°30'02.1"N 13°36'51.7"E) ist der SE-Rand, also der proximale Bereich des südlichen Bogens im glazitektonischen Komplex von Jasmund aufgeschlossen (Ludwig 2011; Gehrmann et al. 2022; Plonka et al. 2022). Die kreidezeitlich-pleistozäne Abfolge wird hier durch die Steilküste überwiegend in

subhorizontaler Lagerung angeschnitten (Abb. 21), da der Aufschluss nahezu parallel zum Streichen des Falten- und Schuppenbaus orientiert ist (Abb. 1, 2, 3). Nur am südwestlichen Ende des Kliffs ist die Kreide in steiler Lagerung über einer Aufschiebung aufgeschlossen (Abb. 22). Diese SW-NE streichende Aufschiebung setzt sich seeseitig, in einem spitzen Winkel vor dem Kliff fort.

Im nordöstlichen Teil des Kliffs steht (nach kräftigen Winterstürmen) die Kreide an der Basis der Abfolge unmittelbar über dem Geröllstrand an (Abb. 21, 23). Durch periglaziale Bodenbildung und glazitektonische Deformation ist sie brekziiert und von siliziklastischem Material durchsetzt (Brumme 2015). Die Kreide wird parakonform vom Pleistozän überlagert, das aus saalezeitlichen und weichselzeitlichen Ablagerungen besteht (Halt 5; Brumme et al. 2019; Plonka et al. 2022; Pisarska-Jamroży et al. 2018a; Krauß et al. 2023). Die Abfolge lässt sich lithostratigraphisch durch drei diamikte Einheiten (M1, M2, M3) gliedern, die von zwei Einheiten (I1, I2) aus geschichteten Abfolgen (Kiesen, Sanden, Silt und Ton) voneinander getrennt werden (Abb. 24, 25). Die diamikten Einheiten (M1, M2, M3) repräsentieren überwiegend Traktionstills, die im Zuge polyphasiger Deformationsprozesse im Gletscherbett entstanden (Brumme et al. 2019; siehe Halt 10;).

Auf der Grundlage von Kleingeschiebeanalysen der Diamikte und OSL-Datierungen der assoziierten Sande (Panzig 1990, 1995; Pisarska-Jamroży et al. 2018a; Krauß et al. 2023), können die Traktionstills einzelnen Eisvorstößen des fennoskandischen Eisschildes zugeordnet werden (Abb. 24, 25). Der M1-Till wurde wahrscheinlich im späten Saaleglazial abgelagert (MIS 6), während der M2- und der M3-Till während des Weichselglazials (MIS 4-2) entstanden, im Zusammenhang mit dem Brandenburg- (25-22 ka) und dem Pommern-Vorstoß (20-18 ka). Die I1-Sedimente (Abb. 24) bildeten sich vor dem vorrückenden Rand des M2-Eises (OSL-Alter: 22.7 ± 1.9 bis 19.0 ± 2.3 ka), also kurz vor der Maximalausdehnung des fennoskandischen Inlandeises im südwestlichen Ostseeraum (Pisarska-Jamroży et al. 2018a; siehe Halt 9). Die I2-Sedimente (Abb. 25) entstanden zunächst durch das Rückschmelzen des M2-Eises, aber

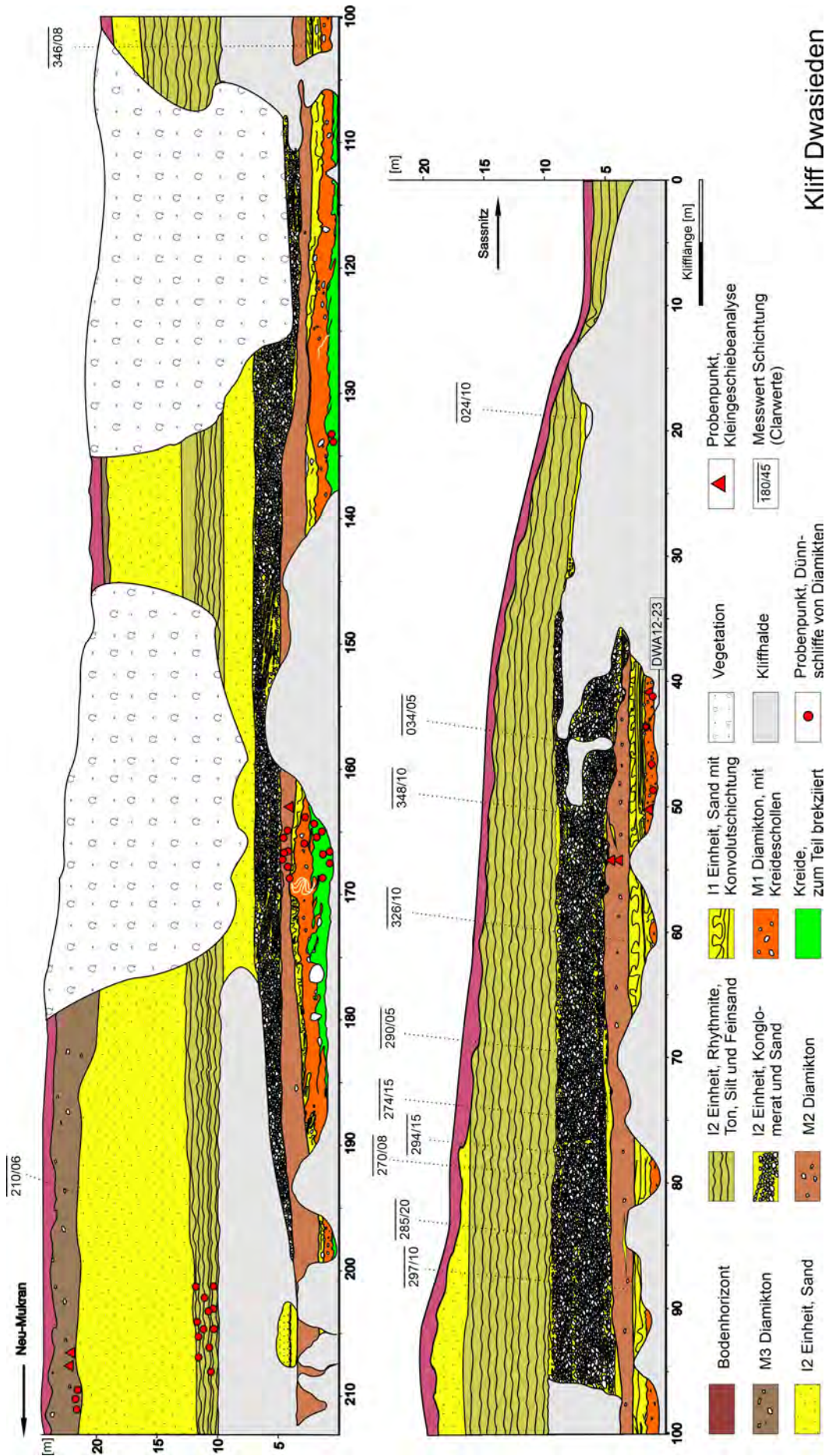


Abb. 21: Lagerung der Schichtenfolge am Kliff von Dwasieden, nach Brumme (2015), verändert und Brumme et al. (2019) mit stratigraphischer Einordnung der lithologischen Einheiten im östlichen Abschnitt.

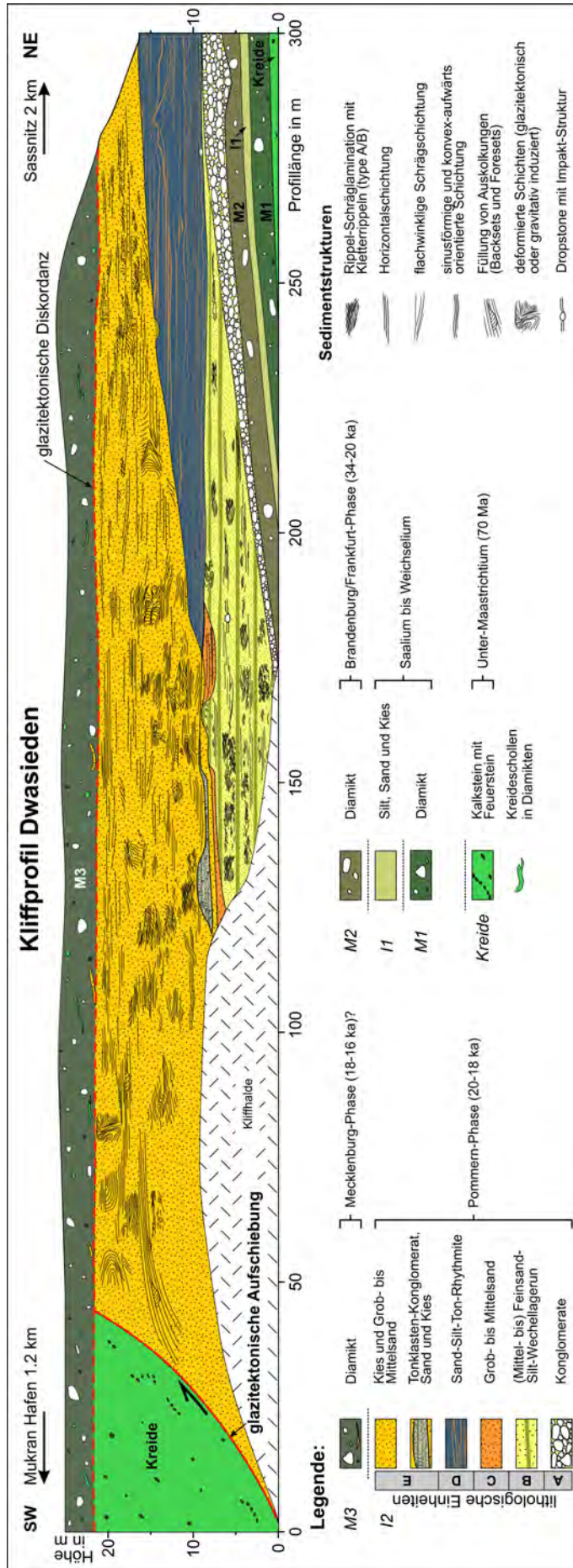


Abb. 22: Lagerung der Schichtenfolge am Kliff von Dwasieden, verändert nach Plonka et al. (2022), mit stratigraphischer Einordnung der lithologischen Einheiten und Verbreitung charakteristischer Sedimentstrukturen im westlichen Abschnitt.



Abb. 23: Basis der Pleistozän-Abfolge am Kliff von Dwasieden. Die vom M1-Till überlagerte Kreide zeigt SW-vergente Falten und Flammenstrukturen, die für eine SW-gerichtete Eisbewegung spricht.

hauptsächlich mit dem erneuten Vorstoß des M3-Eises (OSL-Alter: 22 ± 4 bis 21 ± 3 ka) (Krauß et al. 2023; siehe Halt 10). Der Glazitektonische Komplex von Jasmund entstand unmittelbar vor der Ablagerung des M3-Tills, was zur Bildung einer glazitektonischen Diskordanz an seiner Basis führte. Bedingt durch den Anschnitt der Abfolge parallel zum Strukturbau, ist die Diskordanz im nordöstlichen Teil des Kliffs jedoch nicht offensichtlich. Nur im südwestlichen Teil, im Bereich der aufgeschobenen Kreide, ist die diskordante Auflagerung klar erkennbar.

Halt 8: Seismite in weichselzeitlichen Sedimenten (Dwasieden)

In der I1-Abfolge aus glazilakustrinen und glazifluvialen Sedimenten am Kliff von Dwasieden ($54^{\circ}30'02.1''N$ $13^{\circ}36'51.7''E$) treten mehrere Horizonte mit Entwässerungsstrukturen, Belastungsmarken, sowie Ballen- und Kissenstrukturen auf (soft-sediment deformation structures). Zwei dieser Horizonte (SSDS-2, SSDS-3) wurden aufgrund ihrer strukturellen und textuellen Merkmale als Seismite interpretiert (Abb. 24),

entstanden infolge seismisch induzierter Verflüssigung und Fluidisierung (Pisarska-Jamroży et al. 2018a, 2019, 2025). Ihre Bildung wird im Zusammenhang mit Erdbeben gedeutet, die durch eine Reaktivierung von präexistierenden Verwerfungen im Raum Rügen ausgelöst wurden (Abb. 26) (vgl. Seidel et al. 2018). Ursache war wahrscheinlich die isostatische Reaktion der Erdkruste auf die schwankende Ausdehnung und Mächtigkeit des Fennoskandischen Eisschildes während des Weichselglazials.

Basierend auf den Ergebnissen von OSL-Datierungen ($22,7 \pm 1,9$ bis $19,0 \pm 2,3$ ka) wurde der obere Teil der I1-Abfolge (Abb. 24), einschließlich SSDS-3, unmittelbar vor dem letzten glazialen Maximum abgelagert (Pisarska-Jamroży et al. 2018a). Der stratigraphische Kontext und die Fazies der Sedimente verraten, dass sich die dokumentierten Seismite in einem Eisrand-nahen Ablagerungsraum bildeten, kurz bevor die Front des Fennoskandischen Eisschildes das Untersuchungsgebiet im Weichselglazial zum ersten Mal erreichte, also während einer Phase des Eisvorstoßes.

SSDS-1: Der untere Deformationshorizont mit

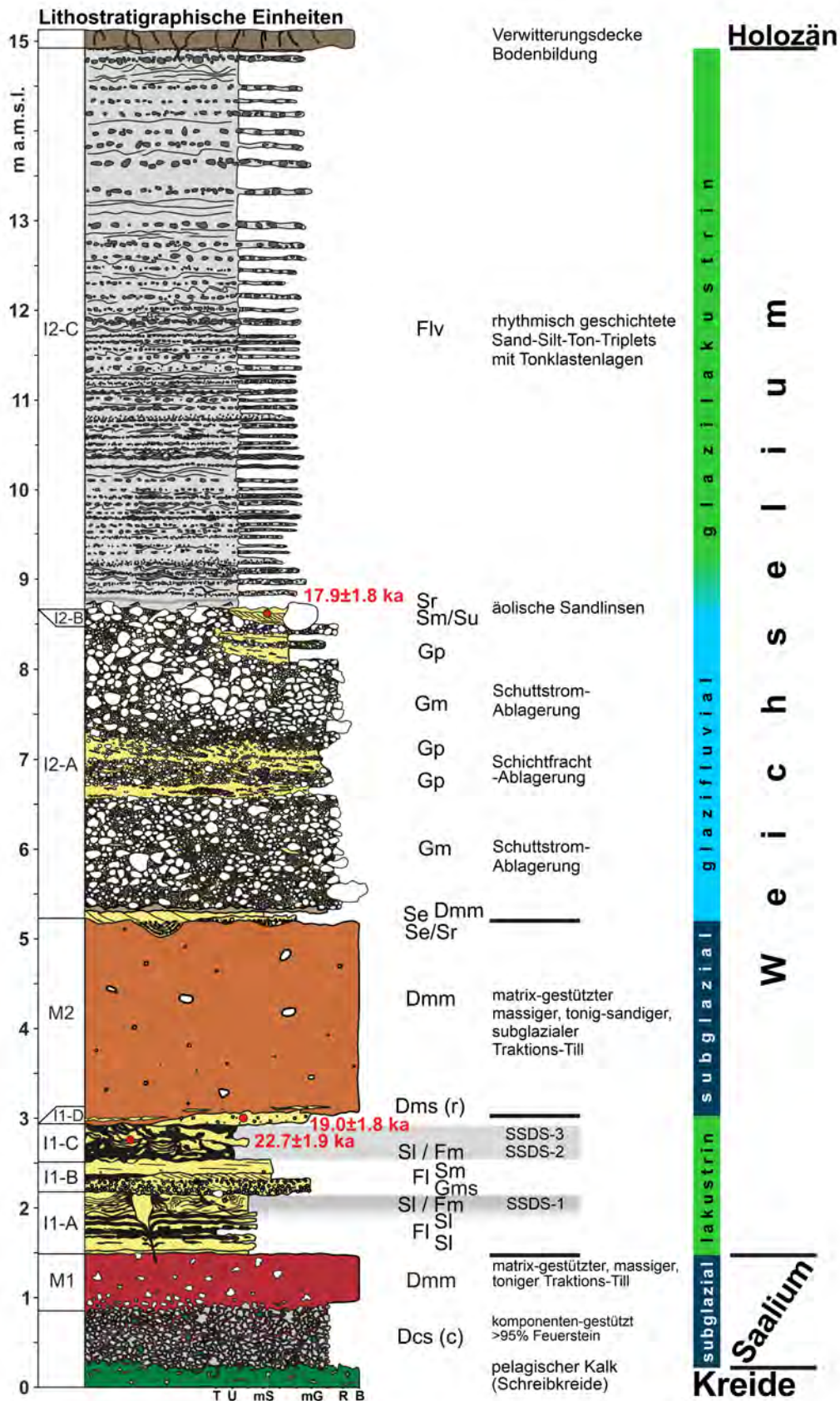


Abb. 24: Graphisches Schichtenprofil der Pleistozän-Abfolge M1-I1-M2-I2 am Kliff von Dwasedien, die para-konform der Kreide auflagert (nach Pisarska-Jamrozý et al. 2018a, verändert). OSL-Altersdaten in rot, SSDS – Soft-Sediment-Deformation-Structures

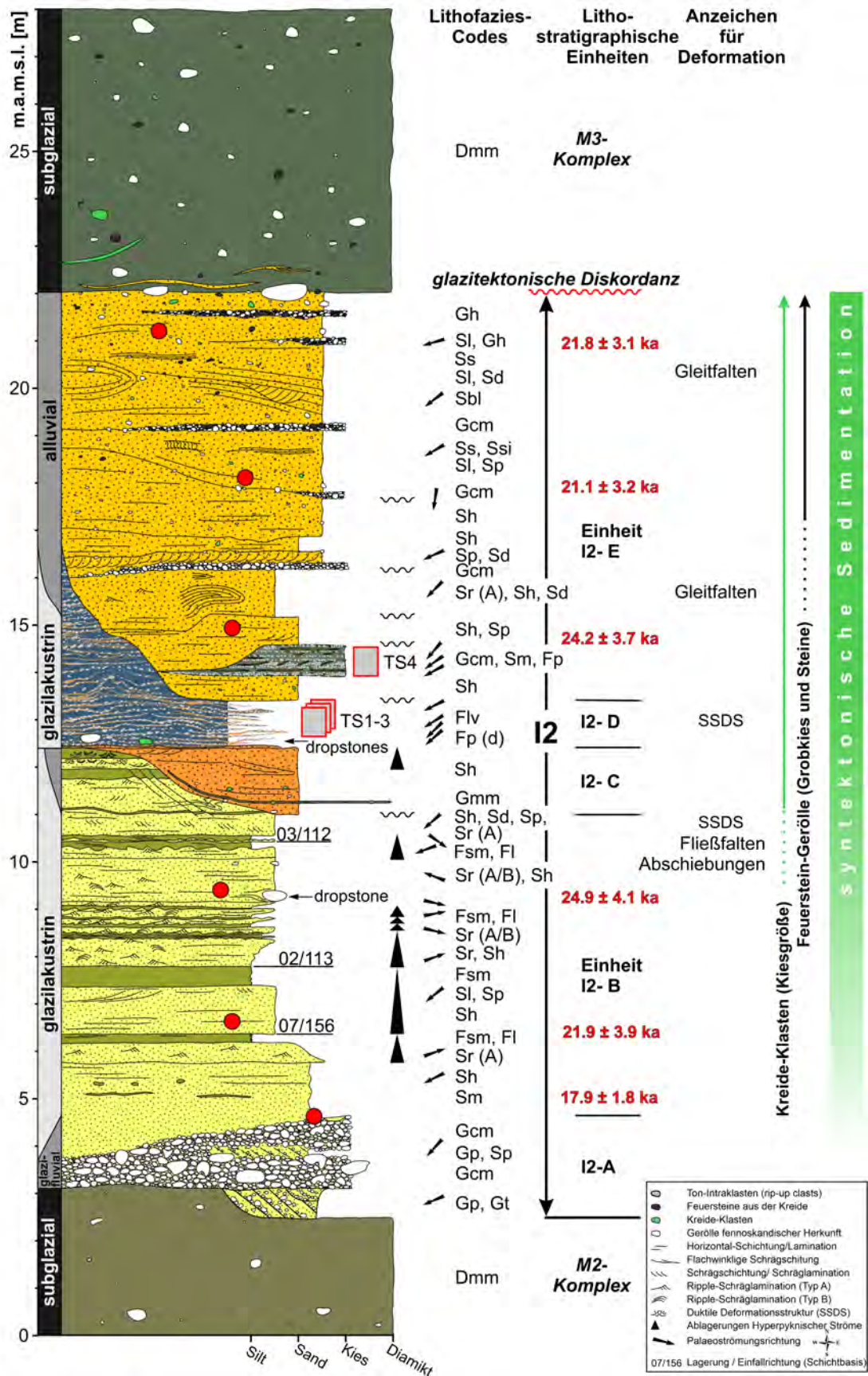


Abb. 25: Graphisches Schichtenprofil der Pleistozän-Abfolge M2-I2-M3 am Kliff von Dwasieden (nach Plonka et al. 2022, verändert) mit Angaben zur Sedimentfazies, lithostratigraphischer Gliederung und OSL-Altersdaten nach Krauß et al. (2023).

zahlreichen Belastungsmarken ist hinsichtlich seiner vertikalen Ausdehnung nicht klar definiert. Eine Eiskeilpseudomorphose innerhalb dieses Horizontes (Abb. 27), die sich weit unterhalb der anderen Deformationsstrukturen ins Liegende erstreckt, deutet darauf hin, dass periglaziale Prozesse zur Deformation dieser Schicht mit beigetragen haben.

SSDS-2: Der mittlere deformierte Horizont besteht aus sandigem Schluff, ist etwa 30-40 cm mächtig und über die gesamte lateral aufgeschlossene Distanz (ca. 150 m) deformiert. Der größte Teil dieses Horizontes weist komplexe Verformungen auf. Belastungsmarken sowie

kleinere Kissenstrukturen kommen häufig vor und sind mit flammenförmigen Entwässerungsstrukturen assoziiert. Mehrere Generationen von Belastungsmarken können unterschieden werden, die auf wiederholte kurze Deformationsphasen hindeuten.

SSDS-3: Der obere Deformationshorizont variiert in seiner Mächtigkeit zwischen 10 und 20 cm. Er unterscheidet sich von SSDS-2 vor allem durch eine geringere Deformationsintensität. Die meisten Deformationsstrukturen in SSDS-3 bestehen aus relativ einfachen Belastungsmarken und kleineren Kissenstrukturen (Abb. 27). Die meisten Belastungsmarken werden von ei-

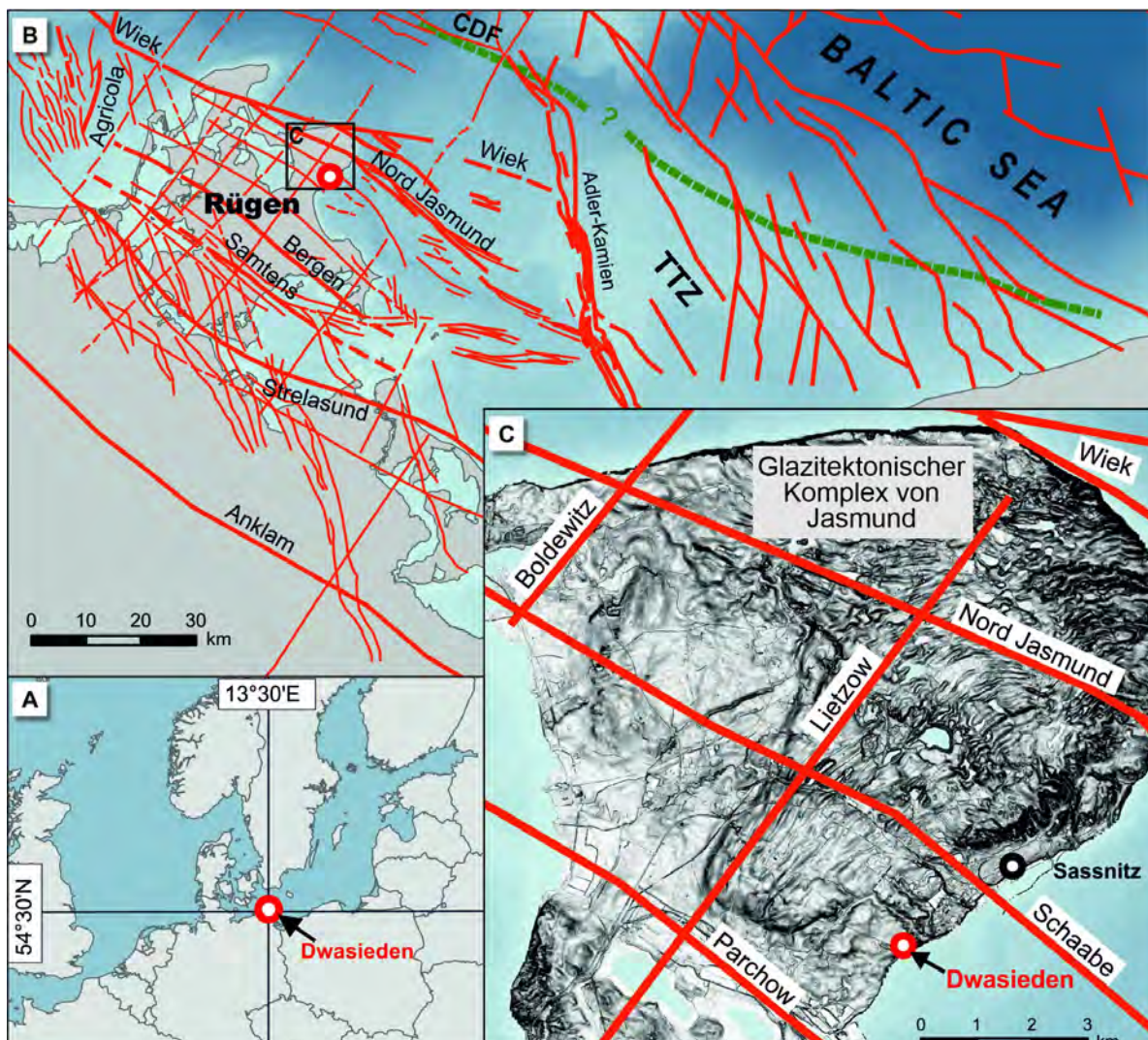


Abb. 26: Lage der Lokalität Dwasieden (aus Pisarska-Jamrozý et al. 2019). **A** Lage der Insel Rügen an der Südwestküste der Ostsee. **B** Verwerfungen der Tornquist-Zone und des Tornquist-Fächers, die im Bereich der Insel Rügen und deren Umgebung identifiziert wurden (rote Linien); CDF: Kaledonische Deformationsfront (grüne gestrichelte Linie); TTZ: Tornquist-Teisseyre-Zone. **C** Insel Rügen mit den wichtigsten tiefreichenden Verwerfungen (siehe Seidel et al. 2018).

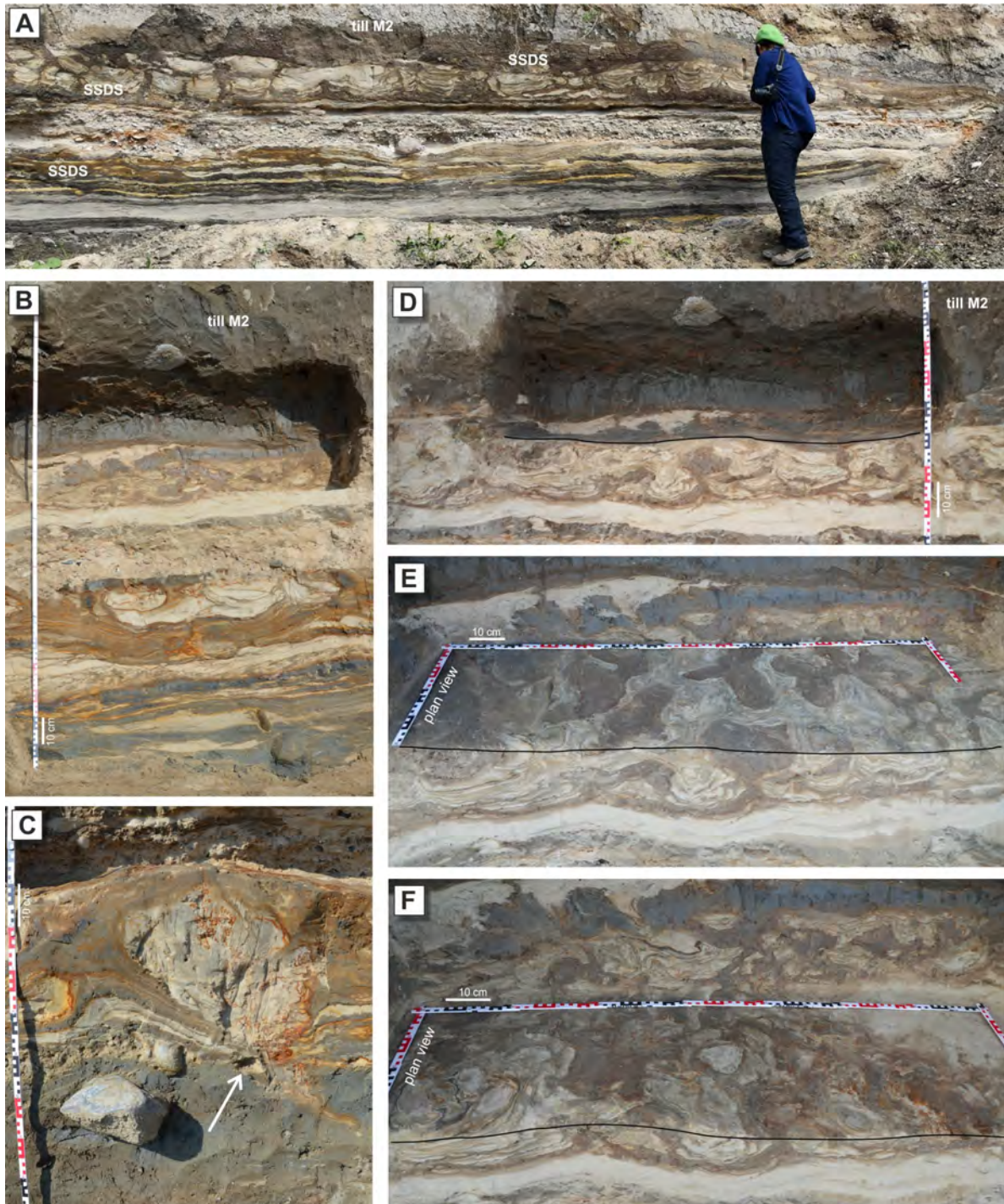


Abb. 27: Details der I2-Abfolge am Kliff Dwasieden (aus Pisarska-Jamrozy et al. 2019). **A** Charakteristik und laterale Erstreckung der Deformationsstrukturen. **B** Vertikale Abfolge der Sedimente unterhalb des hangenden Geschiebemergels (M2), der den Vorstoß des Fennoskandischen Inlandeises während des MIS2 (Frankfurt/Brandenburg-Vorstoß) dokumentiert. Der unterste Teil der Abfolge enthält eventuell glazilakustrine Driftsedimente (Dropstones), während der mittlere Teil periglazial deformierte Sedimente und Seismite zeigt, die durch Erdbeben verursacht wurden. **C** Eiskeilpseudomorphose (weißer Pfeil) in chaotisch deformierten Sedimenten unterhalb der Seismite. **D** Details der plastischen Deformationsstrukturen in den SSDS-2 und SSDS-3-Horizonten. Die gelblichen Sedimente bestehen aus schluffigem Feinsand, die bräunlichen Sedimente aus schluffigem Ton und tonigem Schluff. Belastungsmarken und Flammenstrukturen im unteren Teil des SSDS-2-Horizontes. **E-F** Geometrie der Belastungsmarken in 3D, illustriert durch horizontale Schnitte des SSDS-2-Horizontes.

ner Schicht aus Grobschluff und Feinsand gebildet. Die interne Lamination dieser Schicht verläuft sub-parallel zur Außenfläche der Strukturen. Verschiedene Merkmale deuten darauf hin, dass das Ausgangssediment horizontal geschichtet war, bevor die Verflüssigung die Deformation der Schichten auslöste. Assoziierte Flammenstrukturen, die in die feinkörnigen Sande eingedrungen sind, bestehen aus strukturlosem Schluff. Die Ballen- und Kissenstrukturen aus Schluff und Feinsand treten hauptsächlich im südwestlichen Teil des Kliffabschnittes auf. Hinzu kommen Entwässerungsstrukturen, die mit strukturlosem Schluff gefüllt sind.

Auf der Grundlage verschiedener Kriterien wurden der mittlere (SSDS-2) und der obere (SSDS-3) Deformationshorizont (Abb. 24) als Seismite interpretiert (Pisarska-Jamroży et al. 2018a, 2025): (1) SSDS-2 und SSDS-3 lassen sich über den gesamten exponierten Kliffabschnitt (~150 m) verfolgen, (2) beide Horizonte sind lateral durchgängig deformiert, ohne Unterbrechungen durch undeformierte Abschnitte, (3) das Vorhandensein mehrerer, voneinander abgegrenzter Horizonte deutet auf einen wiederkehrenden Auslöser hin, und (4) die Deformationsstrukturen weisen eine starke Ähnlichkeit mit Strukturen auf, die bei seismischen Experimenten (z.B. Moretti et al. 1999) und historischer Erdbeben (z.B. Jin et al. 2017) erzeugt wurden. Außerdem lassen sich (5) zahlreiche Verwerfungen im Untergrund von Rügen nachweisen, die durch Krustendeformation infolge des vorrückenden Fennoskandischen Eisschildes reaktiviert werden konnten (Seidel et al. 2018).

Kenzler et al. (2017, 2023) kommen zu dem Schluss, dass der erste spätweichselzeitliche Gletschervorstoß die Halbinsel Jasmund vor etwa $23,2 \pm 2$ ka erreichte (siehe Halt 5). Der SSDS-3-Horizont muss daher kurz vor der Bedeckung des Untersuchungsgebiets durch das Inlandeis entstanden sein. Diese Interpretation wird durch das Vorkommen einer Eiskeilpseudomorphose im SSDS-1-Horizont unterstützt (Abb. 27), was auf ein kaltes Klima und periglaziale Bedingungen hindeutet. Außerdem wurden in der I1-Einheit Sedimente identifiziert, die durch Treibeis abgelagert wurden (Dropstones, Dumpstones), was auf die Existenz eines Eiskontaktsees während des frühen MIS 2 hinweist (Pisarska-

Jamroży et al. 2018b). In diesem Szenario dürfte der direkt über dem SSDS-3-Horizont liegende M2-Till den brandenburgischen Vorstoß des Fennoskandischen Eisschildes (während des letzten glazialen Maximums) dokumentieren.

Halt 9: 3D-Mikrostrukturanalyse von Traktionstillen – Deformation im Gletscherbett und Eisbewegung (Dwasieden)

Die glazigenen Diamikte M1, M2 und M3 in der Pleistozän-Abfolge von Dwasieden ($54^{\circ} 30'00.7''N$ $13^{\circ}36'46.1''E$) wurden auf der Grundlage einer mikromorphologisch-strukturgeologischen Analyse (in ihrer Gesamtheit oder teilweise) als subglaziale Traktionstillen identifiziert (Brumme 2015; Brumme et al. 2019). Ihre Mikrogefüge spiegeln die typisch polyphasige Deformation im Gletscherbett wider, die im Zuge der Vorstöße des Fennoskandischen Inlandseises in den Raum Rügen entstanden. In allen Dünnschliffen herrscht eine penetrative, duktile Verformung vor, was auf einen hohen initialen Wassergehalt während der Ablagerung hindeutet (syngenetische Gefüge). Entwässerungsgefüge stehen typischerweise mit später duktiler Verformung im Zusammenhang. Darüber hinaus treten diskrete Bereiche mit Merkmalen spröder Verformung auf. Diese deuten auf Scherzonen hin, die in späteren Phasen der Deformation im Gletscherbett entstanden sind (syn- und postgenetisch).

Für die als subglaziale Traktionstillen identifizierten Diamikte M1, M2 und M3 (Abb. 21) konnte auf der Grundlage ihres makroskopischen Strukturinventars und unter Berücksichtigung des regionalgeologischen Kontextes die Fließrichtung des Inlandseises rekonstruiert werden (Brumme 2015; Brumme et al. 2019). Insbesondere die Orientierungsmuster zylindrischer und plattiger Geschiebe sowie die Vergenz von Falten und Flammenstrukturen im Liegenden der Tillen wurden dafür ausgewertet (Abb. 23, Kreide/M1). Während für den M1- und den M2-Till eine SW-gerichtete Fließrichtung des Inlandseises bestimmt wurde, ergibt sich für den M3-Till ein NW-gerichteter Vorstoß, der auch den Südflügel des glazitektonischen Komplexes geformt hat (siehe Halt 1; Abb. 2).

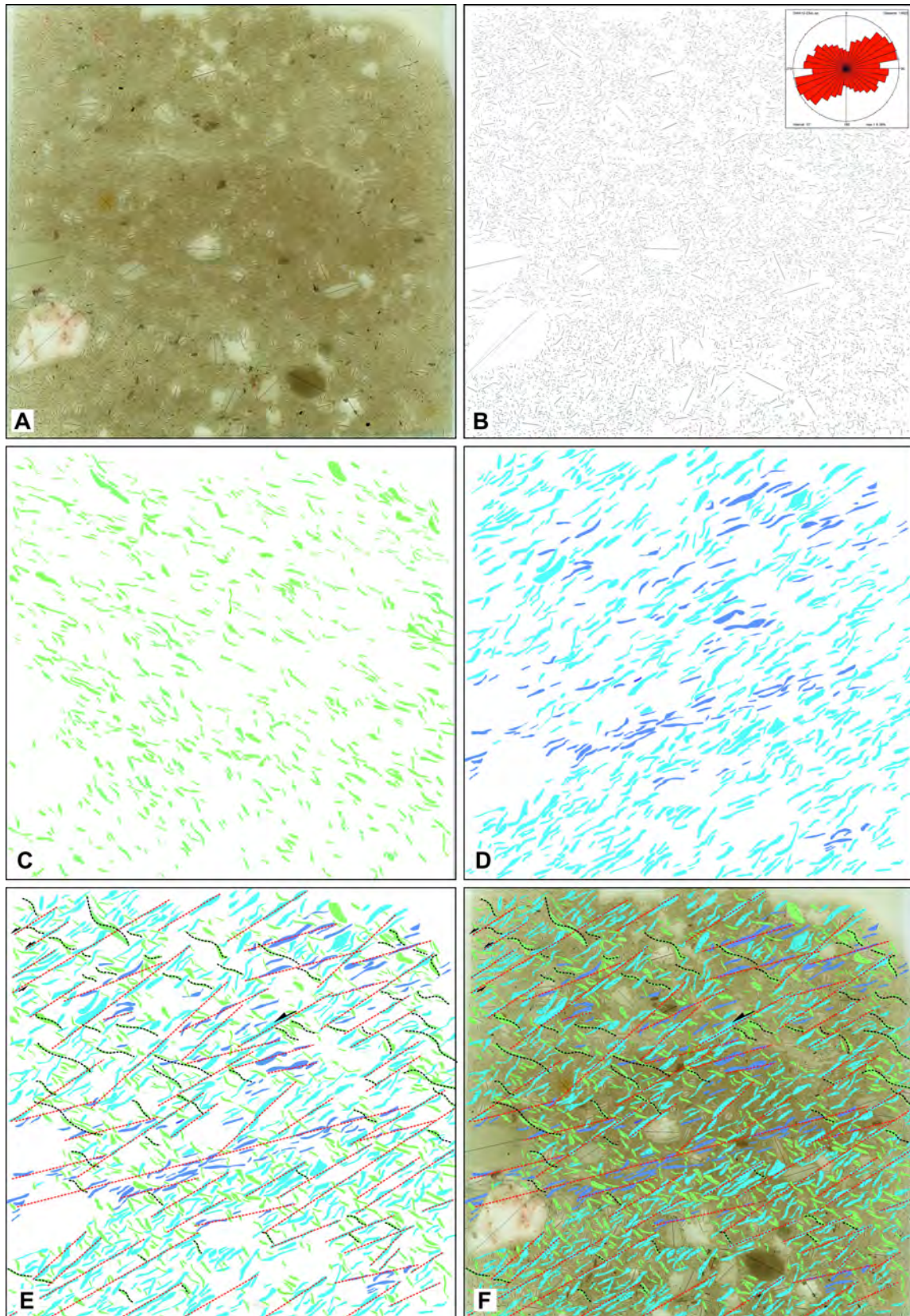


Abb. 28: Methodik der mikrostrukturellen Dünnschliffkartierung nach Phillips et al. (2011) am Beispiel eines Dünnschliffes aus dem M1-Till (Brumme 2015). **A-B** Dabei werden die Längsachsen der Kleingeschiebe nachgezeichnet und deren Orientierung in einer Richtungsrose dargestellt. **C-D** Bereiche in denen Längsachsen bevorzugt in eine Richtung orientiert sind, werden farbgleich in Polygonen zusammengefasst. **E-F** Zur besseren Visualisierung können diese Deformationsstrukturen durch Linien verdeutlicht werden.

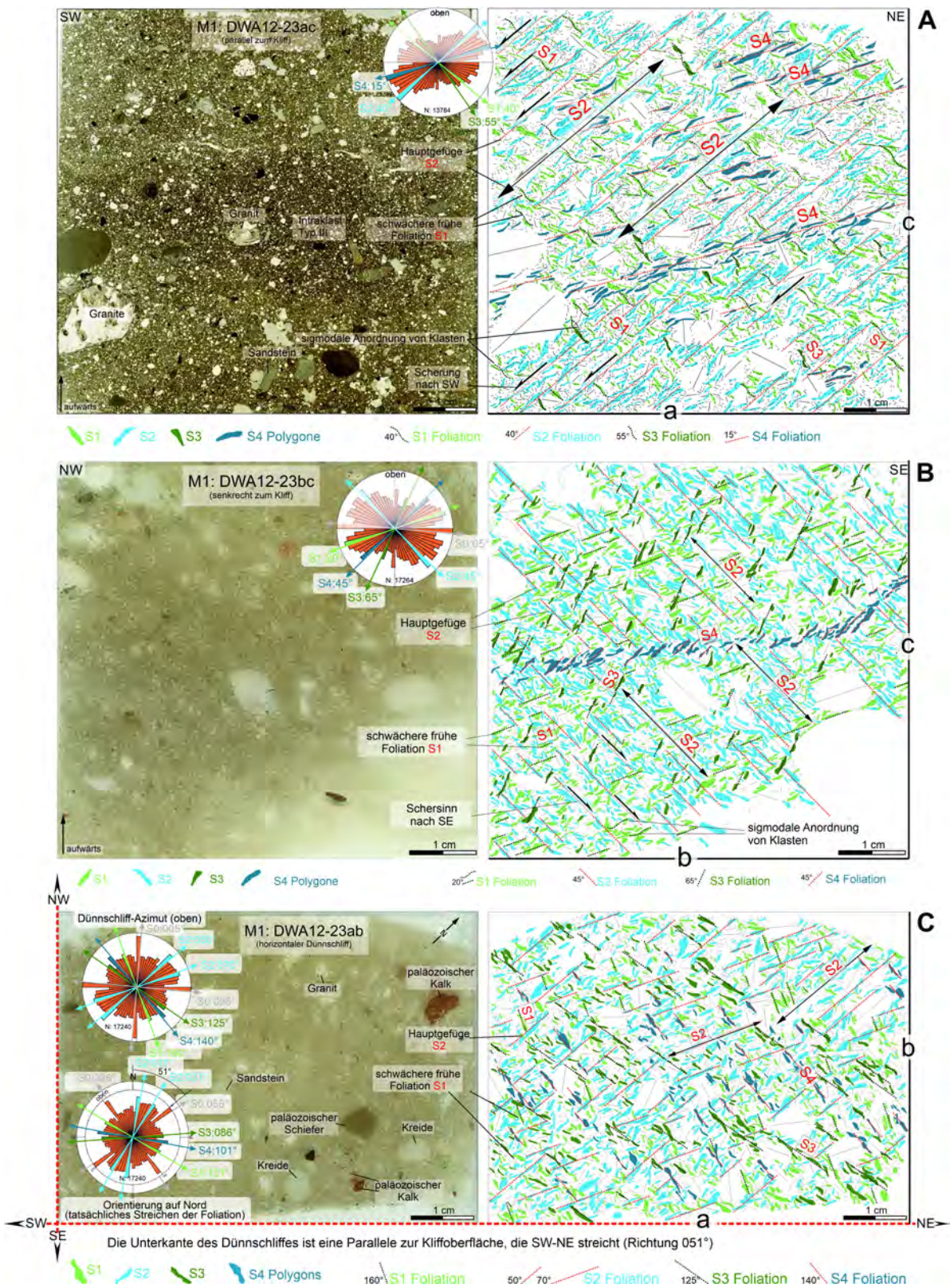


Abb. 29: Set aus drei senkrecht zueinander orientierten Dünnschliffen einer Probe aus dem M1-Till von Dwasieden (Brumme 2015). Scan, Mikrostrukturkarte und Richtungsrose zeigen die Maxima der Ausrichtung der Kornlängsachsen (Probe DWA 12-23). **A** Vertikaler Dünnschliff parallel zum Kliff, **B** Vertikaler Dünnschliff senkrecht zum Kliff, **C** Horizontaler Dünnschliff, mit der Unterkante parallel zum Kliff orientiert. Vergleiche der räumlichen Orientierung der Mikrogefüge mit der Ausrichtung der makroskopischen Strukturen in Abb. 23.

Da für alle drei Traktionstills (M1, M2 und M3) die ursächlichen (und unterschiedlich orientierten) Eisbewegungs- und Deformationsrichtungen bekannt sind, wurde eine mikrostrukturelle 3D-Analyse durchgeführt, um (a) typische Muster der polyphasigen Mikrogefüge zu dokumentieren und um (b) ihre Orientierung im Hinblick auf die Fließrichtung im Gletscherbett zu bestimmen. Die 3D-Analyse erfolgte mit Hilfe senkrecht zueinander orientierter Großdünn-schliffe (Brumme 2015; Brumme et al. 2019). Grundlage war eine mikrostrukturelle Kartierung der Dünn-schliffe (siehe Phillips et al. 2011; Brumme 2015; Gehrman et al. 2025b). Abb. 28 zeigt die Methodik der Dünn-schliffkartierung. Abb. 29 illustriert die dokumentierten Mikrogefüge einer Probe aus dem M1-Till (Abb. 21) in den drei Schliffebenen (Brumme 2015). Für diese Probe ergibt sich ein planares Gefüge, das nach NNE einfällt (entgegen der Eisbewegungsrichtung). Dieses (ältere) S1-Gefüge wird von einem (jüngeren) linearen S2-Gefüge durchschnitten, das nach SSW abtaucht (in Eisbewegungsrichtung). Beide Gefüge werden von späteren, meist steilen Gefügen durchschnitten, die z.T. mit Entwässerungsstrukturen assoziiert sind.

Halt 10: Synkinematische Sedimentation in einem eisrandnahen Rucksack-Becken (Dwasieden)

Die I2-Sedimente am Kliff von Dwasieden (54° 29'59.6"N 13°36'41.0"E) werden von einer vergleichsweise mächtigen Abfolge (15-20 m) aus glazifluvialen, -alluvialen und -lakustrinen Sedimenten aufgebaut (Abb. 22, 25), die zwischen eisrandparallelen und von Aufschiebungen begrenzten Schuppen und Antiklinalen am südlichen Rand des Glazitektonischen Komplexes von Jasmund aufgeschüttet wurden (Plonka et al. 2022). Der großräumige Strukturbaue, die Lagerungsverhältnisse und die im unteren Teil der Abfolge einsetzenden und rasch zunehmenden Anteile an Kreide- und Feuerstein-Klasten verraten (Abb. 25), dass es sich überwiegend um synkinematische (syn-glazitektonische) Sedimente handelt, die in einem proximalen Rucksack-Becken akkumuliert wurden. Kreide- und Feuerstein-Klasten wurden eingetragen, weil Kreide im Hangenden der Überschiebungen

durch Aufschuppung und Erosion großräumig exhumiert wurde (Halt 5). Die Sedimentation der I2-Sedimente fand in Eisrandnähe statt, was durch die Dokumentation von Dropstones in den glazilakustrinen Ablagerungen belegt ist (Plonka et al. 2022).

Ein Set von fünf OSL-Proben aus diesen synkinematischen Sedimenten (Abb. 25) lieferte Altersdaten von 21 ± 3 bis 22 ± 4 ka für die Bildung des südlichen Flügels des glazitektonischen Komplexes (Krauß et al. 2023). Obwohl sedimentäre Ablagerungssysteme nahe dem Eisrand mit kurzen Transportwegen eine unzureichende Bleichung des Lumineszenz-Signals erwarten ließen, wurden die Daten als robust klassifiziert. Sie sprechen für eine Bildung des Südflügels des glazitektonischen Komplexes in einem Zeitraum, kurz bevor der Eisstrom Rügen überfuhr und anschließend seine maximale Ausdehnung an der pommerschen Eisrandlage vor etwa 20-18 ka erreichte (vgl. Hardt & Böse 2016; Lüthgens et al. 2020; Tylmann et al. 2022; Kenzler 2022, 2023; Krauß et al. 2023).

Plonka et al. (2022) leiteten aus der sedimentologisch-mikromorphologischen Analyse der I2-Sedimente am Kliff von Dwasieden (Abb. 22, 25) eine mehrphasige Füllung des Beckens ab (Abb. 30):

Einheit A – Glazifluviale Schuttstrom-Ablagerungen und Geröllbarren: Die teils massigen, teils schräggeschichteten Konglomerate entstanden durch flutartige Schmelzwasserabflüsse an der Gletscherfront.

Einheit B – Glazilakustrine Rhythmite hyper- und hypopyknischer Ströme: Die dominierenden Feinsand-Silt-Couplets (Wechselfolge aus Feinsand und Silt) mit mächtigen Intervallen aus Kletterrippeln entstanden durch einen Wechsel zwischen Schichtfracht- und Suspensionsfracht-dominierter Ablagerung aus bodennahen Dichteströmen und oberflächennahen Suspensionswolken. Strömungsindikatoren (Schräglamination) weisen auf unterschiedliche Transportrichtungen hin, die mit mehreren Schmelzwasserzuflüssen in Verbindung gebracht werden. Diese Zuflüsse speisten einen proglazialen See aus verschiedenen Richtungen und bildeten distale Deltasedimente. Dropstones dokumentieren eine eisrandnahe Sedimentation.

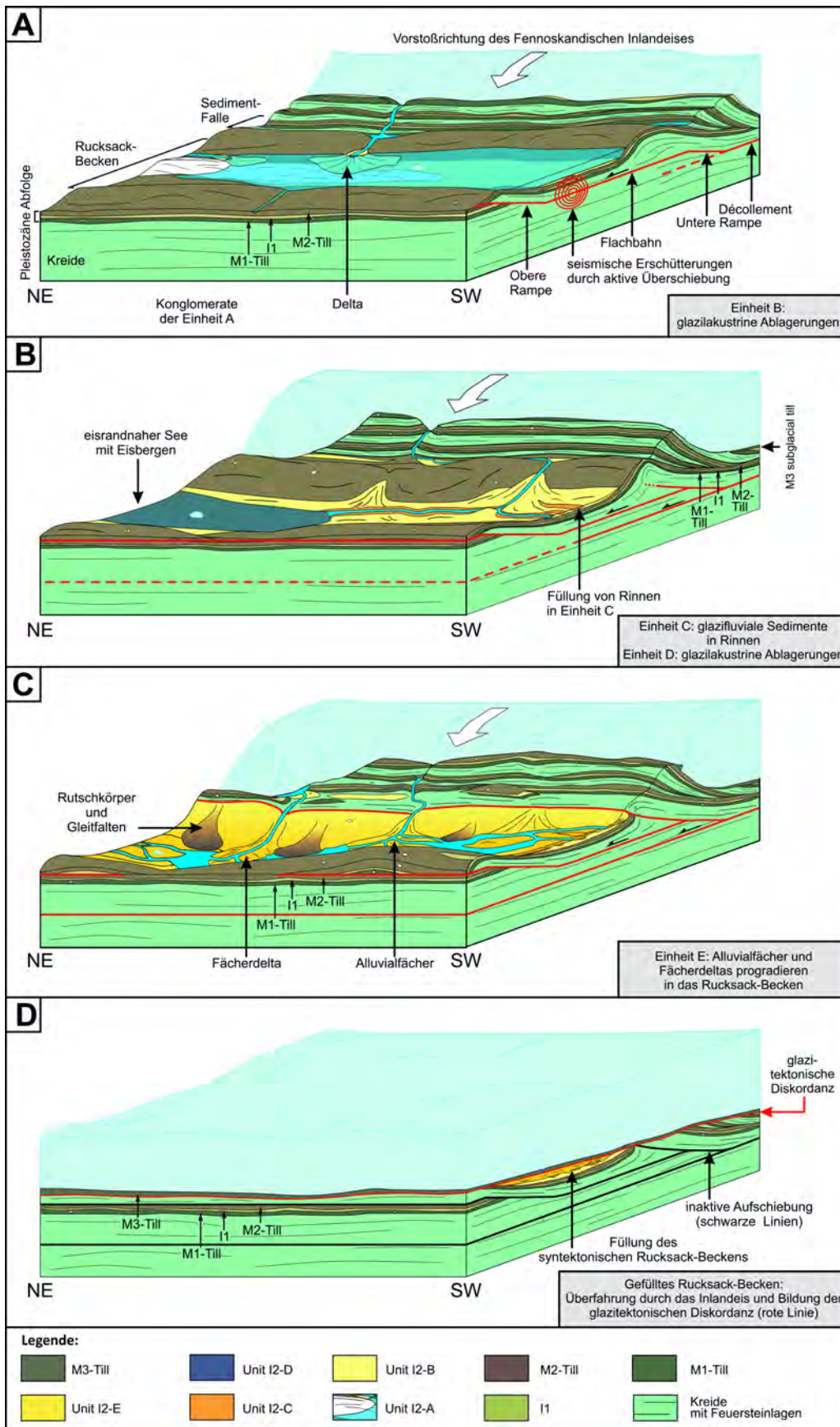


Abb. 30: A-D Modell der Deformations- und Sedimentationsprozesse am SE-Rand des südlichen Glazitektonischen Komplexes von Jasmund im Raum Dwasieden (nach Plonka et al. 2022, verändert).



Abb. 31: Dünnschliff-Scan der duktil und sprödeformierten glazilakustrinen Rhythmite aus Einheit I2-D (aus Beiche 2014). Angeschnitten ist die Grenze zwischen zwei der typischen Mikrosequenzen mit Kornverfeinerung (Sand-Silt-Ton-Triplets). Dünnschliffbreite ca. 4 cm.

Einheit C – Füllung einer glazifluvialen Erosionsrinne: Morphologische Veränderungen, ausgelöst durch glazitektonische Bewegungen in der Nähe des Eisrandes, verursachten eine Entwässerung des Sees.

Einheit D – Glazilakustrine Rhythmite mit Ton-Intraklasten-Lagen (Abb. 31): Die geringmächtigen Sequenzen (3-10 cm) aus Sand-Silt-Ton-Triplets (mit abnehmender Korngröße) dokumentieren eine vorwiegend aus der Suspension stammende Sedimentation, die durch kurze Phasen wandernder Schichtformen (Strömungsrippeln) aus hyperpyknischen Dichteströmen

eingeleitet wird. Die durchgreifende Deformation mit Brekzierung und die Bildung der Tonklasten-Lagen an den Triplet-Grenzen lassen sich auf Deformationsprozesse beim Gefrieren und Auftauen des Seewassers zurückführen (Beiche 2014). Eine Umlagerung von Tonklasten durch Dichteströme kommt zusätzlich in Betracht.

Einheit E – Alluvialfächer- und Fächerdelta-Sedimente: Die von zahlreichen Erosionsflächen durchzogene Abfolge aus Sanden bildete sich unter hochenergetischen Bedingungen. Charakteristisch sind Sedimentstrukturen, die auf

Schichtformen des oberen Strömungsregimes zurückzuführen sind, darunter Planar-Schichtung und Antidünen (upper-stage plane beds, antidunes and cyclic steps). Diese Sedimente weisen auf einen kräftigen Schmelzwasserabfluss und hohe Sedimentzufuhr hin. Im oberen Teil der Einheit treten Schwerkraft-induzierte Resedimente (Gleitfalten, Gleitkörper) häufiger auf, induziert durch eine Übersteilung des Fächers, eine wachsende Abflusskapazität, zunehmende Sedimentzufuhr und fortschreitende glazitektonische Verschuppung.

Literatur:

- Aber, J.S. & Ber, A. (2007): Chapter 5 Composite ridges.- In: van der Meer, J.J.M. [ed.]: Glacitectorism.- 59-82; Amsterdam (Elsevier Science).
- Beiche, T. (2014): Microfacies and depositional environment of Weichselian silt-clay rhythmites at the coastal cliff of Dwasiden (Jasmund, Rügen, Pomerania).- Masterarbeit, Universität Greifswald, 58 S.; Greifswald. [unveröff.]
- Benediktsson, Í.Ö., Möller, P., Ingólfsson, Ó., van der Meer, J.J.M., Kjær, K.H. & Krüger, J. (2008): Instantaneous end moraine and sediment wedge formation during the 1890 glacier surge of Brúarjökull, Iceland.- *Quaternary Science Reviews* 27: 209-234. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.10.007>
- Benn, D.I. & Evans, D.J.A. (2010): *Glaciers and Glaciation*.- 500-510; London (Hodder Education).
- Boulton, G.S., van der Meer, J.J.M., Beets, D.J., Hart, J.K. & Rugg, G.H.J. (1999): The sedimentary and structural evolution of a recent push moraine complex: Holmströmbreen, Spitsbergen.- *Quaternary Science Reviews* 18: 339-371. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(98\)00068-7](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(98)00068-7)
- Brumme, J. (2015): Three-dimensional microfabric analyses of Pleistocene tills from the cliff section Dwasieden on Rügen (Baltic Sea Coast). Micromorphological evidence for subglacial polyphase deformation.- Doctoral thesis, University of Greifswald, 250 S.; Greifswald
- Brumme, J., Hüneke, H. & Phillips, E. (2019): Micromorphology and clast microfabrics of subglacial traction tills at the sea cliff Dwasieden: evidence of polyphase syn- and post-depositional deformation.- *DEUQUA Spec. Pub.* 2: 51-60. <https://doi.org/10.5194/deuquasp-2-51-2019>
- Esmerode, E.V., Lykke-Andersen, H. & Surlyk, F. (2008). Interaction between bottom currents and slope failure in the Late Cretaceous of the southern Danish Central Graben, North Sea.- *J. Geol. Soc.* 165: 55-72.
- Fuchs, M., Schütze, K., Schübler, N., Torizin, J. & Kuhn, D. (2025): Structural Data of Unconsolidated Sediments from Point Clouds on Coastal Cliffs of Mecklenburg-Western Pomerania.- <https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU25/EGU25-4146.html>
- Gehrmann, A. (2018): The multi-stage structural development of the Upper Weichselian Jasmund Glacitectonic Complex Rügen, NE Germany).- Dissertation, Faculty of Mathematics and Natural Sciences, University of Greifswald, 282 S.; Greifswald.
- Gehrmann, A. (2020): The multistage structural development of the Upper Weichselian Jasmund Glacitectonic Complex (Rügen, NE Germany).- *E&G Quaternary Science Journal* 69: 59-60. <https://doi.org/10.5194/egqsj-69-59-2020>
- Gehrmann, A. & Harding, C. (2018): Geomorphological Mapping and spatial Analyses of an upper Weichselian Glacitectonic Complex based on LiDAR data, Jasmund peninsula (NE Rügen), Germany (No. 6).- *MDPI Geosciences* 8(6): 208. <https://doi.org/10.3390/geosciences8060208>
- Gehrmann, A. & Hoffmann, G. (2025): The Geomorphology of Rügen Island (NE Germany) as a Key to Understanding a Variety of Land Systems, Glacial and Coastal Processes.- In: Lehmkuhl, F., Böse, M. & Krautblatter, M. [eds.]: *Landscapes and Landforms of Germany. World Geomorphological Landscapes*.- Cham (Springer). https://doi.org/10.1007/978-3-031-77876-6_3
- Gehrmann, A., Hüneke, H., Meschede, M. & Phillips, E. (2017): 3D microstructural architecture of deformed glacial sediments associated with large-scale glacitectorism, Jasmund Peninsula (NE Rügen), Germany.- *Journal of Quaternary Science*, 32: 213-230. <https://doi.org/10.1002/jqs.2843>
- Gehrmann, A., Pedersen, S. A. & Meschede, M. (2022): New insights into the structural development and shortening of the southern Jasmund Glacitectonic Complex (Rügen, Germany) based on balanced cross sections.- *International Journal of Earth Sciences* 111 (6): 1697-1715. <https://doi.org/10.1007/s00531-022-02216-y>
- Gehrmann, A., Hüneke, H., Meschede, M. & Phillips, E. (2025a): Case study 13.2. Jasmund Glacitectonic Complex – 3D microstructural architecture of deformed glacial sediments associated with large-scale imbrication.- In: Phillips, E. & Menzies, E. [eds.]: *Micromorphology: a practical guide to the microscale analysis of glacial sediments and processes*.- Quaternary Research Association: 47-64. ISBN: 0 907780 296.
- Gehrmann, A., Menzies, J., Hüneke, H. & Brumme, J. (2025b): Description of glacial sediments in thin section.- In: Phillips, E. & Menzies, J. [eds.]: *Micromorphology: a practical guide to the microscale analysis of glacial sediments and processes*.- Quaternary Research Association: 323-327. ISBN: 0907780 296.

- Groth K. (2003): Zur glazitektonischen Entwicklung der Stauchmoräne Jasmund/Rügen.- Schriftenreihe des Landesamtes für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern 3: 39-49.
- Haimerl, B., Seidel, E., Gehrmann, A., Preine, J., Schmidt, M. C. & Hübscher, C. (2024): Land-to-sea mapping of the glacial erosion unconformity reveals evolution of the Jasmund Glacitectonic Complex east of Rügen Island (SW Baltic Sea).- *Geophysical Research Letters* 51: 1-11. e2024GL111603. <https://doi.org/10.1029/2024GL111603>
- Hardt, J. & Böse, M. (2016): The timing of the Weichselian Pomeranian ice marginal position south of the Baltic Sea: a critical review of morphological and geochronological results.- *Quaternary International* 478: 51-58. DOI 10.1016/j.quaint.2016.07.044.
- Herrig, E. (2004): Kreide auf Rügen.- In: Katzung, G. [Hrsg]: *Geologie von Mecklenburg-Vorpommern*.- 186-197; Stuttgart (E. Schweizerbart).
- Herrig, E., Nestler, H., Frenzel, P. & Reich, M. (1996): Discontinuity Surfaces in the high Upper Cretaceous of Northeastern Germany and their Reflection by Fossil Associations.- In: Reitner, J., Neuweiler, F. & Gunkel, F. [eds.]: *Global and Regional Controls on Biogenic Sedimentation*.- 107-111; Göttingen.
- Hübscher, C., Hseinat, M.A., Schneider, M. & Betzler, C. (2019): Evolution of contourite systems in the late Cretaceous Chalk Sea along the Tornquist Zone.- *Sedimentology* 66: 1341-1360. <https://doi.org/10.1111/sed.12564>
- Hüneke, H. & Stow, D. (2008): Identification of ancient contourites: problems and palaeoceanographic significance.- In: Rebesco, M. & Camerlenghi, A. [eds.]: *Contourites*.- *Developments in Sedimentology* 60: 323-344.
- Jin, Z.-K., Gao, B.-S., Wang, J.-Y., Li, Y., Shi, L., Yu, K.-H. & Li, G.-Z. (2017): Two new types of sandbars in channels of the modern Ganjiang Delta, Poyang Lake, China: depositional characteristics, origin.- *J. Palaeogeogr.* 6: 132-143.
- Katzung, G. & Müller U. (2004): Quartär.- In: Katzung, G. [Hrsg.]: *Geologie von Mecklenburg-Vorpommern*.- 221-225; Stuttgart (E. Schweizerbart).
- Kenzler, M. & Hüneke, H. (2019): Sea cliff at Glowe: stratigraphy and absolute age chronology of the Jasmund Pleistocene sedimentary record.- *DEUQUA Spec. Pub.* 2: 43-50. <https://doi.org/10.5194/deuquasp-2-43-2019>
- Kenzler, M., Krauß, N. & Hüneke, H. (2022): Testing a proposed new chronology for the Jasmund glacitectonic complex (SW Baltic Sea): No indication of incipient deformation during MIS 3.- *Quaternary Geochronology* 70: 100-114. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101299>
- Kenzler, M., Obst, K., Hüneke, H. & Schütze, K. (2010): Glazitektonische Deformation der kretazischen und pleistozänen Sedimente an der Steilküste von Jasmund nördlich des Königsstuhls (Rügen).- *Brandenburg. geowiss. Beitr.* 17: 107-122.
- Kenzler, M., Tsukamoto, S., Meng, S., Thiel, C., Frechen, M. & Hüneke, H. (2015). Luminescence dating of Weichselian interstadial sediments from the German Baltic Sea coast.- *Quaternary Geochronology* 30: 251-256.
- Kenzler, M., Tsukamoto, S., Meng, S., Frechen, M. & Hüneke, H. (2017). New age constraints from the SW Baltic Sea area – implications for Scandinavian Ice Sheet dynamics and palaeo-environmental conditions during MIS 3 and early MIS 2.- *Boreas* 46: 34-52.
- Kenzler, M., Rother, H., Hüneke, H., Frenzel, P., Strahl, J., Tsukamoto, S., Li, Y., Meng, S., Gallas, J. & Frechen, M. (2018): A multi-proxy palaeoenvironmental and geochronological reconstruction of the Saalian-Eemian-Weichselian succession at Klein Klütz Höved, NE Germany.- *Boreas* 47: 114-136. <https://doi.org/10.1111/bor.12255>
- Kenzler, M., Gibb, M.A., Gehrmann, A., Deutschmann, A., Rother, H., Obst, K. & Hüneke, H. (2023): Identification of Quaternary alluvial-fan deposits (Rügen, SW Baltic Sea): Significance for recognition of syn-kinematic sedimentation in glacitectonic complexes.- *Geomorphology* 424: 1-21. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108558>
- Knaust, D. & Schnick, H. (2024): Trace fossils from the Maastrichtian chalk of the Isle of Rügen, north-east Germany.- *Netherlands Journal of Geosciences* 103: 1-22. <https://doi.org/10.1017/njg.2024.6>
- Krauß, N., Kenzler, M., Hüneke, H. (2023): Age assessment of the Jasmund Glacitectonic Complex (SW Baltic Sea) by quartz luminescence dating of syn-kinematic deposits.- *Baltica* 36: 100-114. <https://doi.org/10.5200/baltica.2023.2.2>
- Ludwig, A.O. (2011): Zwei markante Stauchmoränen: Peski/Belorusland und Jasmund, Ostseeinsel Rügen/Nordostdeutschland - Gemeinsame Merkmale und Unterschiede.- *E&G Quaternary Sci. J.* 60: 464-487. <https://doi.org/10.3285/eg.60.4.06>
- Lüthgens, C., Hardt, J. & Böse, M. (2020): Proposing a new conceptual model for the reconstruction of ice dynamics in the SW sector of the Scandinavian Ice Sheet (SIS) based on the reinterpretation of published data and new evidence from optically stimulated luminescence (OSL) dating.- *E&G Quaternary Sci. J.* 69: 201-223. <https://doi.org/10.5194/egqsj-69-201-2020>
- Mehlhorn, P., Winkler, L., Grabbe, F.-C., Kenzler, M., Gehrmann, A., Hüneke, H. & Rother, H. (2019): Coastal cliff at Lenzer Bach on Jasmund Peninsula,

- Rügen Island (Pleistocene Stripe 4): reconstructed history of glaciectonic deformation based on fold geometry and microstructural mapping.- *DEUQUA Spec. Pub.* 2: 35-41. <https://doi.org/10.5194/deuquasp-2-35-2019>
- Menzies, J. (2000): Micromorphological analyses of microfibrils and microstructures indicative of deformation processes in glacial sediments.- *Geological Society, London, Special Publications* 176: 245-257. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.176.01.19>
- Moretti, M., Alfaro, P., Caselles, O., Canas, J.A. (1999): Modelling seismites with a digital shaking table.- *Tectonophysics* 304: 369-383.
- Müller, U. & Obst, K. (2006): Lithostratigraphie und Lagerungsverhältnisse der pleistozänen Schichten im Gebiet von Lohme (Jasmund/Rügen).- *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 34 (1/2): 39-54.
- Nationalparkamt Vorpommern (2026): Nationalparkamt Vorpommern www.nationalpark-jasmund.de/erleben-erholen/aktiv-in-der-natur/sammeln-von-fossilien-beeren-pilzen
- Nestler, H. (1965): Die Rekonstruktion des Lebensraumes der Rügener Schreibkreide-Fauna (Unter-Maastricht) mit Hilfe der Paläoökologie und Paläobiologie. -*Geologie* 14: 491-147.
- Nestler, H. (2002): Die Fossilien der Rügener Schreibkreide.- 4. Auflage, Die Neue Brehm-Bücherei, 486: 1-160.
- Niedermeyer, R.-O., Lampe, R., Janke, W., Schwarzer, K., Duphorn, K., Kliewe, H. & Werner, F. (2011): Die deutsche Ostseeküste. E 11-14: Die Inseln Hiddensee und Rügen - ein einführender Überblick.- *Sammlung geologischer Führer* 105: 231-262; Stuttgart (Gebr. Borntraeger).
- Obst, K. & Schütze, K. (2006): Ursachenanalyse der Abbrüche an der Steilküste von Jasmund/Rügen 2005.- *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 34 (1/2): 11-37.
- Panzig, W.-A. (1990): Das Geschiebeinhaltliche Normalprofil des Till-Inventars von NE-Rügen.- *Diss. Universität Greifswald*, 149 S.; Greifswald. [unveröff.]
- Panzig, W.-A. (1995): Zum Pleistozän von Rügen.- *Terra Nostra* 6: 177-200.
- Paulson, C. (2001): Die Karstmoore in der Kreidelandschaft des Nationalparks Jasmund auf Rügen.- *Greifswalder Geographische Arbeiten* 21: 59-271.
- Pedersen, S.A.S. (2000): Superimposed deformation in glaciectonics. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 46: 125-144.
- Pedersen, S.A.S. (2005): Structural analysis of the Rubjerg Knude glaciectonic complex, Vendsyssel, northern Denmark.- *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin* 8: 1-192. <https://doi.org/10.34194/geusb.v8.4848>
- Pedersen, S.A.S. (2014): Architecture of glaciectonic complexes.- *Geosciences* 4: 269-296. <https://doi.org/10.3390/geosciences4040269>
- Pedersen, S.A.S. & Boldreel, L.O. (2017): Thrust-fault architecture of glaciectonic complexes in Denmark.- *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin* 33: 17-20. <https://doi.org/10.1002/jqs.2887>
- Phillips, E.R., Lee, J.R. & Burke, H. (2008): Progressive proglacial to subglacial deformation and syntectonic sedimentation at the margins of the mid-Pleistocene British Ice Sheet: evidence from north Norfolk, UK.- *Quaternary Science Reviews* 27: 1848-1871. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.06.011>
- Phillips, E.R., van der Meer, J.J.M. & Ferguson, A. (2011): A new 'microstructural mapping' methodology for the identification, analysis and interpretation of polyphase deformation within subglacial sediments.- *Quaternary Science Reviews* 30: 2570-2596. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.04.024>
- Pisarska-Jamroży, M., Belzyt, S., Börner, A., Hoffmann, G., Hüneke, H., Kenzler, M., Obst, K., Rother, H. & van Loon, A.J. (2018a). Evidence from seismites for glacio-isostatically induced crustal faulting in front of an advancing land-ice mass (Rügen Island, SW Baltic Sea).- *Tectonophysics* 745: 338-348.
- Pisarska-Jamroży, M., Van Loon, A. J., and Bronikowska, M. (2018b). Dumpstones as records of overturning ice rafts in a Weichselian proglacial lake (Rügen Island, NE Germany).- *Geol. Q.* 62: 917-924.
- Pisarska-Jamroży, M. G., Belzyt, S., Börner, A., Hoffmann, G., Hüneke, H., Kenzler, M., Obst, K., Rother, H., Steffen, H., Steffen, R. & van Loon, T. (2019): The sea cliff at Dwasieden: soft-sediment deformation structures triggered by glacial isostatic adjustment in front of the advancing Scandinavian Ice Sheet.- *DEUQUA Spec. Pub.*, 2: 61-67, <https://doi.org/10.5194/deuquasp-2-61-2019>
- Pisarska-Jamroży, M., Belzyt, S., Bitinas, A., Börner, A., Bronikowska, M., Damusyte, A., Hang, T., Hüneke, H., Jusiene, A., Kenzler, M., Krievans, M., Lamsfers, K., Nartiss, M., Obst, K., Putkinen, N., Rosentau, A., Rother, H., Salwowska, A., Steffen, H., Steffen, R., Sutinen, R., Swiątek, S., van Loon, A.J., Woronko, B., Wozniak, P.P. (2025): Seismicity of the Fennoscandian ice sheet reconstructed from liquefaction features in seismites of the southern Baltic Sea region.- *Quaternary Science Reviews* 369: 1-24.
- Plonka, N., Kenzler, M. & Hüneke, H. (2022): Synkinematic sedimentation between ice margin-parallel thrust-bounded ridges of the glaciectonic complex of Jasmund (Rügen Island, SW Baltic Sea,

- Weichselian).- *Quaternary International* 630: 48-64. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.02.040>
- Reich, M. & Frenzel, P. (2002): Die Flora und Fauna der Rügener Schreiebkreide.- *Archiv Für Geschiebekunde* 3 (3/4): 73-284.
- Reich, M., Herrig, E., Frenzel, P. & Kutscher, M. (2018): Die Rügener Schreiebkreide – Lebewelt und Ablagerungsverhältnisse eines pelagischen oberkretazischen Sedimentationsraumes.- *Zitteliana* 92: 17-32.
- Schnick, H. (2025): A tubular debrite preserved in a *Thalassinoides paradoxicus* burrow – evidence of bottom-current induced slope failure in the Maastichtian chalk of Rügen Island (Baltic Sea).- *Paläontologische Zeitschrift* (Herrig-Festschrift). <https://doi.org/10.1007/s12542-025-00727-y>
- Schüßler, N., Torizin, J., Fuchs, M., Kuhn, D., Balzer, D., Gunkel, C., Prüfer, S., Hahne, K. & Schütze, K. (2024): Rapid geological mapping based on UAV imagery and deep learning texture classification and segmentation.- <https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU24/EGU24-8334.html>
- Schüßler, N., Torizin, J., Gunkel, C., Schütze, K., Tiepolt, L., Kuhn, D., Fuchs, M. & Prüfer, S. (2025): FA-CA v1 – Fully Automated Co-Alignment of UAV point clouds.- *Geosci Model Dev* 18: 5913-5935. <https://doi.org/10.5194/gmd-18-5913-2025>
- Seidel, E., Meschede, M. & Obst, K. (2018): The Wiek Fault Zone east of Rügen Island: Origin, tectonic phases and its relation to the TransEuropean Suture Zone.- *Geol. Soc. Lond., Spec. Publ.* 469: 59-82. <https://doi.org/10.1144/SP469.10>
- Steinich, G. (1967): Sedimentstrukturen der Rügener Schreiebkreide.- *Geologie* 16: 570-583.
- Steinich, G. (1972): Endogene Tektonik in den Unter-Maastricht-Vorkommen auf Jasmund (Rügen).- *Geologie, Beiheft* 71/72: 1-207.
- Surlyk, F. & Lykke-Andersen, H. (2007): Contourite drifts, moats and channels in the Upper Cretaceous chalk of the Danish Basin.- *Sedimentology* 54: 405-422.
- Torizin, J., Schüßler, N., Fuchs, M., Kuhn, D., Schütze, K., Prüfer, S. & Gunkel, C. (2024): Semantic segmentation as a part of geological mapping using artificially blended texture dataset.- <https://doi.org/10.48380/PZ2X-6229>
- Tylmann, K., Rinterknecht, V.R., Wozniak, P.P., Guillou, V., ASTER Team. (2022): Asynchronous dynamics of the last Scandinavian Ice Sheet along the Pomeranian ice marginal belt: A new scenario inferred from surface exposure ¹⁰Be dating.- *Quaternary Science Reviews* 294: 1-17. DOI 10.1016/j.quascirev.2022.107755
- van der Meer, J.J.M. (1993): Microscopic evidence of subglacial deformation.- *Quaternary Science Reviews* 12: 553-587. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(93\)90069-X](https://doi.org/10.1016/0277-3791(93)90069-X)
- Vaughan-Hirsch, D.P., Phillips, E.R. (2017): Mid-Pleistocene thin-skinned glaciotectonic thrusting of the Aberdeen Ground Formation, Central Graben region, central North Sea.- *Journal of Quaternary Science* 32 (2): 196-212. <https://doi.org/10.1002/jqs.2836>

E3

Busexkursion nach Grimmen und Friedland

am 28. Mai 2026

**Abfahrt 8:00 Uhr ZOB/Bf Greifswald
Ankunft 18:00 Uhr ZOB/Bf Greifswald**

Leitung: Dr. Karsten Obst

Glaziale Schollen präpleistozäner Abfolgen im nordöstlichen Mecklenburg-Vorpommern

Karsten Obst^{1,2}, Jörg Ansorge² & Matthias Franz³

¹Geologischer Dienst, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Goldberger Str. 12b, 18273, Güstrow; karsten.obst@lung.mv-regierung.de

²Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, F.-L.-Jahn-Str. 17A, 17489 Greifswald; ansorge@uni-greifswald.de

³Georg-August-Universität Göttingen, Geowissenschaftliches Zentrum, Goldschmidtstraße 3, 37077 Göttingen; mfranz1@gwdg.de

Route

Busfahrt von Greifswald über die A20 nach Grimmen. Am Vormittag werden in der Lias-Tongrube Klein Lehmhagen ein zugänglicher Profilabschnitt am Nordstoß zu Fuß aufgesucht und Kernmaterial benachbarter Bohrungen besichtigt. Nachmittags erfolgt die Weiterfahrt über die A20 nach Friedland (Meckl.), um bei Salow die größte bekannte Eozän-Lagerstätte Norddeutschlands aufzusuchen. Von dort geht es mit dem Bus wieder zurück nach Greifswald.

Schwerpunkte

In der Tongrube Klein Lehmhagen wird an einem Profil im Grenzbereich Pliensbach/Toarc die flachmarine Abfolge der Posidonienschiefer-Formation mit zum Teil sehr gut erhaltenen Makrofossilien erläutert (Halt 1A). Dabei wird die besondere Faziesentwicklung am nördöstlichen Rand des Norddeutschen Beckens, die mit dem Posidonienschiefer Nordwestdeutschlands korreliert werden kann, diskutiert. Die in der Tongrube Klein Lehmhagen aufgeschlossene Abfolge der Grimmen Formation wird mit den Profilen aus benachbarten Kartierungsbohrungen verglichen (Halt 1B). Anhand ausgewählter Kernproben werden Korrelationen markanter Horizonte vorgestellt. Basierend auf der Untersuchung von Bohrprofilen in Vorpommern und angrenzenden Regionen wird die neue lithostratigraphische Gliederung für den Lias in NE-Deutschland sowie die paläogeographische Entwicklung während der unterjurassischen Meeresverstöße diskutiert. Neben den glazial umgelagerten unterjurassischen Sedimenten sind in der Tongrube auch alttertiäre Ablagerungen eingeschuppt. Über geringmächtigen paläozänen Sanden (Helle Formation) folgen untereozäne Tone (Schlieven-Formation) mit eingelagerten Basaltaschen, die in Form von karbonatisch gebundenen Konkretionen (Zementsteine) vorliegen (Halt 1C). Ein Besuch der Tonlagerstätte Salow bei Friedland gibt Einblicke in die marine Sedimentation während des Untereozäns (Marnitz-Formation) im östlichen Teil des Nordsee-Beckens (Halt 2). Dabei werden die Herkunft der Tone, ihr Fossilinhalt und die Nutzungsmöglichkeiten sowie moderne Abbaustrategien erläutert.

Eiszeitlandschaft und glaziale Schollen im Nordosten von Mecklenburg-Vorpommern

Die Landschaft zwischen der stark gegliederten Boddenausgleichsküste Vorpommerns und der Mecklenburgischen Seenplatte ist morphologisch geprägt von den jungen Eisvorstößen des Weichsel-Glazials vor ca. 25.000 bis 15.000 Jahren. Das Relief variiert zwischen flachen oder kuppigen Grundmoränen, girlandenförmigen Höhenzügen der Endmoränen, die ehemalige, lobenförmige Eisrandlagen markieren, und Sanderwurzeln mit Blockpackungen, die in flächige Kies- und Sandablagerungen übergehen. Die

pleistozänen Abfolgen sind im nordöstlichen Teil Mecklenburg-Vorpommerns überwiegend 50-100 m mächtig und umfassen elster- bis weichselzeitliche Schichten. In glazitektonischen Komplexen, z.B. Jasmund und Arkona, sind die Eiszeitsedimente gemeinsam mit Ablagerungen der Oberkreide verfaltet und verschuppt (u.a. Obst et al. 2020). Diese älteren Gesteinsschichten von mitunter mehreren Kilometern Ausdehnung, sind nicht nur entlang der Steilufer Rügens aufgeschlossen, sondern auch in Kreidegruben auf der Ostseeinsel der direkten Beobachtung zugänglich.

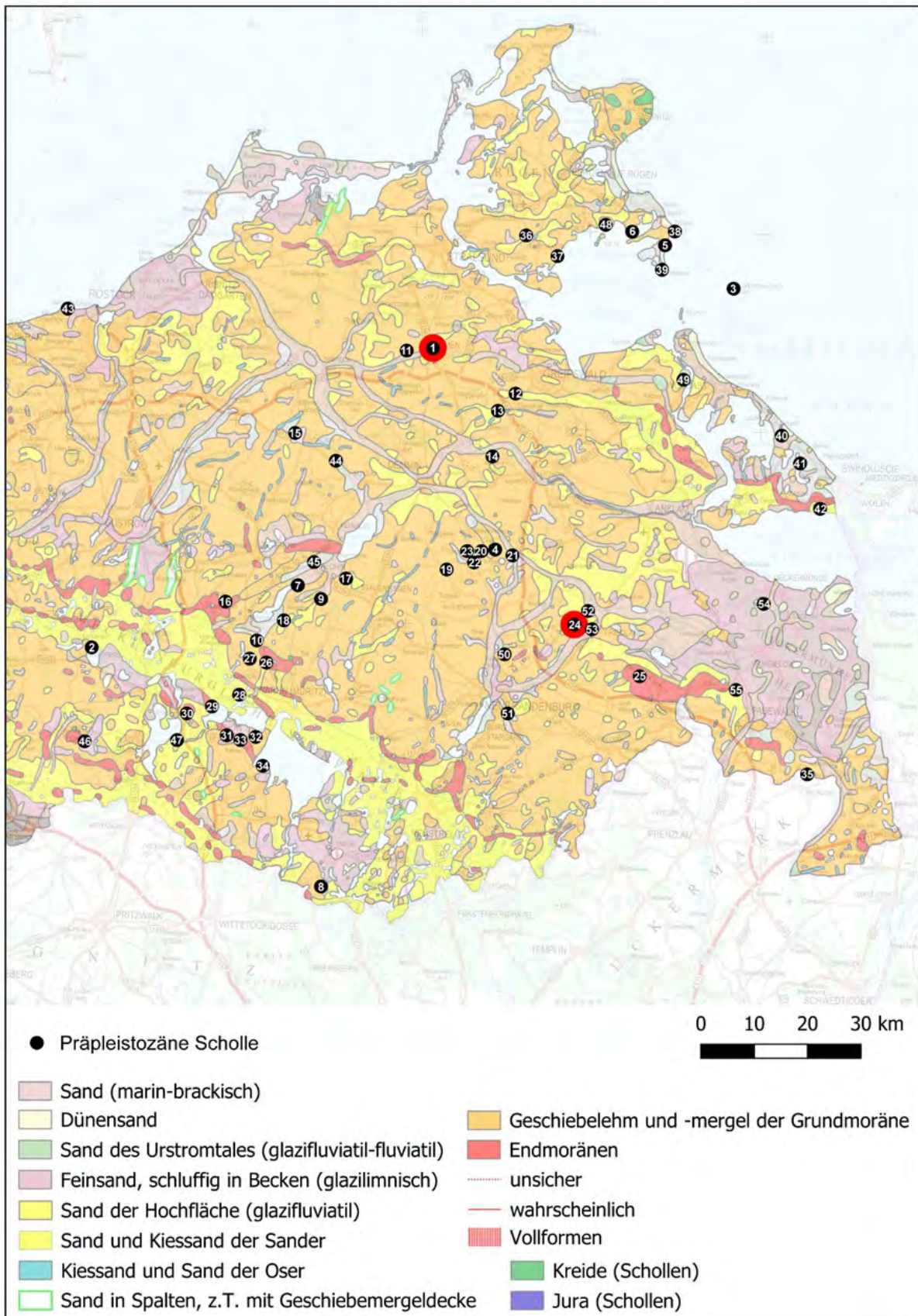


Abb. 1: Geologische Karte der oberflächennahen Schichten (LUNG 2010) und Position glazialer Schollen präpleistozäner Sedimente des Jura bis Tertiär im nordöstlichen Mecklenburg-Vorpommern (Liste in Tab. 1). Rot hervorgehoben sind die Exkursionspunkte Tongrube Klein Lehnhagen bei Grimmen (Halt 1 = Scholle-Nr. 1) und die Tongrube Salow bei Friedland (Halt 2 = Scholle-Nr. 24).

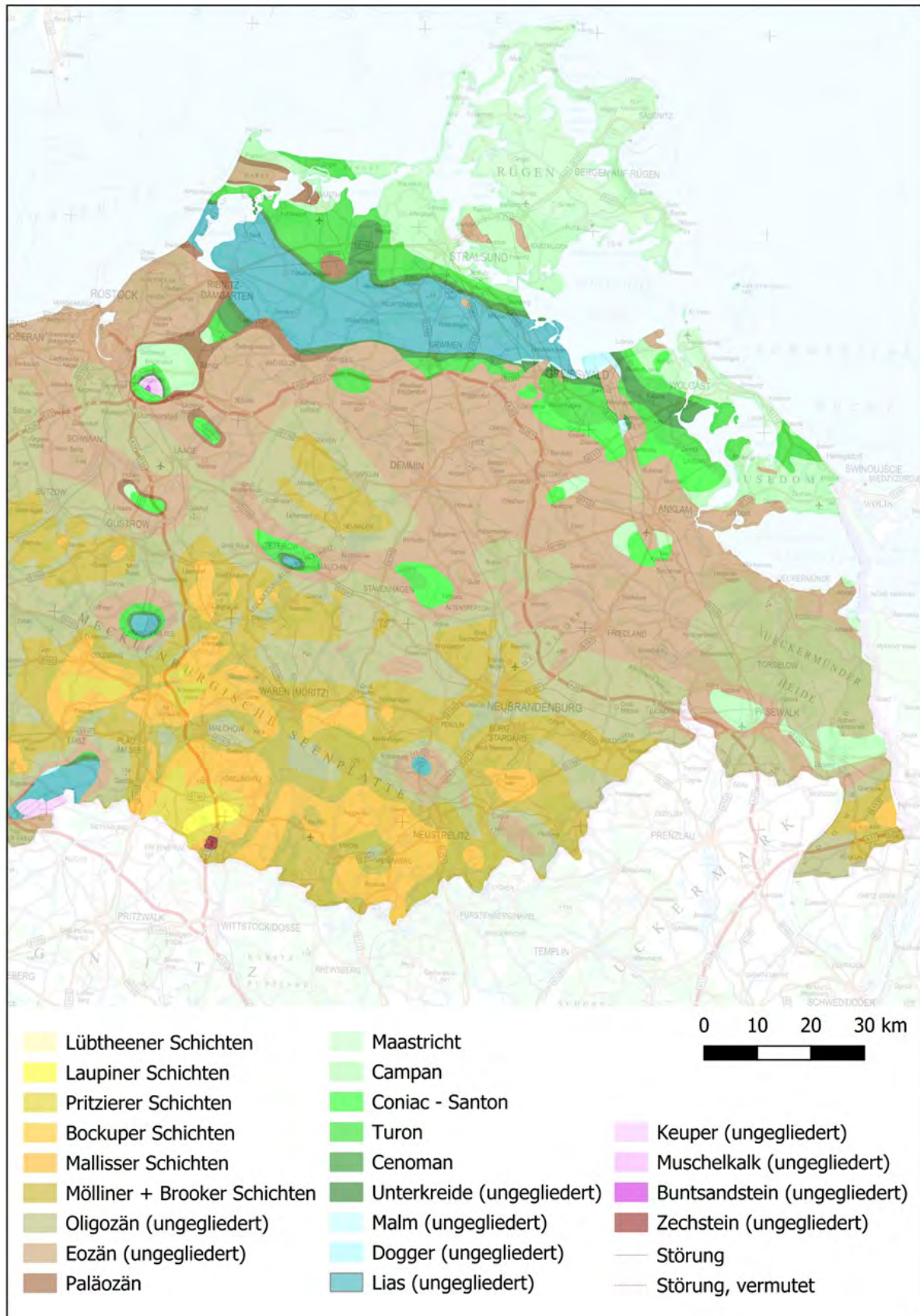


Abb. 2: Geologische Karte der an der Quartärbasis anstehenden Schichten (LUNG 2002). Der Grimmener Wall mit seinen herausgehobenen unterjurassischen Ablagerungen sowie lokale Antiklinalstrukturen über Salzkissen sind mögliche Herkunftsbereiche für präpleistozäne Glazialschollen (s. Abb. 1).

Tab. 1: Glazial umgelagerte Schollen präpleistozäner Sedimente im Osten von Mecklenburg-Vorpommern (ju – Unterjura, jm – Mittlerer Jura, kru – Unterkreide, kro – Oberkreide, t – Tertiär)

Nr.	Lokalität	ju	jm	kru	kro	t
1	Klein Lehmhagen	x			x	x
2	Dobbertin	x				
3	Greifswalder Oie		x	x	x	x
4	Golchen		x			
5	Lobber Ort			x		
6	Neu Reddevitz			x		x
7	Remplin			x		
8	Schwarz			x		
9	Gielow			x	x	
10	Klocksın			x	x	
11	Quitzin				x	
12	Dersekow				x	
13	Neu Pansow				x	
14	Plestlin				x	
15	Samow				x	
16	Nienhagen				x	
17	Leuschentin				x	
18	Basedow				x	
19	Altenhagen				x	
20	Peeselin				x	
21	Klempenow				x	
22	Marienhöhe				x	
23	Gnevkwow				x	
24	Salow				x	x
25	Wittenborn				x	x
26	Moltzow und Marxhagen				x	
27	Neu Sapshagen und Sophienhof				x	
28	Jabel				x	
29	Nossentin				x	
30	Sparow				x	
31	Göhren und Blücher				x	
32	Wendhof				x	
33	Poppentin				x	
34	Gotthun				x	
35	Grimme				x	
36	Garz/Rügen				x	
37	Dumsewitz				x	
38	Göhren/Rügen				x	
39	Thiessow				x	
40	Ückeritz (Stagnieß)				x	
41	Heringsdorf				x	
42	Garz (Golm)				x	
43	Warnemünde (Stoltera)					x
44	Finkenthal					x
45	Pisede					x
46	Benzin					x
47	Adamshoffnung					x
48	Wobbanz, Muglitz					x
49	Weidehof bei Wolgast					x
50	Neddemin					x
51	Fritscheshof, Monkeshof, Küssow bei Neubrandenburg					x
52	Bresewitz					x
53	Friedland					x
54	Liepgarten					x
55	Jatznick					x

Weitere glaziale Schollen präquartärer Ablagerungen, die den Zeitraum vom Unterjura bis ins Tertiär umfassen, sind besonders von den Küsten Südost-Rügens und der Greifswalder Oie bekannt (u.a. Obst & Ansorge 2012). Aber auch im Binnenland wurden bereits seit Jahrhunderten kretazische Kalksteine, tertiäre Tone und Quarzsande in oberflächennahen Aufschlüssen wirtschaftlich ausgebeutet. Während sie in früheren, geognostischen bzw. geologischen Beschreibungen als Auftragungen des Untergrundes im sogenannten Diluvium, dem heutigen Pleistozän, angesehen wurden, ist ihr vom Untergrund losgelöster Schollencharakter seit der Verbreitung und Anerkennung der Inland-eistheorie des schwedischen Geologen Otto Torell 1875 eine naheliegende wissenschaftliche Erklärung. Bohrungen und seismische Untersuchungen dienten der Erfassung von Ausdehnung und Mächtigkeit der allochthonen präpleistozänen Sedimentkörper und ermöglichten die Rekonstruktion der Herkunftsgebiete der Schollen, ihres Transports und die Aufnahme in glazitektonisch deformierte pleistozäne Abfolgen (u.a. Gehl 1965).

Zu den ältesten, glazigen umgelagerten Sedimenten im nordöstlichen Teil von Mecklenburg-Vorpommern gehören oberliassische Sande und Tone (Abb. 1, Tab. 1). Diese wurden 1873 nördlich Grimmen beim Bau der Berliner Nordbahn Richtung Stralsund entdeckt. Aus einem 300 m langen Bahneinschnitt nahe des Dorfes Schönewalde wurde ein grauer plastischer Ton mit fossilhaltigen Karbonatkonkretionen beschrieben (Berendt 1874; Deecke 1907; Abb. 3A). Anhand der Ammoniten erkannte Stolley (1909), dass der Ton ein zeitgleiches Äquivalent des Posidonienschiefers (Lias epsilon) in Nordwestdeutschland ist.

Bohrungen in den 1950er Jahren ergaben eine größere Verbreitung der unterjurassischen Sedimente unter einer relativ dünnen quartären Deckschicht in dem Gebiet, etwa 4 km nordöstlich von Grimmen. Dies führte 1959/1960 zur Eröffnung einer Tongrube in der Nähe von Klein Lehmhagen. Seit dieser Zeit ermöglichte die Erweiterung der ursprünglichen kleinen Grube vermehrt Einblicke in die stratigraphische Abfolge und die allgemeine geologische Situation (Abb. 3). 1995 wurden der Abbau und die Was-

serhaltung eingestellt, wobei die Grube seitdem durch einen natürlichen Quellzutritt großflächig geflutet wird. 2016 erfolgte eine temporäre Gewinnung fetter grüner Tone aus dem hangenden Teil der Abfolge, die in einer Lagerhalle für den Vertrieb aufbereitet werden.

Vom Geologischen Dienst im LUNG Mecklenburg-Vorpommern initiierte Grabungen 2016 und 2021 in tieferen Abschnitten der als Landesgeotop eingestuften Schichtenfolge bildeten die Grundlage für umfangreiche systematische Untersuchungen eines Forscherteams der Universitäten Greifswald, Göttingen, Kiel und des Naturhistorischen Museums Braunschweig, deren Ergebnisse in einer umfangreichen Publikation (Ansorge et al. 2025) veröffentlicht wurden. Die neuen lithostratigraphischen, faziellen und faunistischen Erkenntnisse werden an einem Profil in der Grube vorgestellt (s. Halt 1A).

Die intensiv deformierten Lias-Sedimente wurden während der pleistozänen Eisvorstöße durch Gletscher aus der Antiklinale „Grimmener Wall“ (Abb. 2, 23 und 24), einer Inversionsstruktur am nördlichen Rand des Norddeutschen Beckens, abgeschert und verschoben. Dies belegen mehrere Bohrungen zwischen Stralsund und Grimmen, in denen oberflächennahe, allochthone unterjurassische Schichten von Eiszeitablagerungen unterlagert werden und erst darunter autochthones Präquartär folgt (s. Halt 1B). Dafür sprechen auch gemeinsam mit den liassischen Tonen umgelagerte Schreibkreide des Maastricht und Sedimente des Oberpaläozän/Untereozän, die in der Tongrube Klein Lehmhagen aufgeschlossen waren (s. Halt 1C).

Doggerablagerungen sind zwar in Form zahlreicher Geschiebe im nordöstlichen Mecklenburg-Vorpommern bekannt, aber glazigen umgelagerte Schollen wurden bisher nur von Golchen (Ansorge & Fechner 1999) und von der Greifswalder Oie (Obst et al. 2026) beschrieben.

Bei dem Dogger-Vorkommen 2 km westlich von Golchen handelt es sich um eine stark überwachsene Grube. Hier gehen helle Feinsande, die mit Schlieren von Ton und Schluff wechsellagern, in braune, grobkörnige Sandsteine über. Lagen von Muschelschill in Steinkernerhaltung belegen einen marinen Ablagerungsraum. Die Mikroflora weist auf eine Sedimentation im Li-

toralbereich hin und ist terrestrisch beeinflusst. Die Scholle ist Bestandteil des Hohenbüssower Stauchungskomplexes und wurde vermutlich saalezeitlich vom 40 km entfernten Grimmener Wall nach SW transportiert (Ansorge & Fechner 1999).

Die Jura-Scholle auf der Greifswalder Oie besteht aus eisenschüssigen Sanden, die im tieferen Teil mit Schlieren von grauen Tonen durchzogen sind. Anhand mikropaläontologischer Untersuchungen lassen sich die Sedimente dem Ober-Toarcium bis tieferes Mittel-Bajocium zuordnen. Im Dünnschliff sind zudem Eisenooide zu erkennen. Oolithische Lagen aus Siderit sind aus verschiedenen Bohrungen in der Usedom-Senke bekannt. Diese Siderithorizonte befinden sich in sandig-schluffig-tonigen Abfolgen, welche anhand faunistischer Belege (mehrere Ammoniten-Arten) in das Ober-Bathonium gestellt werden (Petzka et al. 2004). Seltener sind Eisenooide auch noch in Sedimenten des Unter-Callovium zu finden. Eine Herkunft vom etwa 30 -50 (+) km entfernten nordwestlichen Ende des Pommerisch-Kujawischen Walls ist naheliegend (Obst et al. 2026).

Lokale Einschaltungen von Unterkreide-Sedimenten in pleistozäne Geschiebemergel sind von SE-Rügen bekannt. Bereits Deecke (1889) stufte die schon von Scholz (1871) erwähnten kohligen Tone vom Lobber Ort anhand von Cyrenenfunden in den Wealden ein. Er beschrieb auch braune glänzende Fischschuppen und Fragmente von (?) Fischwirbeln. Ansorge (1990) untersuchte einhundert Jahre später eine 5 m lange Scholle graubraunen Tons mit inkohlten Holzresten und weißen Cyrenenschalen vom selben Kliffabschnitt. Zahlreiche Fischreste (u.a. Zahnkronenfragmente), insbesondere eine neue *Lissodus*-Art (Elasmobranchii: Hybodontidae) bestätigen die Einstufung. Als Herkunftsgebiet der Scholle wird der flachmarine Küstenbereich zwischen Rügen und Bornholm diskutiert.

Zu den weiteren unterkretazischen Sedimenten gehören die von Elbert & Klose (1904) beschriebenen marinen Grünsande des Alb (früher als Gault bezeichnet) vom Steilufer der Greifswalder Oie, die in deformierte pleistozäne Schichten eingelagert sind (heute überwachsen). Auch vom Lobber Ort werden sie erwähnt (Deecke

1907). Aus den Sanden ausgewaschene Phosphoritknollen sind bei Wolgast in Schmelzwassersanden als lokale Gerölle angereichert (Lehmann et al. 2015).

Seit einigen Jahren sind auf der Halbinsel Mönchgut im Südosten Rügens auch rötliche Tonschlieren im Geschiebemergel am Südkliff des Reddevitzer Höfts aufgeschlossen. Aufgrund der ziegelroten Färbung ist eine Einstufung als Flammenmergel des Alb plausibel.

Weitere übertägige Aufschlüsse mit Sedimenten der Unterkreide sind im Binnenland bisher nur aus der Umgebung des Malchiner Sees (Remplin, Gielow und Klocksing: Alb mit Cenoman) bekannt (u.a. Diener et al. 2004a).

Neben den markanten Aufragungen der Schreibkreide des Unter-Maastricht an den Steilküsten von Jasmund und Arkona wurden weitere Schollen des Campan und Maastricht von den Inseln Rügen und Usedom beschrieben (u.a. Steinich 1967; Diener et al. 2004b). Dagegen sind auf der Greifswalder Oie Schollen des Cenoman, Coniac/Santon und Campan vorhanden (u.a. Obst & Ansorge 2010, 2012).

Auch im Binnenland sind glazial umgelagerte oberkretazische Abfolgen unterschiedlicher stratigraphischer Zuordnung aus zahlreichen übertägigen Aufschlüssen bekannt geworden, wobei Diener et al. (2004b) die Vorkommen in der Umgebung von Kummerower See und Müritz von denen in den Tälern der Trebel, Tollense, Schwinge, Peene und Randow ihrer Herkunft nach unterschieden. Stratigraphisch werden sie dem Turon und dem Unter-Maastricht zugeordnet. Einzige Ausnahme ist eine Campan-Scholle bei Klempenow.

Glazial umgelagerte kleinere und größere Schollen tertiärer Sedimente sind im östlichen Teil Mecklenburg-Vorpommerns weit verbreitet. Teilweise können sie Mächtigkeiten bis ca. 100 m erreichen (z.B. untereozäne Tonschollen bei Friedland, vgl. Obst et al. 2023; Halt 2). Oftmals scheinen sie im gefrorenen Zustand transportiert, so dass ihr ursprünglicher Schichtenverband großenteils erhalten blieb und nur die Randbereiche schlierig ausgebildet sind.

Dunkelbraune Mittelsande, dunkle Tone und glaukonitische Feinsande des Oberpaläozäns sind aus dem Tagebau bei Grimmen sowie aus

temporären Aufschlüssen bei Greifswald und Neu-Reddevitz (SE-Rügen) bekannt (Reich 2004). Sie enthalten gelegentlich sandschalige Foraminiferen und Diatomeen; das Alter ist nur palynostratigraphisch bestimmbar (Fechner 2004).

Über ein Drittel aller Tertiär-Schollen Mecklenburg-Vorpommerns gehören in das Eozän (Reich 2004). Oftmals handelt es sich um kalkarme bis kalkfreie, blaugraue oder grünlichgraue Tone des Untereozäns. Dazu gehören die älteren Tone der Schlieven-Formation, welche diverse Lagen von Basaltasche enthalten, die oftmals frühdiagenetisch fixiert in Karbonatkonkretionen („Zementsteine“) überliefert sind. Diese Schollen wurden nicht nur von der Greifswalder Oie beschrieben, sondern sind zumindest relik-tisch auch von Wobbanz auf Rügen oder von der Südküste des Greifswalder Boddens bekannt, worauf lokale Anreicherungen von „Zementsteinen“ hindeuten (Obst et al. 2015). Eine Herkunft der eozänen Sedimente aus schmalen Gräben im Bereich des Vorpommern-Störungssystem, welches sich bis in die Pommersche Bucht erstreckt, ist wahrscheinlich. Ansonsten ist flächendeckendes Eozän nur bis zum Grimmener Wall vorhanden (Ludwig 2012; Obst et al. 2015; Abb. 23).

Geringfügig jüngere Tone mit markanten Siderit- und Phosphorit-Konkretionen sind der Marnitz-Formation zuzuordnen. Bekannte Vorkommen umfassen den Schollen-Komplex von Friedland (u.a. Obst et al. 2023), die Schollen bei Wobbanz (Ansorge & Reich 2004) sowie am Kliff der Stoltera (Lenz & Obst 2026) und bei Gnoien (Lenz & Fuchs 2026). Die einstmals bekannten Vorkommen von Pisede und Wittenborn/Brohmer Berge sind verwachsen (Reich 2004).

Mächtige Septarientone des Oligozäns waren bei Jatznick und Liepgarten aufgeschlossen (Warneck 1926) und wurden bis in die 1960er Jahre abgebaut. Bedeutende Miozän-Vorkommen Ostmecklenburgs befinden sich in der Nähe von Neubrandenburg (Fritscheshof, Monckeshof, Küssow, Neddemin). Die reinen weißlichen Quarzsande enthalten mitunter kohlige Lagen, selten Holzreste bzw. Baumstämme sowie in gröberen Lagen silifizierte ordovizische und silurische Fossilien (u.a. Korallen und Schwämme; Reich 2004).

Halt 1A: Lithologie, Fossilführung und Fazies der Posidonienschiefer- und Grimmen-Formation im Typusprofil Klein Lehmhagen

J. Ansorge, M. Franz & K. Obst

Die Liastongrube von Klein Lehmhagen bei Grimmen wurde im Rahmen einer Bearbeitung des oberen Lias als Typuslokalität für die Grimmen-Formation (*falciferum-aalensis*-Zone) mit dem basalen Reinberg-Member (*exaratum*-Subzone) sowie das sandige Lehmhagen-Member (*semicelatum*-Subzone) an der Basis der Posidonienschiefer-Formation ausgewählt (Ansorge et al. 2025; Abb. 4). Die außergewöhnlich gute Erhaltung der in Konkretionen überlieferten Fossilien und Sedimentgefüge erheben die Liastongrube in den Rang einer überregional bedeutsamen Fossilagerstätte vom Typ der Konservatagerstätten. Die Vielzahl der marinen und terrestrischen Fossilgruppen trägt maßgeblich zum Verständnis der Genese des Posidonienschiefers und seiner Lebensumwelt bei.

Am Nordstoß des ehemaligen Tagebaus ist bei etwa 13 m über NHN der Grenzbereich Pliensbachium/Toarcium durch einen Schurf aufgeschlossen, der im Rahmen der Exkursion vorgestellt wird (Abb. 3C).

Der aktuell zugängliche Bereich erschließt ein etwa 7 m breites und 2 m hohes Profil. Die Schichten sind glazitektonisch beansprucht, im Aufschluss ist ein flaches Einfallen nach Südosten festzustellen. Tonschichten wirkten als Gleitbahnen bei der Verschiebung der Schollenstapel. Im Gegensatz zum Ton, der intern kataklastisch deformiert ist (s.u.), zeigen die Sandfolgen eine wesentlich geringere Deformation (Abb. 6). Karbonatkonkretionen in den Tonen sind üblicherweise nicht deformiert, bankartige Konkretionen dagegen oft zerbrochen.

Im Gegensatz zu den Tonen bewahren die Konkretionen (Geoden) die internen Schichtgefüge der Tonsteine und ermöglichen dadurch die Rekonstruktion der Ablagerungsbedingungen.

Wolgast-Formation

An der Basis des erschlossenen Profils stehen die obersten 2 m eine Abfolge stark bioturbierter Fein- bis Mittelsande des oberen Pliens-

bachiums (Domer) an. Die intensive Bioturbation hat zur vollständigen Überprägung ehemals vorhandener Schichtgefüge geführt. Der untere Teil der Abfolge ist heute nicht mehr zugänglich, war jedoch während des aktiven Tagebaubetriebs erschlossen (Ernst 1964, 1967). Von Bedeutung sind die reiche Makrofauna (Buchholz 2012), die Ostrakoden-Mikrofauna (Herrig 1969) und sogenannte Doppelkonkretionen, konglomeratische Rinnenfüllungen in Feinsanden (Ansorge et al. 2025; Abb. 5). Die Ammonitenfauna belegt die *apyrenum*-Subzone (*spinatum*-Zone) für den unteren Teil der heute nicht mehr erschlossenen Abfolge. Auf der Grundlage regionaler Korrelationen kann der höhere Teil der Abfolge unter Vorbehalt in die *hawskerense*-Subzone gestellt werden (Ansorge et al. 2025). Der Kontakt zur Posidonienschiefer-Formation ist diskontinuierlich ausgebildet. *Thalassinoides*-Grabgänge, die von der Dachfläche ca. 10-20 cm tief in die Wolgast-Formation eindringen, sind mit Mittel- bis Grobsand der hangenden Schichtenfolge verfüllt (Abb. 4). Die lithologische Grenze zwischen Wolgast- und Posidonienschiefer-Formation entspricht der Pliensbachium/Toarcium-Grenze.

Posidonienschiefer-Formation, Lehmhagen-Member

Die an der Basis des Toarciums vorliegende Wechselfolge aus Fein- bis Grobsanden und organikreichen Tonsteinen wurde in sechs lithologische Einheiten gegliedert (Einheit 2–7) und als Lehmhagen-Member an der Basis der Posidonienschiefer-Formation neu definiert (Ansorge et al. 2025; Abb. 4).

Das Lehmhagen-Member beginnt mit einer überwiegend grobkörnigen Abfolge von 25-30 cm Mächtigkeit (Einheit 2, Abb. 6A). An der Basis von Einheit 2 finden sich Sandkonkretionen mit einem Durchmesser von bis zu 10 cm, die gut erhaltene hohle Ammoniten (*Dactylioceras semicelatum* Simpson, 1843) enthalten (Abb. 7A-C). Im Detail besteht Einheit 2 aus bis zu fünf fining-upward-Zyklen (Einheiten 2a-2e). Jede Einheit setzt sich aus einer fein- bis grobkörnigen Sandschicht und einer bis zu 3 cm dicken schwarzen Tonschicht zusammen. Die Sandschichten weisen eine scharfe bis leicht

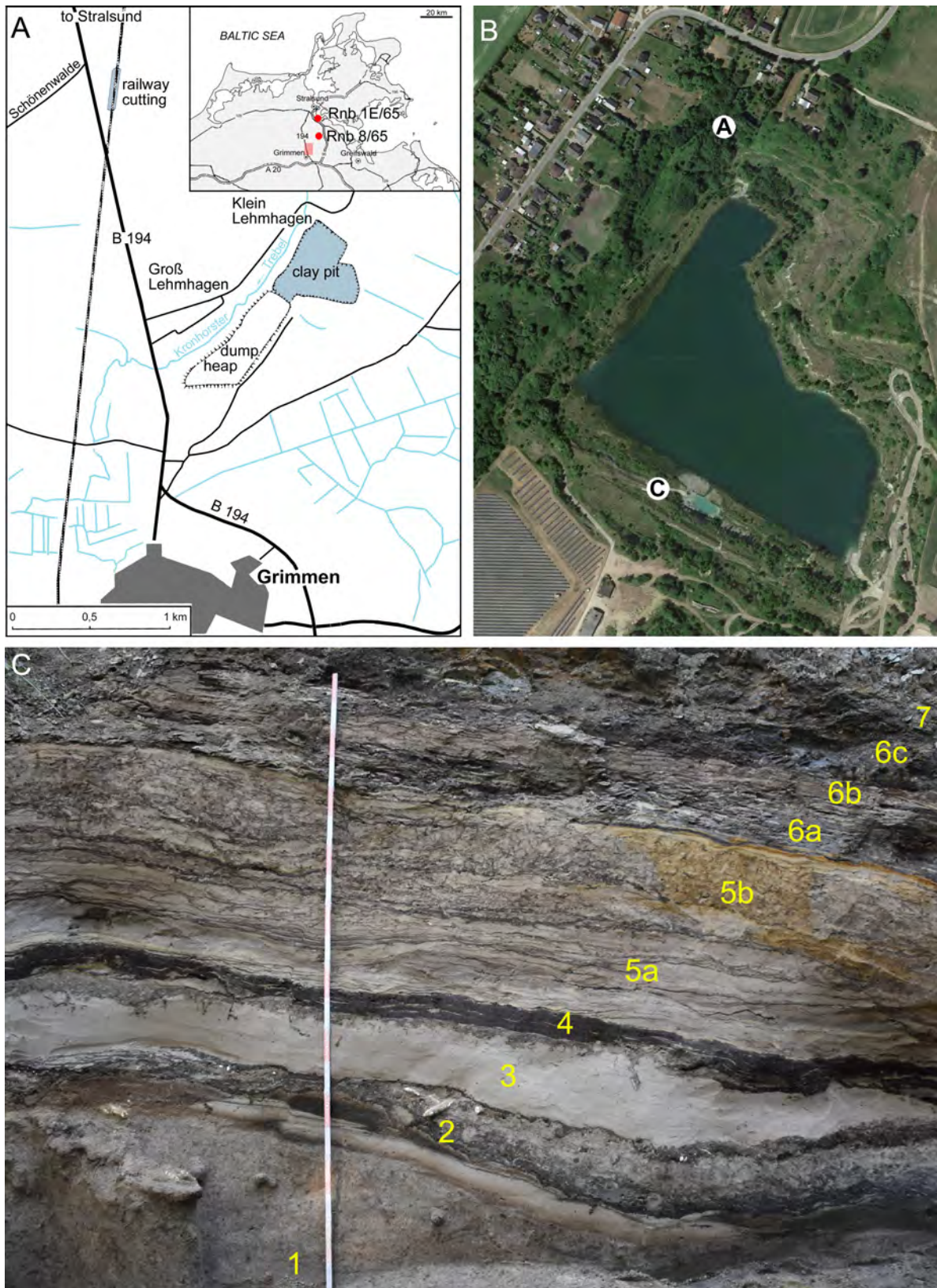


Abb. 3: Lias bei Grimmen, Nordostdeutschland. **A** Topografische Karte mit Lage des Bahneinschnitts, der Tongrube und der Bohrungen Kb Reinberg 1E/1965 und 8/1965. **B** Luftbild der Grimmener Tongrube, Google Maps 2020 mit Lage des Pliensbachium/Toarcium-Profiles im nördlichen (Halt 1A) und einem temporären Aufschluss im südlichen Teil der Tongrube (Halt 1C). **C** Blick nach Nordosten auf das Pliensbachium/Toarcium-Profil mit den einzelnen lithologischen Einheiten; Maßstab 2 m.

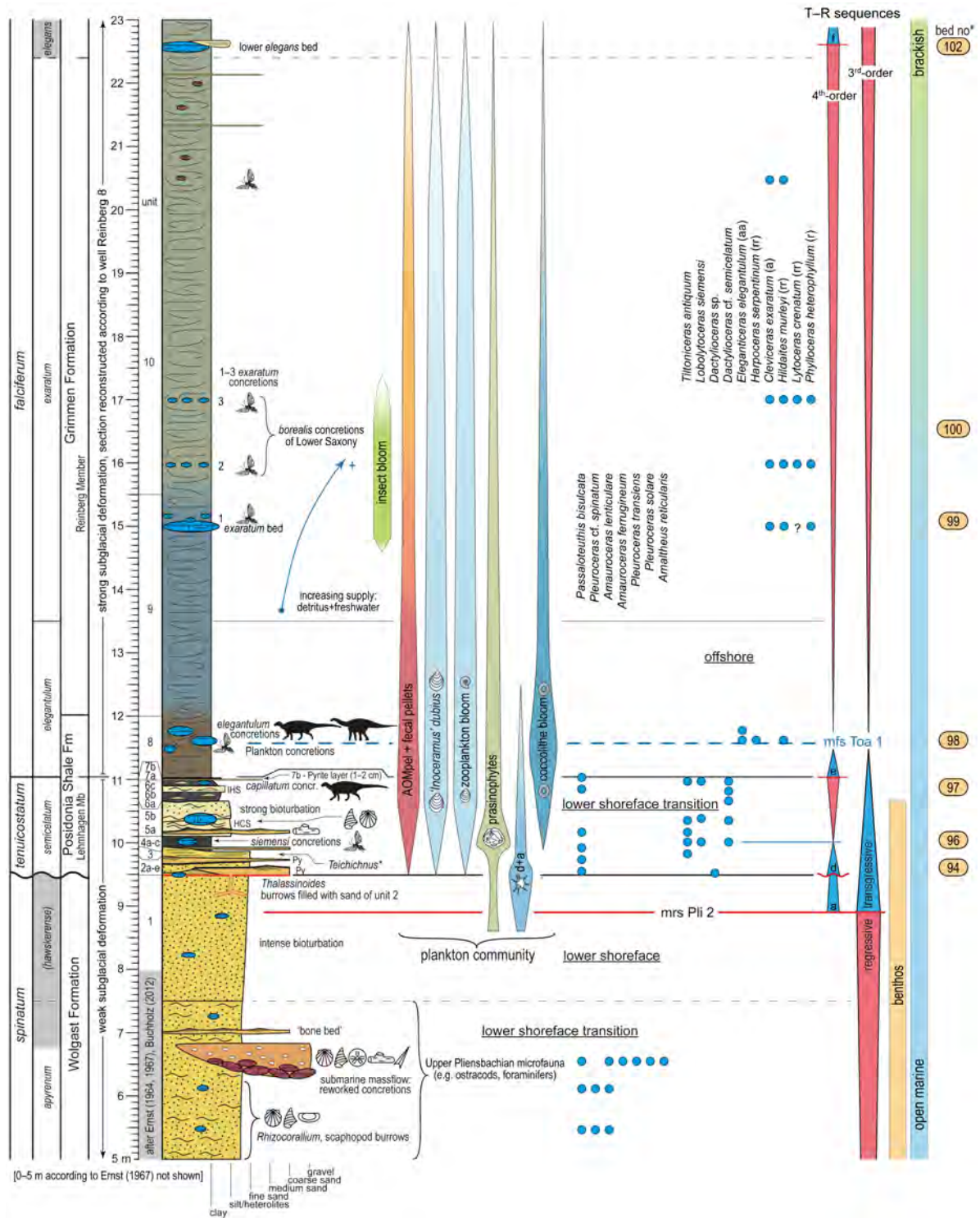


Abb. 4: Lithologisches Profil, Fossilienbestand, Faziesentwicklung und sequenzstratigraphische Interpretation der unterjurassischen Ablagerungen (Pliensbachium/Toarcium) in der Grimmener Tongrube. AOMpel = pelletartige amorphe organische Substanz, d+a Dinoflagellatenzysten + Acritarchen. Die Schichtnummern in der rechten Spalte beziehen sich auf die Nummern der Schichtglieder des Posidonienschiefers im Gebiet von Braunschweig (vgl. Mutterlose et al. 2022). Zur Symbolerklärung siehe auch Abb. 17.

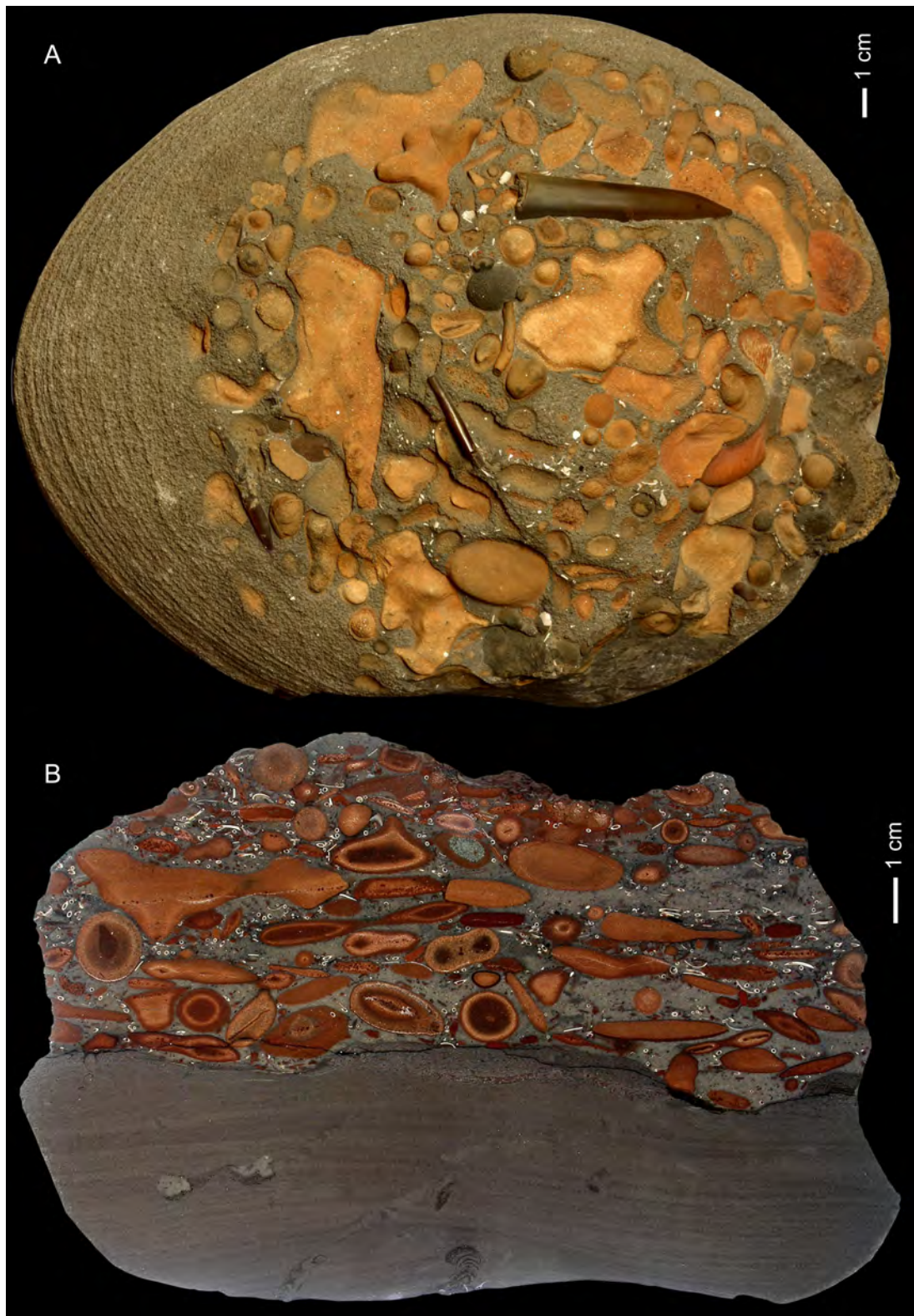
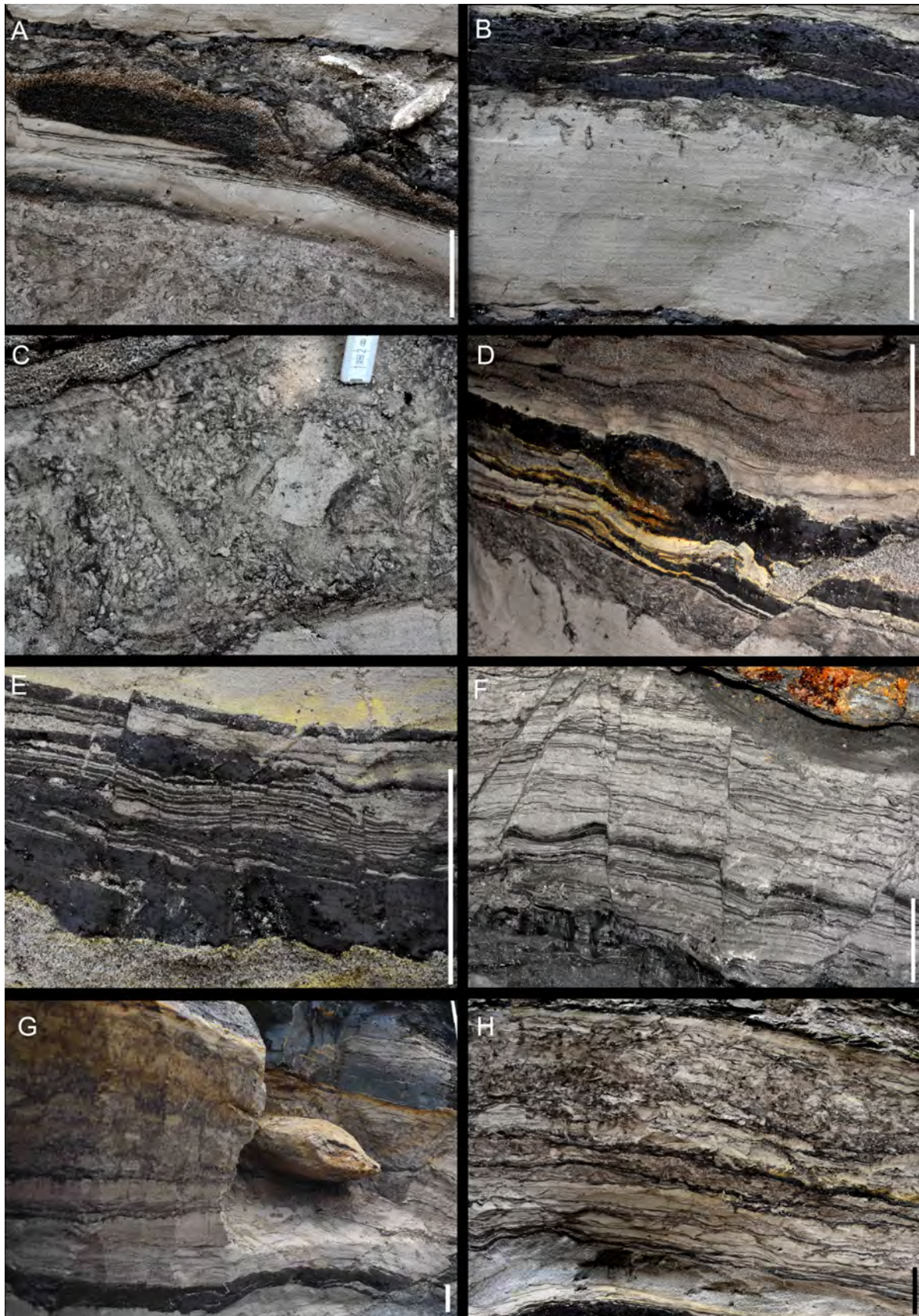


Abb. 5: Grimmen Tongrube, Einheit 1, oberes Pliensbachium, *hawskerense*-Subzone, „Doppelkonkretion“. **A** Draufsicht auf eine konglomeratische Rinnenfüllung mit Sideritkonkretionen und Belemniten. **B** Anschliff, umgelagerte Sideritkonkretionen und weiße *Dentalium*-Schalen auf leicht bioturbiertem, feinkörnigem Sand.

Abb. 6 (nächste Seite): Tongrube Grimmen, Einheiten 2 bis 7, Posidonienschiefer-Formation, Lehmhagen-Member, Unteres Toarcium, *semicelatum*-Subzone. **A** Einheit 2, bestehend aus bis zu fünf Fining-Upward-Zyklen über stark bioturbiertem Sand des oberen Pliensbachiums (Einheit 1; siehe auch Abb. 3).



B Einheit 3, mittelkörniger Sand mit **C** starker Bioturbation im oberen Bereich, überlagert von schwarzem *siemensi*-Ton (Einheit 4). **D-E** Einheit 4, *siemensi*-Ton mit Konkretionen, **F** wechsellagernd mit grobkörnigem Sand. **F-H** Einheit 5, **F** glazitektonische Deformation der heterolithischen Sande, **G** fein- bis mittelkörniger Sand mit Sandsteinkonkretionen, **H** oberer Teil (Einheit 5b) stark bioturbiert. Maßstab 10 cm.

erosive Basis auf, sind horizontal- bis rippelgeschichtet und enthalten vergipste Belemnitenrostren. Die Oberfläche ist häufig von symmetrischen Wellenrippeln mit einer Amplitude von bis zu 1 m geprägt. Die schwarzen Tonschichten beschließen die jeweiligen Zyklen. Die teilweise bis vollständige Erosion einzelner Zyklen führt innerhalb der Einheit 2 zu einer lateral wechselhaften Ausbildung, in der die sandigen Anteile mehrerer Zyklen amalgamierte Sande bilden. Die interne Struktur und der wiederholte Wechsel von Erosion und Ablagerung von Boden- und Suspensionsfracht deuten auf die Ablagerung hoch energetischer Tempestite in der unteren litoralen Übergangszone hin.

Einheit 3 ist eine bis zu 23 cm mächtige, horizontal geschichtete Sandablagerung (Abb. 4, 6B). Die Bioturbation variiert von vereinzelt Vorkommen von *Teichichnus* im Liegenden bis hin zu intensiver Bioturbation im oberen Bereich von Einheit 3. Diese Spuren sind vergleichbar mit *Chondrites bollensis* (Abb. 4, 6B-C), dem typischen Spurenfossil des Seegrasschiefers (Lias ϵ 13, *paltum*-Subzone, sensu Riegraf et al. 1984) im unteren Posidonienschiefer von Süddeutschland.

Einheit 4 besteht aus einer bis zu 18 cm mächtigen Wechsellagerung von grobkörnigen Sanden und schwarz- bis bräunlichgrauen Tonschichten (Abb. 4, 6D-E). An der Basis tritt gehäuft Treibholz in unterschiedlichen Inkohlungsstadien auf. Die Holzkohle stammt möglicherweise von Waldbränden, die durch aktiven Vulkanismus in Schonen ausgelöst wurden (Vajda et al. 2016). Der innere Aufbau von Einheit 4 ähnelt dem von Einheit 2. Dünnere Sandschichten deuten jedoch auf weiter distal gelegene Tempestite und eine Zunahme der Schwebstoffe hin. Auffällig ist die rippelgeschichtete Sandschicht an der Basis von Einheit 4, die zahlreiche in Gips umgewandelte Belemnitenrostren enthält. Durch das laterale Auskeilen der Sande kann Einheit 4 als einheitliche Tonschicht vorliegen (Abb. 6B). In diesen Tönen kommen eogenetisch verfestigte Karbonatkonkretionen mit bis zu $42 \times 26 \times 8$ cm Größe und 17 % Nichtkarbonatanteil vor. Die Konkretionen enthalten eine Ammonitenfauna mit *Dactyloceras* cf. *semicelatum* (Abb. 6D) und *Lobolytoceras siemensii*, sie werden mit den *siemensii*-Konkretionen Niedersachsens (Schicht 96

in Mutterlose et al. 2022) korreliert. Die *siemensii*-Geoden von Grimmen bestehen überwiegend aus Kotpillen und sind nicht laminiert. Die rauen Schichtflächen sind auf Sand- und sogar feinkörnige Kiesschichten sowie seltene Muskovit-Flitter zurückzuführen. Neben Treibholz (Abb. 7G) enthalten die Konkretionen vereinzelt, bis zu 30 mm große Käferflügeldecken (Abb. 7E). Die marine Fauna besteht neben den oben erwähnten Ammoniten aus der planktonischen Schnecke *Coelodiscus minutus*, Larven der pseudoplanktonischen Muschel „*Inoceramus*“ *dubius*, Linguliden (Abb. 7F) und vereinzelt Crinoiden-Stielgliedern. Häufig sind isolierte Fischreste.

Die sandige Einheit 5 gliedert sich in einen 23-29 cm mächtigen unteren Teil in heterolithischer Lithofazies (Abb. 6F) und einen intensiv bioturbierten, ca. 30 cm mächtigen oberen Teil (Einheit 5a bzw. 5b). Im unteren finden sich vertikale und laterale Übergänge zwischen flasergeschichtetem Sand und wellenförmig geschichtetem heterolithischen Sand, die teilweise Beulenschichtung (sogen. humocky cross stratification – HCS) aufweisen (Abb. 4, 6F-G). Einzelne, grobkörnige, rippelgeschichtete Sandschichten im unteren Teil der Einheit 5a enthalten Treibholz. Die Makrofossilien umfassen Belemniten, z.B. *Passaloteuthis paxillosus* (Schlotheim, 1813), Ammoniten und Muscheln, z.B. *Pseudopecten equivalvis* (J. Sowerby, 1816) und *Mesomiltha bellona* (D'Orbigny, 1850). Im Anschluss an eine dünne, tonreiche Schicht zeigt die Einheit 5b ein dichtes Gefüge aus vertikalen und subvertikalen Gängen, die zur Bioturbation der primären heterolithischen Schichten beitragen (Abb. 6H).

Bankartige, lateral auskeilende Sandsteinkonkretionen mit einer Dicke von bis zu 20 cm treten an der Grenze der Einheiten 5a/b auf. Diese enthalten die Ammoniten *Tiltoniceras acutum* (Tate, 1875), *Dactyloceras* sp. und *Lytoceras siemensii* (Denckmann, 1887), die im oberen Bereich aufgrund unvollständiger Schalenfüllung vor der Zementation zusammengedrückt sind (Abb. 7I). Neben benthischen Gastropoden sind die dünnschaligen, planktonisch/pseudoplanktonischen Muscheln „*Inoceramus*“ *dubius* und „*Posidonia*“ *radiata* Goldfuß, 1836 und

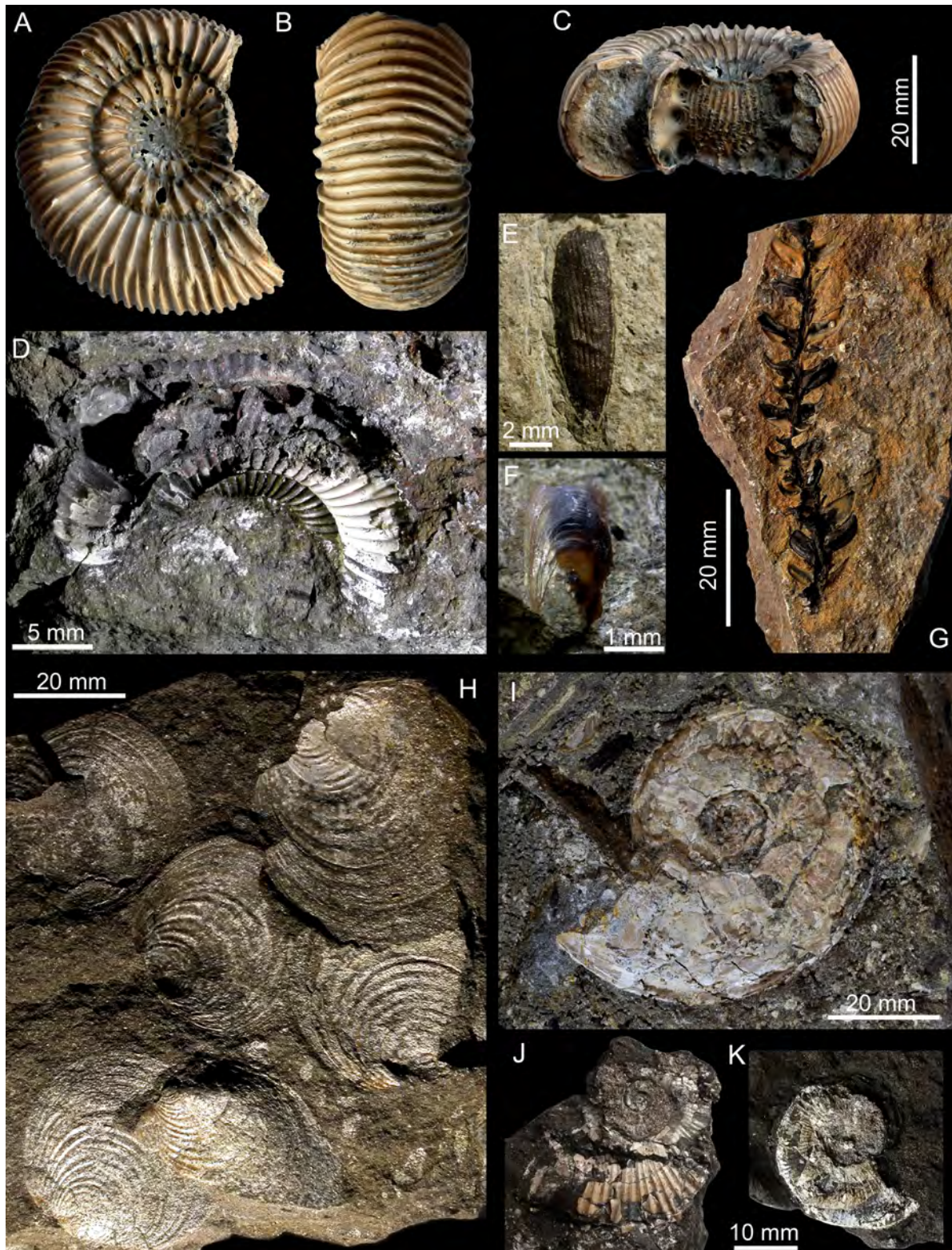


Abb. 7: Tongrube Grimmen, Fossilien aus den Einheiten 2 bis 7, Posidonienschiefer-Formation, Lehmhagen-Member, unteres Toarcium, *semicelatum*-Subzone. **A-C** *Dactyloceras semicelatum* (Simpson, 1843), Einheit 2. **D-G** *siemensi*-Konkretion, **D** *Dactyloceras* cf. *semicelatum* (Simpson, 1843). **E** isolierte Käferflügeldecke. **F** *Lingula* sp. **G** Koniferen-Zweig. **H-I** Einheit 5, Sandsteinkonkretion, **H** „*Posidonia radiata*“ Goldfuss, 1835, Muschelpflaster. **I** *Tiltoniceras acutum* (Tate, 1875). **J-K** Einheit 6c, *Lobolytoceras siemensii*.

„*Pseudomonotis*“ *substriata* (Münster, 1831), Belemniten und Treibholz häufig.

Bemerkenswert sind Muschelpflaster von „*Posidonia*“ *radiata* (Abb. 7H), die auch im sogenannten Fleins (*semicelatum*-Subzone), einer gleichaltrigen Einheit des Posidonienschiefers von Holzmaden, häufig vorkommen (Hauff 1921: 7; Riegraf et al. 1984: 14).

Einheit 5 wird transgressiv von einer etwa 30 cm mächtigen Abfolge bituminöser heterolithischer Schluffe und Tone überlagert. Einheit 6 gliedert sich in die bräunliche Einheit 6a mit Linsenschichtung, Einheit 6b mit Flaserschichtung und die bräunliche Einheit 6c wiederum mit Linsenschichtung (Abb. 4). Auffällig sind flache, bis zu 60 cm breite channels (Erosions- und Auffüllungsstrukturen) sowie das Vorkommen flach geneigter heterolithischer Schichten in Einheit 6b. Ernst (1967) bezeichnete Einheit 6 als Posidonienschieferäquivalent.

Die Fossilienfunde in den Einheiten 6a und 6b beschränken sich auf Abdrücke von *Dactyloceras* sp. mit aufgelösten Gehäusen. Einheit 6c enthält abgeflachte Ammoniten in Schalenerhaltung (Abb. 7J-K) sowie Karbonatkonkretionen mit *Tiltoniceras acutum*, *Lytoceras siemensii*, *Dactyloceras* cf. *semicelatum*, Nautiliden (siehe Ernst 1986), Belemniten und Wirbeltierresten (u.a. Fische, Schädel des Dinosauriers *Emausaurus ernsti* und Ichthyosaurierwirbel). Diese eogenetisch verfestigten Konkretionen entsprechen dem Niveau der *capillatum*-Konkretionen Niedersachsens (z.B. Wunnenberg 1950; Hoffmann 1966; Mutterlose et al. 2022, Schicht 97). Das massenhafte Vorkommen von *Coelodiscus minutus* ist typisch. Die Konkretionen enthalten bei merklichem Sandgehalt vergleichsweise weniger Treibholz und Käferflügeldecken als die *siemensii*-Geoden im Liegenden.

Einheit 7 besteht aus einem bis zu 4 cm dicken, mittel- bis grobkörnigen, dunkelbraunen bituminösen Sand (Einheit 7a). Der obere Bereich ist durch Pyrit verkittet und mit idiomorphen Pyritkristallen überwachsen (Einheit 7b; Abb. 7J). Die Oberseite der Pyritschicht enthält eine 3-5 mm dünne Schluffschicht mit kompaktierten Ammoniten und „*Inoceramus*“ *dubius*.

Posidonienschiefer-Formation s. str., *elegantulum*-Ton

Der hangende, etwa 1 m mächtige, dunkelbraune, glazitektonisch, kataklastisch deformierte *elegantulum*-Ton der Einheit 8 repräsentiert den oberen Teil der Posidonienschiefer-Formation im Typusprofil von Grimmen (Abb. 4). Diese Art der glazitektonischen Deformation toniger Sedimente ist im bergfeuchten Zustand kaum zu erkennen, erst ab einem bestimmten Stadium der Trocknung lassen sich einzelne Bröckchen/Mikroschollen erkennen (Abb. 8).

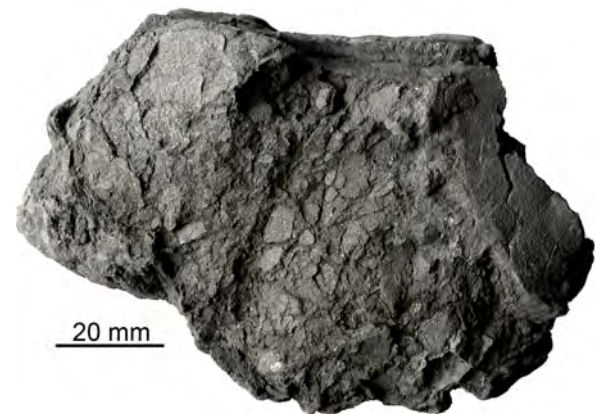


Abb. 8: Tongrube Grimmen, Einheit 8, Posidonienschiefer-Formation, unteres Toarcium, *elegantulum*-Subzone. Glazitektonisch, intern in einzelne Bröckchen deformierter Posidonienschiefer/*elegantulum*-Ton.

In den basalen 10 cm von Einheit 8 finden sich sehr dünne, feinkörnige Sandlaminae. Frisch aus dem Aufschluss ist der kohäsive, fette Ton hochplastisch, während getrocknete und verwitterte Proben in dünne Schichten zerfallen, die den typischen Papierschiefern oder „Schistes Carton“ des Posidonienschiefers ähneln. Dünnschliffe zeigen die organo-detritische Zusammensetzung des *elegantulum*-Tons, der aus kompaktierten Kotpillen und detritischem Ton besteht (Abb. 9G). Die kompaktierten Kotpillen mit einem hohen Anteil an amorphem organischen Material (AOM) erreichen eine Größe von bis zu 300 µm und wechsellagern in bis zu 2 mm dicken Lagen, mit detritischem Ton (Abb. 9E). Die Schichtflächen des *elegantulum*-Tons sind oft vollständig mit kompaktierten *Coelodiscus*-Schneckengehäusen sowie den Larven von „*Inoceramus*“ *dubius* und *Eleganticeras elegantulum* bedeckt.

Durch rasterelektronenmikroskopische Untersuchungen (SEM) wurde gut erhaltenes kalkiges Nannoplankton (Coccolithen) nachgewiesen (Abb. 9H). In kalkfreien Profilabschnitten im Hangenden und Liegenden konnte die Anwesenheit von Coccolithen durch deren Abdrücke auf den Oberflächen von AOM-Partikeln belegt werden (sogen. ghost nannoplakton). Das organisch-wandige Phytoplankton wird von Prasino-phyceen dominiert, Dinoflagellaten-Zysten setzen mit Beginn von Einheit 8 aus (Abb. 4). Der *elegantulum*-Ton hat zusammen mit dem liegenden *siemensii*-Ton die höchsten organischen Gehalte von bis zu 8 % TOC. In diesem Bereich lässt sich die negative Exkursion der Kohlenstoffisotope ($\delta^{13}C_{org}$) während des sogenannten Toarcian Oceanic Anoxic Event (TOAE) zu Zeiten des Meeresspiegelhöchststandes nachweisen (Ansorge et al. 2025).

Die *elegantulum*-Tone enthalten Karbonatkonkretionen mit Durchmesser von 20-40 cm und einer durchschnittlichen Dicke von etwa 15 cm (Abb. 9A). Der Nichtkarbonatanteil beträgt ca. 8 %. Hinsichtlich ihrer Form und inneren Struktur lassen sich drei Typen unterscheiden: faustgroße, kanonenkugelförmige Konkretionen, größere ellipsoide und kleinere, flache Konkretionen (Abb. 4). Alle Typen weisen eine typische warvenartige Lamination auf, die auf Wechsellaagerung von Kotpillenlagen und dünnen Tonschichten zurückzuführen ist. Der flache Geodentyp führt eine stets gut ausgebildete, 7-13 mm dicke Schicht, aus Larvenschalen von „*Inoceramus*“ *dubius* und *Coelodiscus minutus* sowie Fischresten (Abb. 9E-F).

Die eogenetische Zementation der Geoden trug zur hervorragenden Erhaltung unzerdrückter Exemplare von *Eleganticerias elegantulum* (Young & Bird, 1828) mit originalen Perlmuscheln bei (Abb. 10B-F). Selten finden sich *Hildaites murleyi* (Moxon, 1841) [Abb. 10G-I] und *Harpoceras serpentinum* (Schlotheim, 1813) [Abb. 10A], die häufig in Speiballen (Regurgitalite) unbekannter Erzeuger konzentriert sind (Abb. 9A-B, 10G; zu Speiballen siehe Hoffmann et al. 2019). Die Gaskammern der Ammoniten sind hohl (Abb. 10C) oder mit Kalzit gefüllt, während in den Wohnkammern und den Gehäusen anderer Fossilien unverdrückte Kotpillen von 200-300 µm Größe und

subangulärer Form erhalten sind (Abb. 9C-D). Die Erhaltung unzerdrückter Ammoniten, Speiballen und Koprolithen, die häufig in das organo-detritische Substrat eingesunken sind, belegt die Zementation der *elegantulum*-Geoden vor der Kompaktion des Tonschlammes (Abb. 9B). Stratigraphisch entsprechen die *elegantulum*-Geoden des Typusprofils von Grimmen den *elegantulum*-Geoden des Posidonienschiefers in Niedersachsen (z.B. Wunnenberg 1950; Hoffmann 1966; Weitschat 1973; Mutterlose et al. 2022: Schicht 98; Arp et al. 2023), den Cannon Ball Doggers von Yorkshire (Howarth 1992: Schicht 33) und einer Konkretionsschicht unterhalb des Unteren Steins im Gebiet von Holzmaden/Dotternhausen in Süddeutschland (Riegraf et al. 1984).

Neben Ammoniten besteht die in den Speiballen der *elegantulum*-Konkretionen angereicherte Fauna aus „*Inoceramus*“ *dubius*, *Coelodiscus minutus* und isolierten Fischresten, wenigen benthischen Gastropoden (Abb. 10J) und Austern sowie Pflanzenresten. Im Vergleich zu den jüngeren *exaratum*-Konkretionen sind Insekten selten. Die benthischen Gastropoden und Austern haben nicht im anoxischen Schlamm gelebt, vielmehr wurden sie in sauerstoffreicheren küstennäheren Gewässern gefressen.

Außer den Konkretionen enthält der *elegantulum*-Ton lose Dinosaurierknochen (Schade & Ansorge 2022) und größere Stücke Treibholz. Eckige in die Holzoberflächen gedrückte Quarzkörner weisen auf eine Herkunft aus der Nähe des Fennoskandischen Festlands oder von vorgelagerten Inseln. Auf den Treibholzresten sind mitunter noch anhaftende „*Inoceramus*“ *dubius* erhalten.

Grimmen-Formation, Reinberg-Member

Bei Abnahme des organischen Gehalts, geht der braune *elegantulum*-Ton (Posidonienschiefer) graduell in einen graublauen, ca. 3 m mächtigen Ton über (Einheit 9). Leider stehen die letzten zugänglichen Aufschlüsse des farblichen Übergangs mittlerweile unter Wasser.

Der graublaue Ton ist reich an Pyrit und enthält eine Lage Karbonatkonkretionen (*exaratum* 1) sowie die ca. 20 cm mächtige *exaratum*-

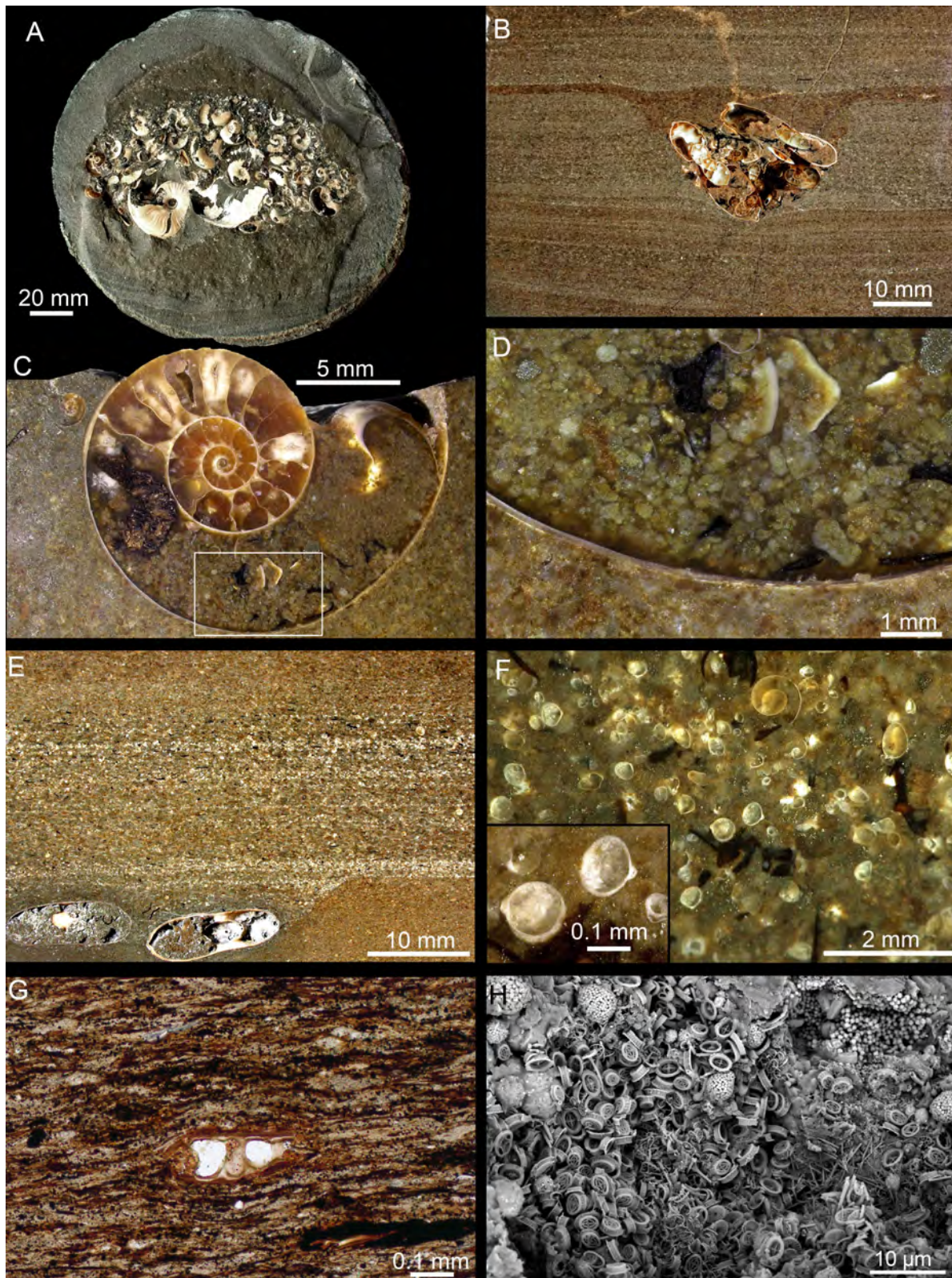


Abb. 9: Tongrube Grimmen, Einheit 8, Posidonienschiefer-Formation, unteres Toarcium, *elegantulum*-Subzone, *elegantulum*-Konkretionen. **A** Spaltfläche einer Konkretion mit Ammonitenansammlung in einem Speiballen. **B** Speiballen aus Ammoniten, eingebettet in den Schlamm aus Kotpillen. **C-D** *Eleganticeras elegantulum* mit unzerdrückten Kotpillen in der Wohnkammer. **E-F** Planktonschicht überwiegend bestehend aus Larvenschalen von „*Inoceramus*“ *dubius*, *Coelodiscus minutus* und Fischresten (schwarz). **F** Ammoniten, eingebettet in den Schlamm aus Kotpillen. **G** Dünnschliff von *elegantulum*-Ton mit komprimierten Kotpillen und *Coelodiscus*-Schale. **H** Coccolithenschlamm im SEM-Bild.

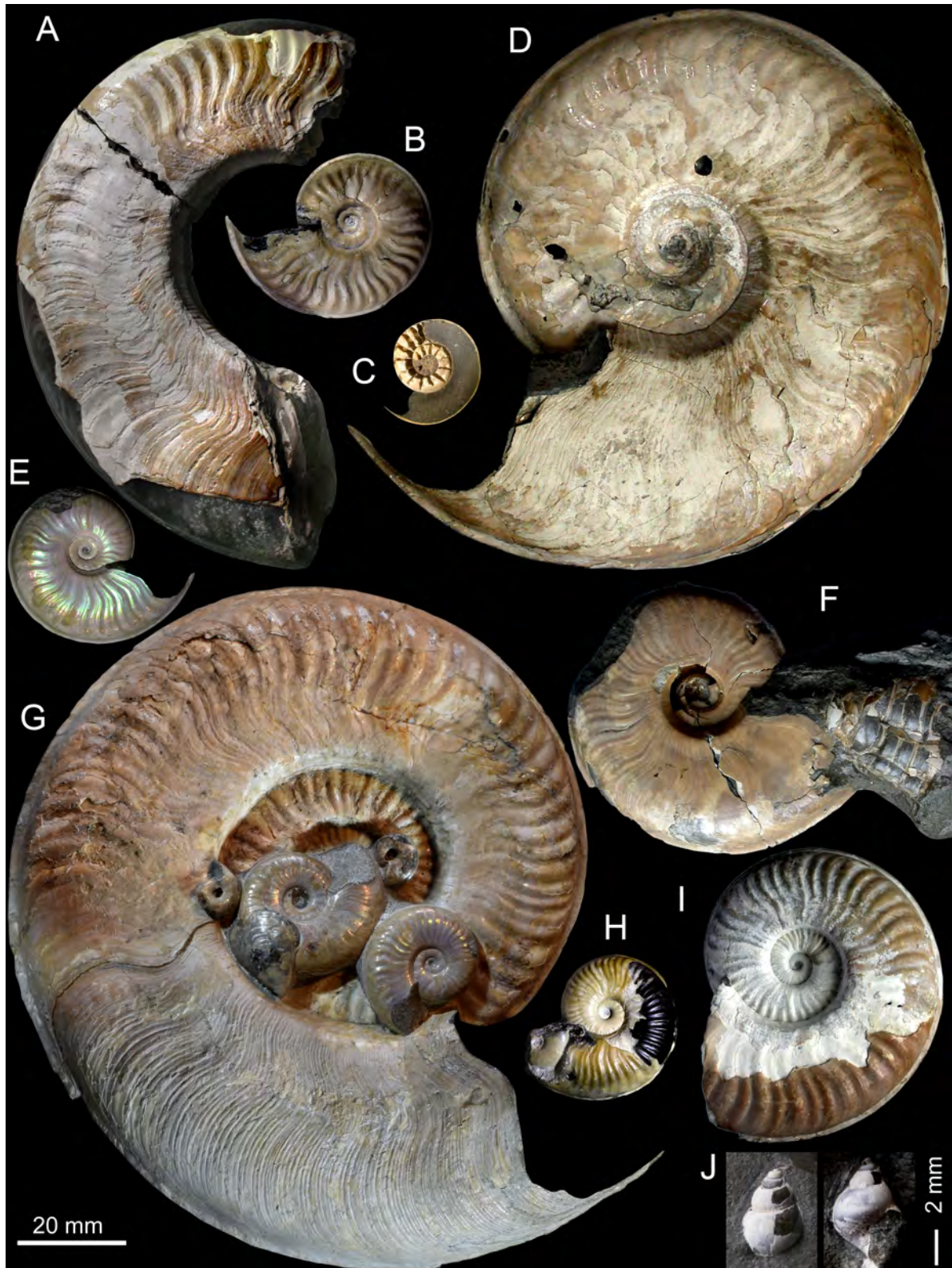


Abb. 10: Tongrube Grimmen, Einheit 8, Posidonienschiefer-Formation, unteres Toarcium, *elegantulum*-Subzone, *elegantulum*-Konkretionen. **A** *Harpoceras serpentinum* (Schlotheim, 1813), subadulter Makroconch. **B-F** *Eleganticeras elegantulum* (Young & Bird, 1828), **B** adulter Mikroconch, **C** juveniler Makroconch mit offenen Gaskammern, **D** adulter Makroconch, **E** juveniler Makroconch, **F** subadulter Makroconch und *Chondroteuthis* sp. Phragmocon. **G-I** *Hildaites murleyi* (Moxon, 1841), **G** adulter Makroconch, **H** juveniler Makroconch. **J** unbestimmte benthische Schnecken aus einem Speiballen.

Kalkmergelbank (ca. 27 % Nichtkarbonat), die im unteren Teil der Grimmen-Formation (Reinberg-Member) einen Leithorizont bildet (Abb. 4). Die eogenetischen Konkretionen zeigen eine Lamination von Kotpillen-Lagen mit bläulichem Ton und enthalten unzerdrückte *Cleviceras exaratum* (Young & Bird, 1828) mit adulten weiblichen Makrokonchen von bis zu 16 cm Durchmesser, Speiballen und ein breites Spektrum mariner Invertebraten und Fische sowie Insektenreste (Abb. 12-13). Diese *exaratum* 1-Konkretionen sind teilweise in den oberen Teil der *exaratum*-Kalkmergelbank eingebettet. Die Kalkmergelbank führt flachgedrückte Ammoniten sowie diagenetischen Tutenmergel (sogen. cone-in-cone-structures) als Folge kompaktionsbedingter Rekristallisation des Karbonats. Syndementäre Brüche weisen auf tektonische Bewegungen in der *exaratum*-Subzone hin.

Der blaugraue Ton der Einheit 9 geht mit Abnahme des Pyritgehalts in den namengebenden, grünlichgrauen Ton der Grimmen-Formation (Grünen Serie, Einheit 10, Abb. 4) über. Anhand der in der Tongrube aufgeschlossenen, glazial verlagerten Schollen konnte deren Gesamtmächtigkeit auf mehrere Dekameter geschätzt werden, von denen sich aber nur die unteren 8 m des Profils rekonstruieren lassen (Abb. 4). Dieser Teil der Grimmen-Formation ist durch Wechsellagerungen von Kotpillen mit AOM-Partikeln und grünlichem Ton der detritischen Hintergrundsedimentation gekennzeichnet und wird als Reinberg-Member ausgehalten (Abb. 11E-F). Im Detail bilden kompaktierte Kotpillen dunkle Lagen, deren Mächtigkeit und Häufigkeit nach oben hin abnehmen. Dieser Wandel geht mit dem Einsetzen von Bioturbation im oberen Teil einher, wo einfache, mit Pyrit gefüllte Gänge auf zumindest dysoxische Bedingungen am Meeresboden hindeuten. Somit stellt der untere Teil der Grimmen-Formation den Übergang von der organo-detritischen Sedimentation des Posidonienschiefers zur normalen detritischen Sedimentation dar.

Der Ton der Grimmen-Formation (Einheit 10) enthält tonige Kalkkonkretionen (Abb. 11A-B), Sideritkonkretionen und die untere *elegans*-Bank im oberen Bereich. Die eogenetischen Konkretionen sind reich an Pellet Laminen (Abb.

11E) und überliefern eine vielfältige Fauna mariner, nicht-benthischer Wirbelloser (Abb. 13A-J), Wirbeltiere und deren Spuren (u.a. Koprolithen, Abb. 13C-D und Schalenverletzungen, Abb. 12I-J) sowie terrestrische Insekten (Abb. 13K-O) in außergewöhnlicher phosphatischer Erhaltung.

Die Ammonitenfauna umfasst *Cleviceras exaratum* (Abb. 12A-H), *Phylloceras heterophyllum* (Sowerby, 1820) [Abb. 12I-J] und den seltenen *Lytoceras ceratophagum* (Quenstedt, 1885) [Abb. 12L-N]. Darüber hinaus sind bis zu 10 cm große Speiballen häufig, die aus dicht gepackten Schalen von „*Inoceramus*“ *dubius*, Ammoniten und isolierten Fischresten (hauptsächlich Leptolepiden) bestehen (Abb. 11C, E). Artikulierte Fischreste sind vergleichsweise selten, ihre Größe ist durch die geringe Konkretionsgröße limitiert. Größere Fische sind in der Regel nur durch isolierte Knochen oder Ganoidschuppen vertreten, wie der isoliert im Ton gefundene Flossenstachel eines hybodontiden Haies (Abb. 14B).

Der Unterkieferast des pycnodontiden Fisches *Grimmenodon aureum* Stumpf et al., 2017 (Abb. 14C) gelangte in einem Speiballen in den eigentlich für ihn ungeeigneten Lebensraum. Dieser durophage Fisch lebte sehr wahrscheinlich in Bereichen mit besser durchlüfteten Sedimenten mit entsprechendem Benthos. Der Ganoidfisch *Mengius acutidens* Thies et al., 2024 (Abb. 14A) ernährte sich u.a. von Schwimmkrebsen (Thies et al. 2021). Die dicht bezahnten Kiefer eines räuberischen pachycormiden Fisches (Abb. 14E) deuten darauf hin, dass dieser sich von kleineren Fischen, wie zum Beispiel *Leptolepis* (Abb. 14D) ernährte. Diese kleinen, sehr häufigen Teleostier (Konwert & Stumpf 2017) standen am Anfang der Nahrungskette der Wirbeltiere, gleichzeitig lieferten ihre zerfallenen Skelette einen beträchtlichen Anteil des Phosphors, der als Minimumstoff maßgeblich das Algenwachstums förderte. Außer den genannten Fischen wurden die Gattungen *Grimmenichthys* Konwert & Hörnig, 2018, *Saurorhynchus* (siehe Maxwell & Stumpf 2017) sowie *Dapedium* und *Tetragonolepis* nachgewiesen (Stumpf 2018). Reste mariner Reptilien sind sehr selten, isolierte Knochen stammen von Ichthyosauriern, Plesiosauriern und marinen Krokodilen (Stumpf 2016).

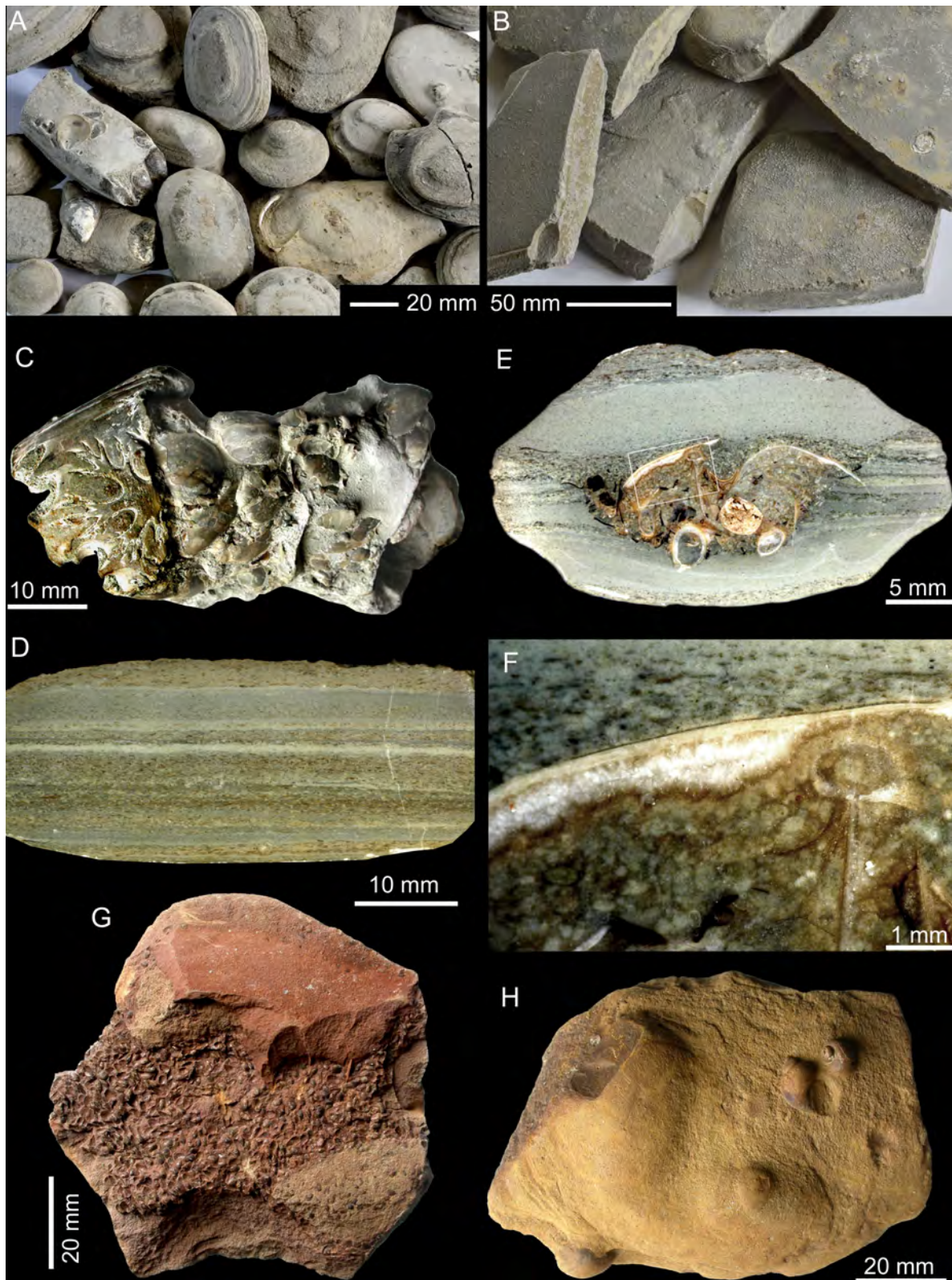


Abb. 11: Tongrube Grimmen, Einheiten 9/10, Grimmen-Formation, Unteres Toarcium, Reinberg-Member, *exaratum*-Subzone. **A** *exaratum* 2-Konkretionen. **B** *exaratum* 3-Konkretionen. **C** Speiballen mit „*Inoceramus*“ *dubius* und *Phylloceras heterophyllum*. **D** blaugrauer, laminiertes Ton, Einheit 9, *exaratum* 1-Konkretion. **E** Speiballen eingesunken in Pelletschlamm. **F** Detail, unkompaktierte Kotpillen unter einer *Inoceramenschale*. **G** Sideritkonkretion mit Conchostraken. **H** Sideritkonkretion mit Steinkernen mutmaßlicher Süßwasserschnecken aus dem höheren Bereich der Grimmen-Formation.



Abb. 12: Tongrube Grimmen, Einheiten 9/10, Grimmen-Formation, Unteres Toarcium, Reinberg-Member, *exaratum*-Subzone, **A-E** Blaugrauer Ton, Einheit 9, **F-N** Einheit 10. **A-G** *Cleviceras exaratum* (Young & Bird, 1828), **A** Speiballen, **B** subadulter Makroconch, **C-E** Wohnkammerkonkretion Makroconch, **C** Makroconch mit *Aptychus*, **E** Rippenscheitel als verheilte Schalenverletzung, **F** juveniler Makroconch aus grüngrauem Ton. **G** Makroconch aus Sideritkonkretion. **H** *Cleviceras elegans* (Sowerby, 1815) aus Sideritkonkretion, *elegans*-Subzone. **I-J** *Phylloceras heterophyllum* (Sowerby, 1820) mit Bisspuren. **K** juveniler *Hildaites murleyi*. **L-N** *Lytoceras crenatum* (Buckman, 1926). **I** Makroconch-Fragment. **M** juveniler Makroconch. **N** Mikroconch.

Die warvenähnliche Schichtung der Sedimente ist wahrscheinlich auf saisonale Unterschiede zwischen Trocken- und Regenzeit zurückzuführen. In der Regenzeit wurden enorme Mengen an Schwebstoffen, u.a. Verwitterungsprodukte vulkanischer Auswurfmassen in Schonen (Südschweden), durch Flüsse eingespült. Während der folgenden Trockenzeit förderten die eingespülten Nährstoffe das Wachstum des Phytoplanktons, das vom Zoo- und Pseudoplankton, bestehend aus *Coelodiscus minutus*, „*Inoceramus*“ *dubius* sowie anderen Invertebratenlarven unter Ausscheidung organisch reicher Pellets verstoffwechselt wurde.

Drei verschiedene Typen *exaratum*-Geoden (1–3) lassen sich anhand lithologischer und morphologischer Merkmale in den Einheiten 9 und 10 unterscheiden.

Die *exaratum* 1-Geoden aus dem blaugrauen Ton (Einheit 8) sind wahrscheinlich mit den Insektenkonkretionen (Schicht 99) und die Typen 2 und 3 mit den *borealis*-Konkretionen (Schicht 100) Niedersachsens zu korrelieren (siehe Mutterlose et al. 2022). Dieses Intervall entspricht der massenhaften Überlieferung von Insekten in der *exaratum*-Subzone, die in quasi-isochronen Konkretionen in Mitteleuropa und England dokumentiert ist (Ansorge 2003). Ob es sich dabei um eine Reaktion auf die klimatischen Veränderungen mit beträchtlichem Temperaturanstieg und erhöhten Niederschlagsraten während des Unteren Toarciums handelt oder auf die ausgezeichneten Überlieferungsbedingungen zurückzuführen ist, bleibt offen.

Im obersten Bereich der Einheit 10 liegt die untere *elegans*-Bank (*elegans*-Subzone), eine Kalkmergelbank mit bis zu 30 % Nichtkarbonat. Oberhalb dieses Markerhorizonts nimmt die Lamination des Tons aufgrund der Verbrackung und dem damit verbundenen Rückgang des marinen Phyto- und Zooplanktons merklich ab, was zu einer überwiegend detritischen Tonsedimentation führt. Im Gegensatz zum basalen Reinberg-Member mit Kalkkonkretionen, kommt es in den höheren Bereichen der Grimmen-Formation zur Bildung von nicht laminierten Sideritkonkretionen. Diese überliefern mitunter doppelschalige Conchostraken (Abb. 11G) sowie Steinkerne mutmaßlicher Süßwasserschnecken (Abb. 11H).

Nahrungsketten und Bildungsbedingungen der Sedimente im unteren Toarcium

Die Untersuchung der Sedimentstrukturen und die Analyse des Fossilinhalts (kalkiges Nannoplankton, organisch-wandiges Phytoplankton, Zooplankton) des unteren Toarciums in der Liastongrube von Klein Lehmhagen bei Grimmen führte zur Aufdeckung trophischer Zusammenhänge und schärfte das Bild von der Genese der Tone der Grimmen-Formation und des Posidonienschiefers, die anderen Orts aufgrund starker Kompaktion und diagenetischer Überprägung nicht zu erkennen sind (Ansorge et al. 2025; Abb. 15).

Herrschten im Pliensbachium normale marine Verhältnisse mit geringer Produktivität des Phytoplanktons vor, änderte sich dieses Bild im unteren Toarcium grundlegend. Gestiegene globale Temperaturen und die Zufuhr von Vulkanstaub, vulkanischer Aschen und deren Verwitterungsprodukte aus Eruptionszentren im Egersund-Gebiet (Norwegian Central North Sea) und insbesondere in Schonen (Südschweden) führten zu einer gesteigerten Produktivität des marinen kalkigen Nannoplanktons und des Phytoplanktons, überwiegend Prasinophyceen. Dieses Überangebot an Primärproduzenten konnten insbesondere die planktonische Schnecke *Coelodiscus minutus*, Larven und Adulte der pseudoplanktonischen Muschel „*Inoceramus*“ *dubius* sowie Larven von Ammoniten sowie anderer Invertebraten verwerten. Die dabei produzierten Kotpillen (fecal pellets) bildeten am Meeresgrund einen anoxischen, lebensfeindlichen quasi flüssigen Pellet-Schlamm mit hohem organischen Gehalten in den Pellets (bis zu 22 %) sowie Karbonatlagen aus Coccolithenschlamm (bis zu 25 % CaCO₃). In den restriktierten Bereichen im östlichen Teil des Norddeutschen Beckens sind diese Gehalte entsprechend geringer (8 % Organik bzw. 6 % Karbonat).

Das Zooplankton (*Coelodiscus minutus* und „*Inoceramus*“ *dubius*) war eine unerschöpfliche Nahrungsquelle für juvenile Cephalopoden und Fische, diese wiederum Nahrungsgrundlage für entsprechend größere Individuen. Deren Schalen und zerfallenen Skelette sind in Speiballen angereichert, die bei entsprechender Kompaktion des Sediments aber nicht mehr als solche zu erkennen sind. Die zerfallenen Wirbeltierleichen

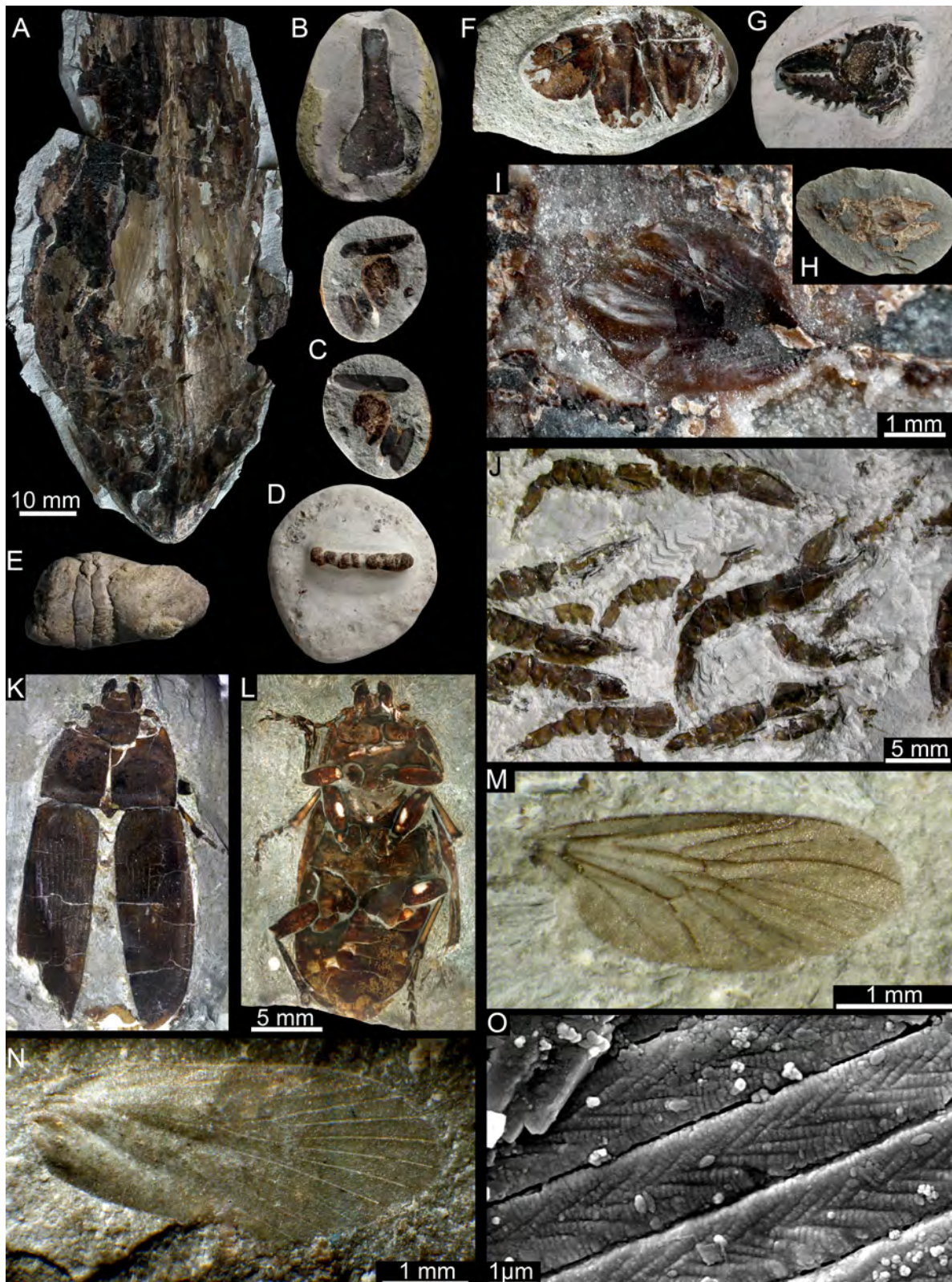


Abb. 13: Tongrube Grimmen, Einheiten 9/10, Grimmen-Formation, Unteres Toarcium, Reinberg-Member, *exaratum*-Subzone, *exaratum*-Konkretionen. **A-B** Coleoidea *Loligosepia* sp., **B** isolierter Tintenbeutel. **C-D** Leptolepiden-Koprolith. **E** Hai-Koprolith. **F-J** Decapoda, **F** *Proeryon* sp. (Coleiidae), Telson, **G-I** cf. *Palaeostacus* sp. Propodus, **I** Schließermuskelansatz. **J** garnelenartige Krebse. **K-O** Insekten, **K-L** *Liassodites obsti* Kirejtshuk & Ansorge, 2022 (Coleoptera, Trachypachidae), **K** dorsal, **I** ventral, **M** *Protorhyphus simplex* Geinitz, 1884 (Diptera, Protorhyphidae), **N** Lepidoptera (Schmetterling), gen. et sp. indet., Vorderflügel, **O** Detail einer Schuppe. Maßstab **A-H** 10 mm

setzten entsprechende Mengen an Phosphor frei, abgestorbene marine und terrestrische Arthropoden Stickstoff, beides Minimumstoffe, die die Nahrungskette in weiten Bereichen des Posidonienschiefer-Meeres über Millionen Jahre am Laufen hielten. Im östlichen Teil des Norddeutschen Beckens führte die verstärkte Zufuhr von Süßwasser vom Fennoskandischen Festland bereits in der *exaratum*-Subzone zu einem Wechsel von organo-detritischer Sedimentation zu detritischer Sedimentation der Tone der Grimmen-Formation. Fehlender bzw. reduzierter Salzgehalt unterband die Entwicklung von kalkigem Nannoplankton und damit der Nahrungsgrundlage für das Phytoplankton, entsprechend verschwindet das Zooplankton, agglutinierende Foraminiferen besiedeln den

Meeresboden, bei weiterem Aussüßen erscheinen Conchostraken (Abb. 11G) und Süßwasserschnecken (Abb. 11H). Diese in den höheren Bereichen der Grimmen-Formation zu beobachtenden Biotope finden sich auch weiter östlich, in der polnischen Ciechocinek-Formation (cf. Pieńkowski 2004).

Entspricht die Fauna im unteren Teil der Grimmen-Formation (Reinberg-Member) noch weitgehend der des altersgleichen Posidonienschiefers, gleichen sich Fauna und Sediment im höheren Bereich der überwiegend makrofossilfreien Ciechocinek-Formation in Polen an. Somit kommt der Grimmen-Formation eine vermittelnde Stellung zwischen Posidonienschiefer-Formation und Ciechocinek-Formation zu (Abb. 16).

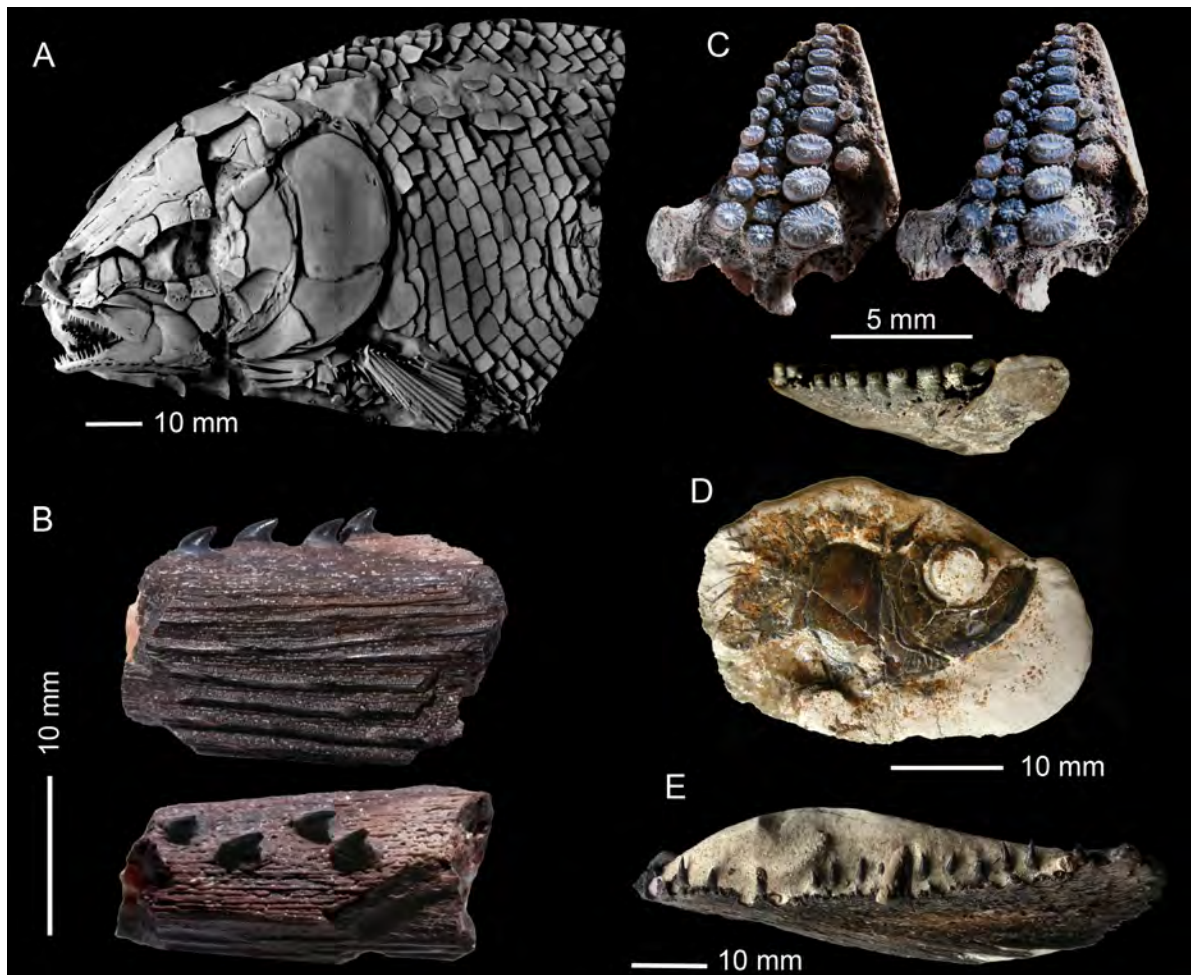


Abb. 14: Tongrube Grimmen, Einheiten 9/10, Grimmen-Formation, Unteres Toarcium, Reinberg-Member, *exaratum*-Subzone, *exaratum*-Konkretionen, Fischreste. **A** *Mengius acutidens* Thies et al., 2024. **B** Flossenstachel eines hybodontiden Hais. **C** *Grimmenodon aureum* Stumpf et al., 2017, Dentale. **D** *Leptolepis jaegeri* Agassiz, 1832. **E** Pachycormidae sp., Dentale.

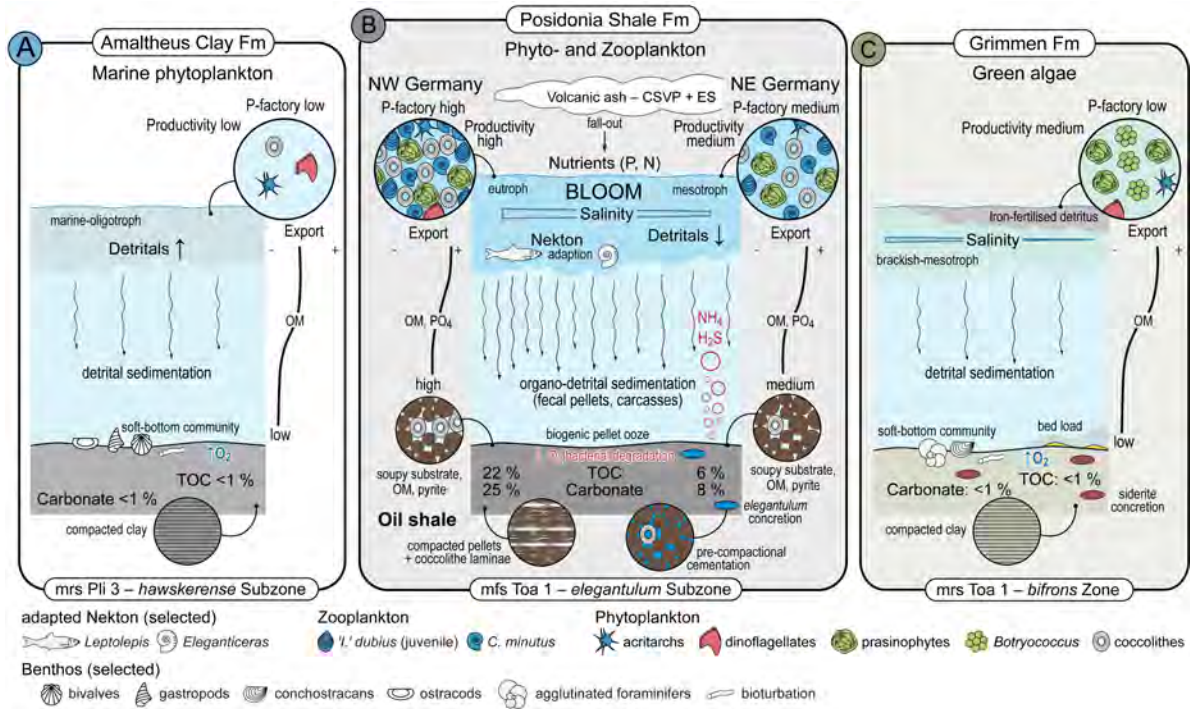
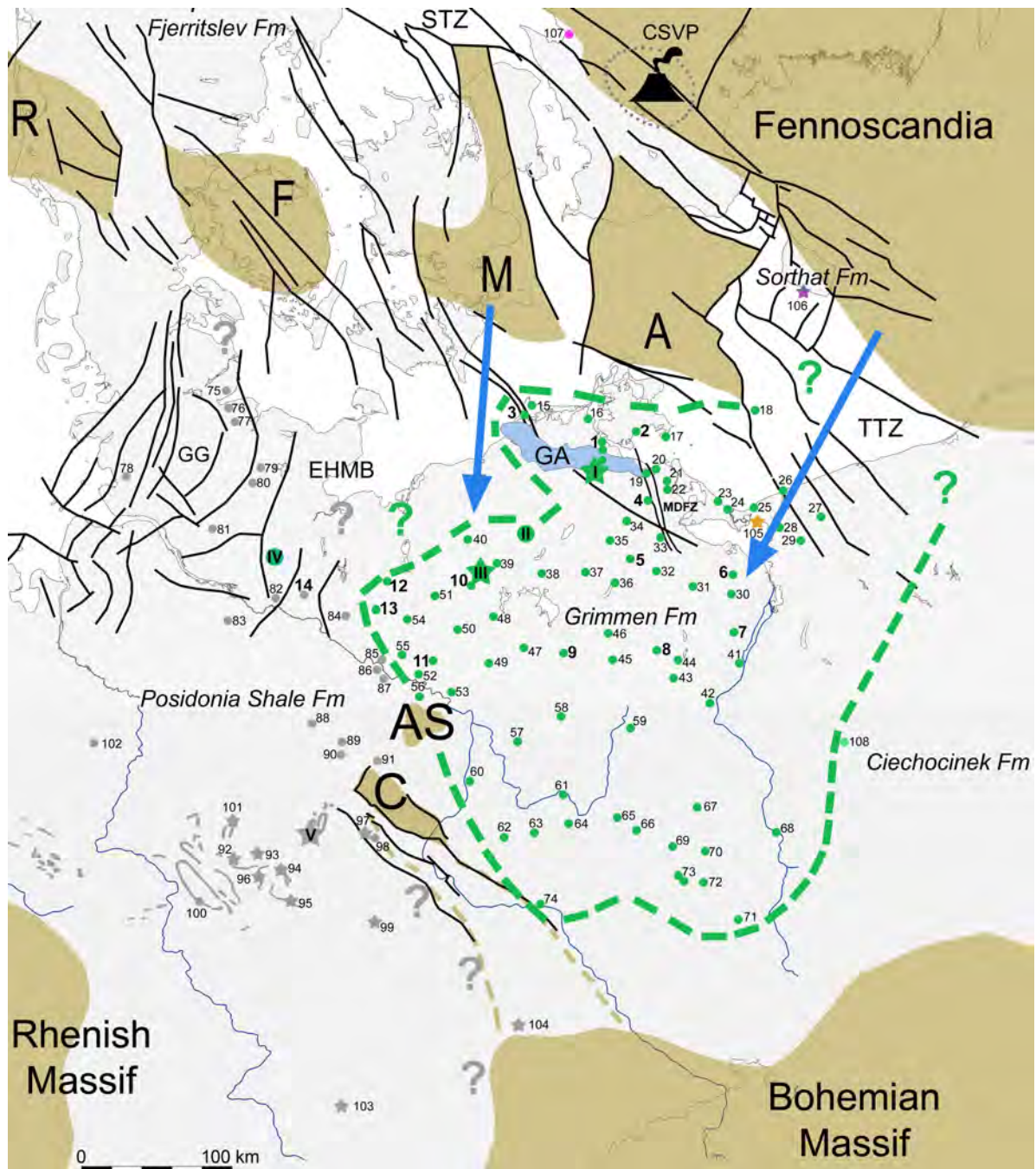


Abb. 15: Planktongemeinschaften im Pliensbachium/Toarcium im Norddeutschen Becken. **A** Marine Phytoplankton-dominierte Gemeinschaft der oberen Amaltheenton- und Wolgast-Formation (Mrs Pli3). **B** Phyto- und Zooplankton-dominierte Gemeinschaft der Posidonienschiefer-Formation (Mrs Toa1). **C** Grünalgen-dominierte Gemeinschaft der Grimmen Formation (Mrs Toa 1). OM organische Substanz, P-factory planktische Karbonatfabrik, N Stickstoff, P Phosphor, PO₄ Calciumphosphat, NH₄ Methan, H₂S Schwefelwasserstoff, CSVP Mittelschonen-Vulkanprovinz, ES Egersundbecken.

Abb. 16 (nächste Seite): Verbreitung der Grimmen-Formation des Unteren Toarciums (grüne gestrichelte Linie), die im Westen mit der Posidonienschiefer-Formation (hellgrau) verzahnt, der Sorthat-Formation im Norden (rosa) und der Ciechocinek-Formation im Osten. RFMA Ringkøbing-Fyn-Møn-Arkona-Hoch, GA Grimmener Wall, EHMB Ost-Holstein-Mecklenburg-Block, GG Glückstadt-Graben, AS Altmark-Schwelle, C Flechtingen- und Calvörde-Block, MDFZ Moeckow-Dargibell-Störungzone, TTZ Tornquist-Tesseyre-Zone, STZ Sorgenfrei-Tornquist-Zone, CSVP Mittelschonen-Vulkanprovinz. Sterne markieren Oberflächenaufschlüsse, Punkte Bohrungen. Grüne Symbole stehen für die Grimmen-Formation, hellgraue Symbole für die Posidonienschiefer-Formation, blaue Pfeile zeigen Süßwasserzufluss an. I Tongrube Grimmen, Glazialschollen, II Groß Roge, Geschiebe, III Tongrube Dobbertin, Glazialschollen, IV Ahrensburg, Geschiebe, V Hondelage und Schandelah und andere Aufschlüsse im Raum Braunschweig. 1 Reinberg 1E/65, 8/65, 2 Rügen 105/64, 3 Barth 10/65, 4 Moeckow*, 5 Brunn 1E/64, 6 JOmb 4/66 (Glashütte), 7 JOmb 10/66 (Penkun), 8 Klaushagen 1/64, 9 Zechliner Hütte 1A/65, 10 KSS 5/65 (Grambow), 11 Karstädt N 7/58, 12 Groß Welzin*, 13 Hagenow 1/65, 14 Pötrau 1, 15 Darsser Ort 2/63, 16 Stralsund 1/64, 17 Neu Reddevitz 1/61 und Thiessow 1/62, 18 Petrobaltic K5 1/88, 19 Wusterhusen 1/64, 20 Lubmin 2/63, 21 Wolgast 1/63, 22 Pritzlar 101/62, 23 Heringsdorf 4/63, 24 Swinoujscie 1, 25 Wolin IG1, 26 Kamien IG1, 27 Mechowo IG1, 28 Reclaw IG1, 29 Rokita IG1, 30 Loecknitz 1/63, 31 Pasewalk*, 32 JOmb 3/66 (Brohm), 33 Dargibell, 34 Neetzow, 35 JOmb 1/65 (Seltz), 36 Neubrandenburg 2/85, 37 Tarnow 1/65, 38 Hinrichshagen*, 39 Krakow*, 40 KSS 4/66 (Tarnow), 41 Gartz 1/65, 42 Oderberg 1 GB, 43 Ringenwalde 1 GB, 44 Flieth 1/64, 45 Himmelpfort 1, 46 Lychen*, 47 Wredenhagen 1/65, 48 Marnitz O 101/64, 49 Pritzwalk 2/89, 50 Marnitz*, 51 Schlieven 3/58, 52 Bernheide 1/58, 53 Wittenberge 3/58, 54 Ludwigslust 1/57, 55 Gorlosen*, 56 Aulosen*, 57 Rhinow 4 GB, 58 Neuruppin 2/87, 59 Prennden 1/65, 60 Kabelitz, 61 Ketzin, 62 Ziesar 1, 63 Golzow, 64 Viesen-Lehmin 102 GB, 65 Potsdam GB, 66 Großmachnow, 67 Ostbrandenburg 106, 68 Eisenhüttenstadt 2 GB, 69 Ostbrandenburg 102, 70 Ostbrandenburg 102 GB, 71 Lausitz 101, 72 Schlepzig 5 GB, 73 Oderin 1–2, 74 Straach, 75 Schwedeneck, 76 Schinkel, 77 Westensee, 78 Heide, 79 Plön, 80 Boostedt, 81 Bramstedt, 82 Hohenhorn-Curslack, 83 Meckelfeld, 84 Vellahn*, 85 Dömitz*, 86 Damnatz, 87 Siemen, 88 Bodenteich, 89 Waddekath,



90 Nettgau*, 91 Winkelstädt 8, 92 Hildesheim-Marienberg, 93 Haverlahwiese, 94 Dörnten-Fischerköpfe, 95 Goslar und Bad Harzburg, 96 Sillium, 97 Walbeck und Wefensleben, 98 Morsleben, 99 Quedlinburg-Seweckenberge, 100 Wickensen-Mainholzen, 101 Sehnde, 102 Core A (Celestino et al., 2024), 103 Gotha-Apfelstädt, 104 Espenhain, Flussgerölle in einer transgressiven Serie des Oligozäns, 105 Karziger Ufer Kliff, Wolin (Polen), glaziale Scholle, 106 Korsodde, Bornholm (Dänemark), 107 Vilhelmsfält (Schweden), 108 Gorzów Wielkopolski (Polen). *mehrere Bohrungen

Halt 1B: Das Referenzprofil der Grimmen-Formation Kb Reinberg 1E/1965

M. Franz, J. Ansoerge & K. Obst

Nach der detaillierten Bearbeitung der in der Tongrube Klein Lehmhagen erschlossenen Abfolge wurde ein Referenzprofil benötigt, in dem das gesamte Toarcium in ungestörter Abfolge vorliegt. Hierfür wurden zunächst Vollkernbohrungen aus dem Kartierungsobjekt Reinberg im Bohrkernarchiv des Geologischen Dienstes LUNG M-V in Sternberg bemustert. Zusätzlich wurden Kernabschnitte aus dem Pliensbachium-Toarcium in den Bohrungen der Kartierungsobjekte Jura-Ostmecklenburg (JOmb) und Barth (Darß) untersucht. Im Ergebnis zeigte sich, dass die Kb Reinberg 1E/1965 als Referenzprofil der Grimmen-Formation geeignet ist. Das von Ansoerge et al. (2025) publizierte Referenzprofil (Abb. 17) wird im Rahmen der Exkursion unter folgenden Aspekten vorgestellt und diskutiert:

- Vollkernprofil, geringe Kernverluste, guter Erhaltungszustand,
- Pliensbachium/Toarcium-Grenzbereich, unterhalb der pleistozänen Deformationstiefe gelegen, im Vergleich zum Typusprofil,
- Verzahnungsbereich Posidonienschiefer-Formation/Grimmen-Formation: Reinberg-Member,
- feinzyklischer Aufbau der unteren Grimmen-Formation,
- Verzahnungsbereich untere Grimmen-Formation/Glashütte-Formation,
- distales Äquivalent des oberen Posidonienschiefers: Dörnten-Member und
- erosive Kappung der oberen Grimmen-Formation durch die Unterkreide.

Korrelation des Toarciums im Norddeutschen Becken (NDB)

Das kombinierte Typus/Referenzprofil der Grimmen-Formation bildet einen wesentlichen Ankerpunkt in der Rekonstruktion der weitgespannten Fazieswechsel, die das Toarc in besonderem Maße kennzeichnen. Diese Fazieswechsel werden vor allem durch die Transgressionen des unteren und oberen Posidonienschiefers gesteuert, die sich dem Vorbau fluviodeltaischer Komplexe im höheren Unter- bzw.

Obertoarc abwechseln. Für die Korrelation wurden die Kernprofile der Kb Grambow 5/1966 (KSS 5) und die Bohrung E Rügen 105/1965 verwendet, die im östlichen NDB den distalen Verzahnungsbereich der Grimmen-Formation bis zum Übergang auf die Rügen-Schwelle abdecken (Abb. 18). Folgende Entwicklungen werden detailliert erläutert und diskutiert:

- Entwicklung der Profile im Grenzbereich Pliensbachium/Toarcium,
- distaler Verzahnungsbereich untere Posidonienschiefer-Formation/Grimmen-Formation
- pedogene Überprägung im Bereich der Rügen-Schwelle: Garz-Member,
- feinzyklischer Aufbau der unteren Grimmen-Formation,
- Verbreitung und Entwicklung des oberen Posidonienschiefers: Dörnten-Member,
- Entwicklung fluviodeltaischer Komplexe und Nutzungsoptionen der Sandsteinreservoirs.

Die weitgespannten Fazieswechsel im östlichen NDB sind im Wesentlichen auf Meeresspiegelschwankungen zurückzuführen. Unter Einbindung von Profilen aus dem westlichen NDB, in denen sich die Posidonienschieferfazies von der *tenuicostatum*-Zone bis an die Basis der *dispansum*-Zone erstreckt, wird das räumliche Nebeneinander der Faziesbereiche sichtbar. Durch wiederholte Transgressionen und Regressionen kommt es zur vertikalen Abfolge in den Profilen des östlichen NDB (Abb. 19).

Für das Toarcium ergeben sich aus der transgressiven Ausbreitung der Posidonienschieferfazies bis nach Vorpommern zwei Meeresspiegelhochstände, ein erster Hochstand in der tieferen *falciferum*-Zone und ein zweiter in der obersten *bifrons*-Zone. Diese Hochstände werden durch beckenwärts progradierende Sandsteine eingerahmt, deren maximaler Vorbau in der obersten *spinatum*-Zone, der oberen *bifrons*-Zone und der tieferen *aalensis*-Zone liegt. Daraus ergeben sich zwei Sequenzen dritter Ordnung innerhalb des Toarciums, die im Mitteleuropäischen Becken und benachbarten Becken gut korrelierbar sind (Zimmermann et al. 2015). Das Korrelationsprofil in Abb. 19 weist auch auf die generelle Bedeutung des östlichen NDB für die Rekonstruktion der Meeresspiegelschwankungen hin, die in den tonigen Becken-

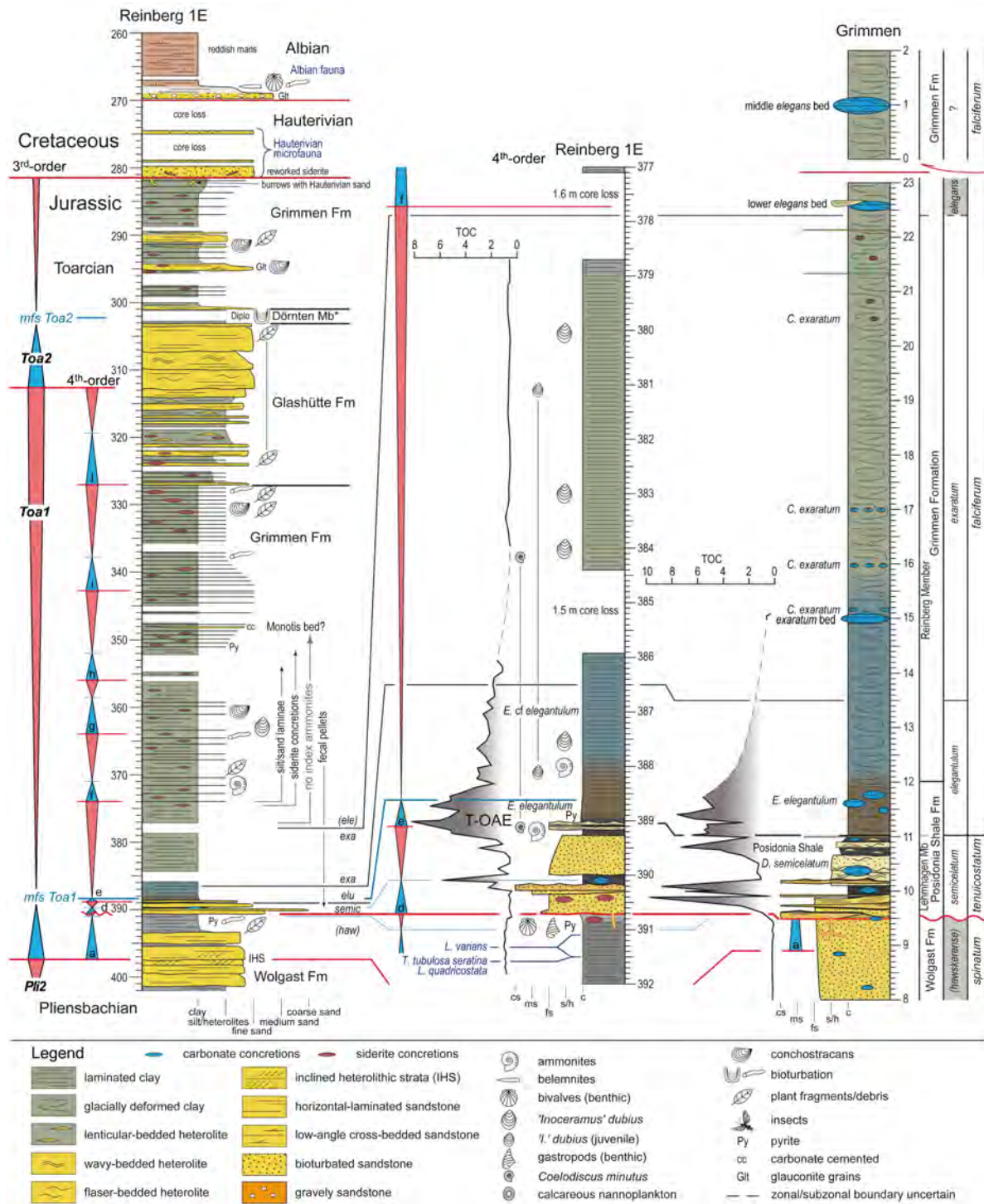


Abb. 17: Das Typusprofil der Grimmen-Formation in der Lias-Tongrube Klein Lehmhagen bei Grimmen und das Referenzprofil der Formation in der Kartierungsbohrung Reinberg 1E/1965.

fazies des westlichen NDB, insbes. dem Posidonienschiefer, oft nicht ohne weiteres erkennbar sind. Diese Sequenzstratigraphie des Toarcium wird unter folgenden Aspekten diskutiert:

- 2-Systemtrakt- vs. 3-Systemtrakt-Modelle im epikontinentalen Mitteleuropäischen Becken,
- Datierung der Meeresspiegelhochstände und

- tiefstände,
- distale Beckengebiete: Tiefstände ohne Sandsteine, Korrelation der Sequenzen dritter Ordnung innerhalb des Mitteleuropäischen Beckens und
- Ansatz für Sequenzen vierter Ordnung im Unteren Toarcium.

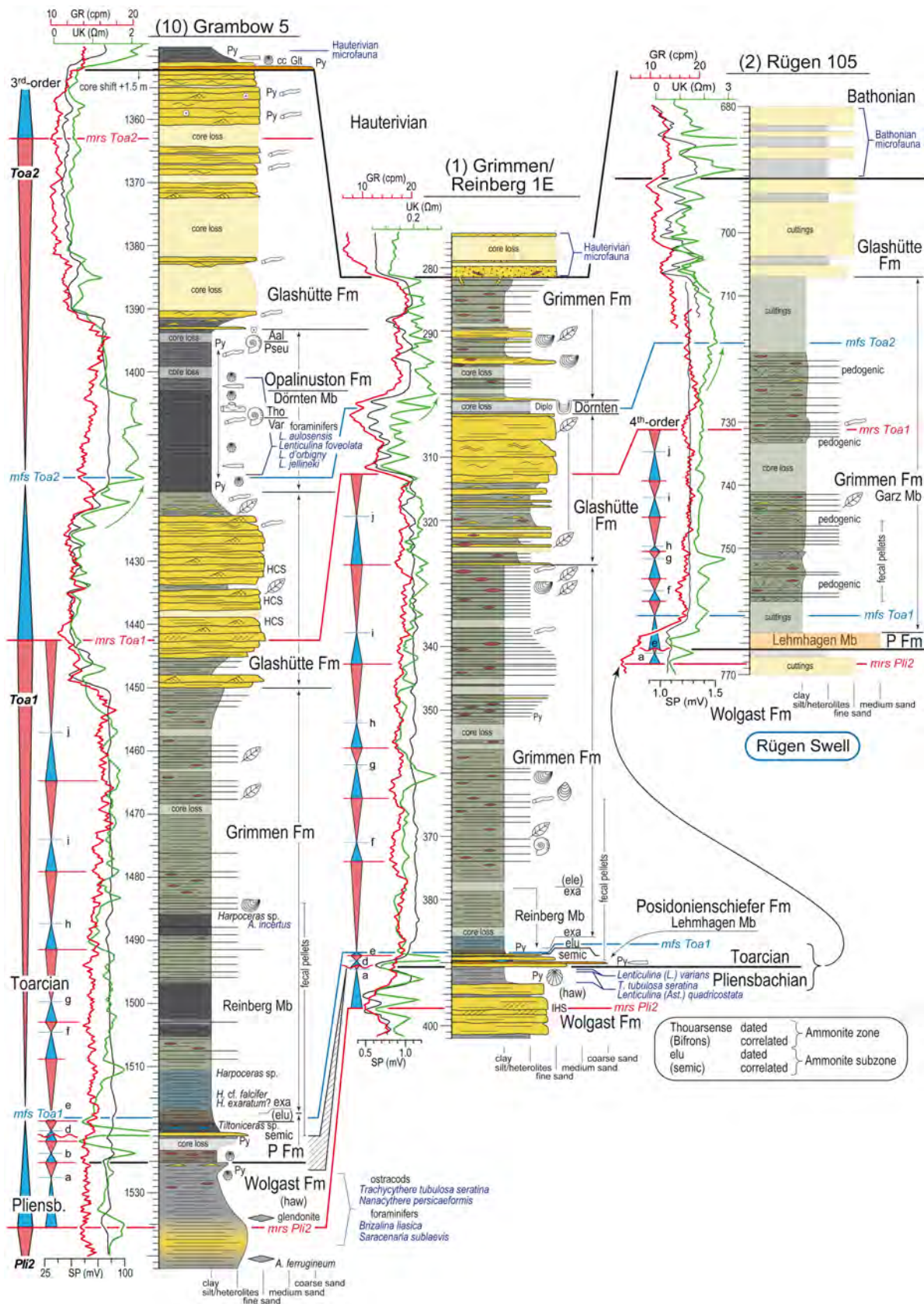


Abb. 18: Korrelation des kombinierten Typus/Referenzprofils der Grimmen-Formation mit dem distalen Verzahnungsbereich (Grambow 5) und der Rügen-Schwelle (Rügen 105); P Fm – Posidonienschiefer-Formation, HCS – Hummocky Cross Stratification, GR – Gamma Ray, SP – Spontaneous Potential, UK – Widerstand, haw – *hawskerense*, semic – *semicelatum*, elu – *elegantulum*, exa – *exaratum*, ele – *elegans*, var – *variabilis*, tho – *thouarsense*, pseu – *pseudoradiosa*, aal – *aalensis*

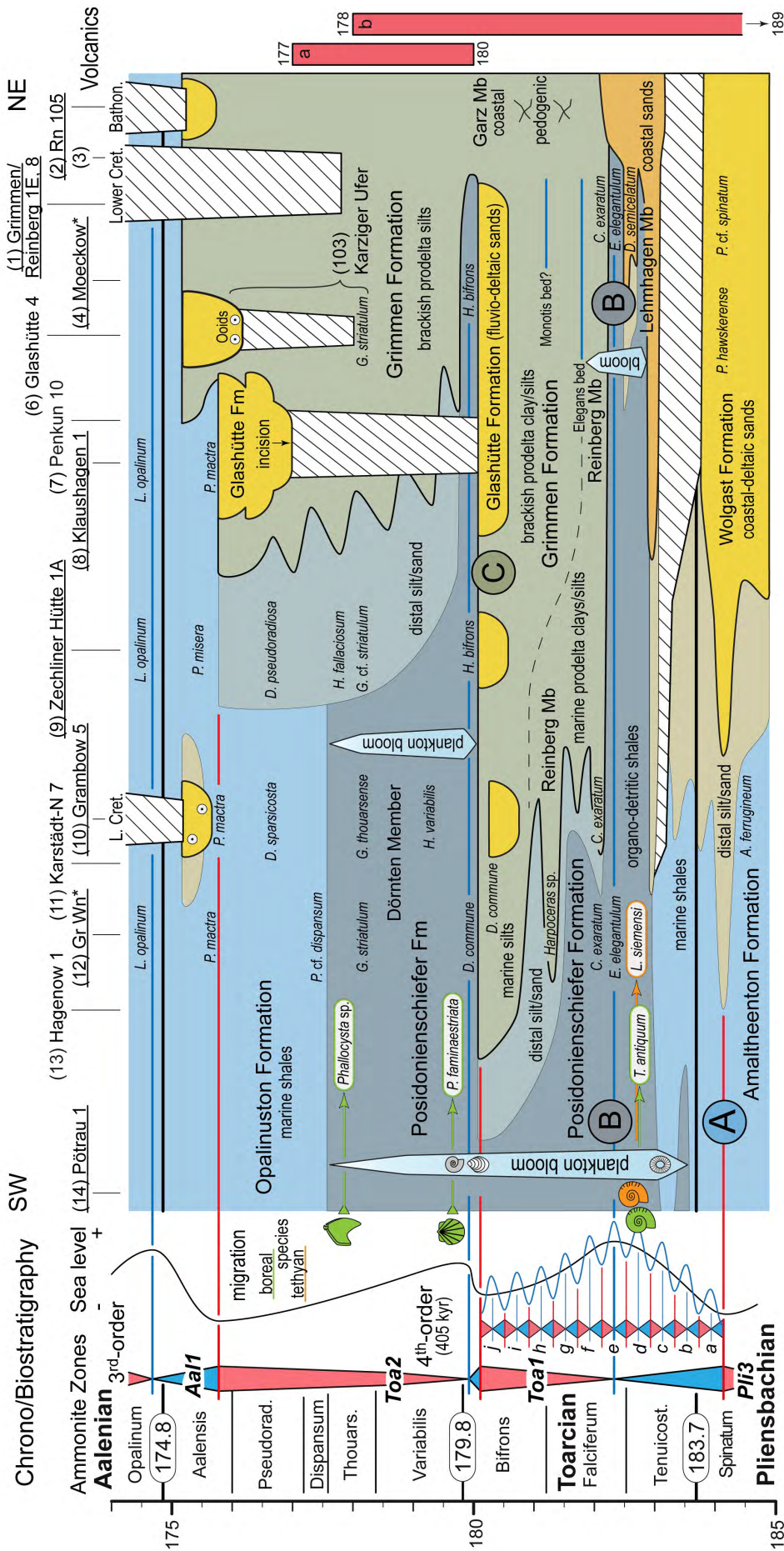


Abb. 19: Distal-proximal Korrelation des Toarcium zwischen der Rügen-Schwelle und dem distalen Beckengebiet östlich Hamburg (aus Ansoerge et al. 2025). Vulkanite: a – Egersund (Furnes et al. 1982), b – Skåne (Bergelin et al. 2011), Rn – Rügen, Gr Wn – Groß Weizln, Lokalitäten mit * repräsentieren synthetische Profile aus mehreren Bohrungen; Index taxa: *P. Pleuroceras Hawskerense*, *P. Pleuroceras spinatum*, *A. Amauroceras ferrugineum*, *D. Dactylioceras semicelatum*, *T. Tiltoniceras acutum*, *L. Lobotoceras siemensii*, *E. Eleganticeras elegantulum*, *C. Cleviceras exaratum*, *D. Dactylioceras commune*, *H. Hildoceras bifrons*, *P. Praebuchia faminaestriata*, *H. Haugia variabilis*, *G. Grammoceras striatulum*, *G. Grammoceras thouarsense*, *H. (Hildoceras) Pseudogrammoceras fallaciosum*, *P. (Pseudogrammoceras) Physogrammoceras dispersum*, *D. Dumortieria sparsicosta*, *D. Dumortieria pseudoradiosa*, *P. (Pleydellia) Cottesswaldia misera*, *L. Leioceras opalinum*; A, B, C – Plankton-Gemeinschaften in Abb. 15.

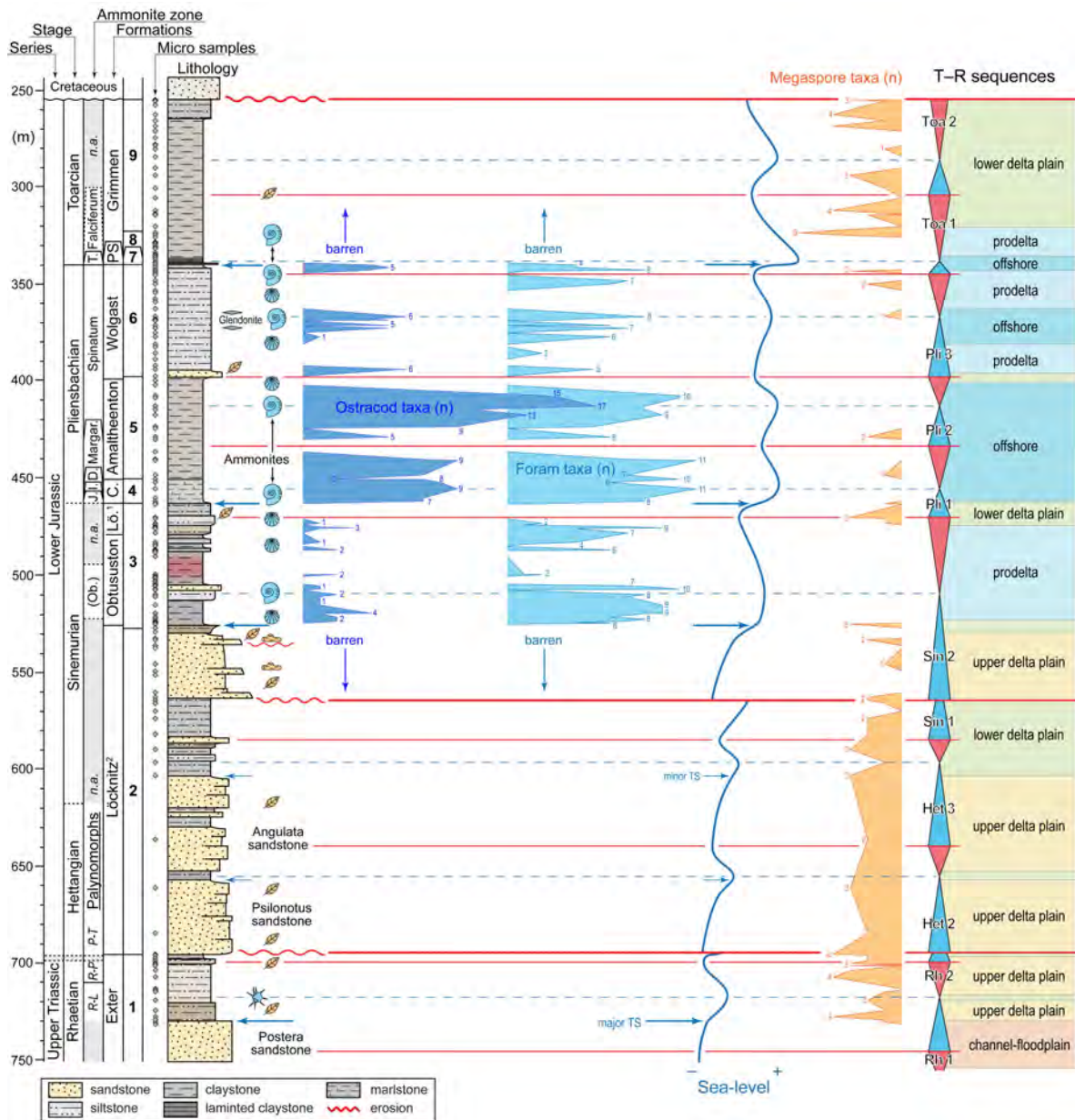


Abb. 20: Schrittweise Ausbreitung des Jurameeres am Beispiel der Kartierungsbohrung Barth 10/1965 (aus Rüksam et al. 2025). Bis in das Untersinemur herrschen deltaische Ablagerungen vor, die zumeist nur mittels Palynomorphen gliederbar sind. Ab dem Obersinemur sind marine Ablagerungen durch Ammoniten, Ostrakoden und Foraminiferen belegt. Durch regionale Korrelationen können die Abfolgen des Unteren Juras zusätzlich an Hand von sequenzstratigraphischen Methoden gegliedert werden, deren Anwendung auch auf biofaziellen Merkmalen, z.B. Diversität einzelner Faunengruppen, in den einzelnen Profilen basiert.

Eine neue Lithostratigraphie für den nordostdeutschen Lias – Ergebnis detaillierter Auswertungen von Bohrprofilen im östlichen Teil des Norddeutschen Beckens

Mit der Transgression des Rhätmeeres etablierte sich in der späten Trias in Mitteleuropa ein epikontinentales Nebenmeer der Tethys, das zunächst auf die westlichen Gebiete des Mitteleuropäischen Beckens (MEB) begrenzt blieb. Im

Verlauf des frühen Jura dehnte sich das Flachmeer schrittweise nach Osten aus und erreichte schließlich im Toarcium eine Ausdehnung von England bis nach Südostpolen. War das Flachmeer zu Beginn nur über westlich des MEB gelegene schmale Meeresstraßen mit der Tethys verbunden, entwickelten sich im Hettangium auch Verbindungen nach Süden und im Toarcium möglicherweise nach Südosten. Dieser Entwicklung folgend, drangen vollmarine Faunen

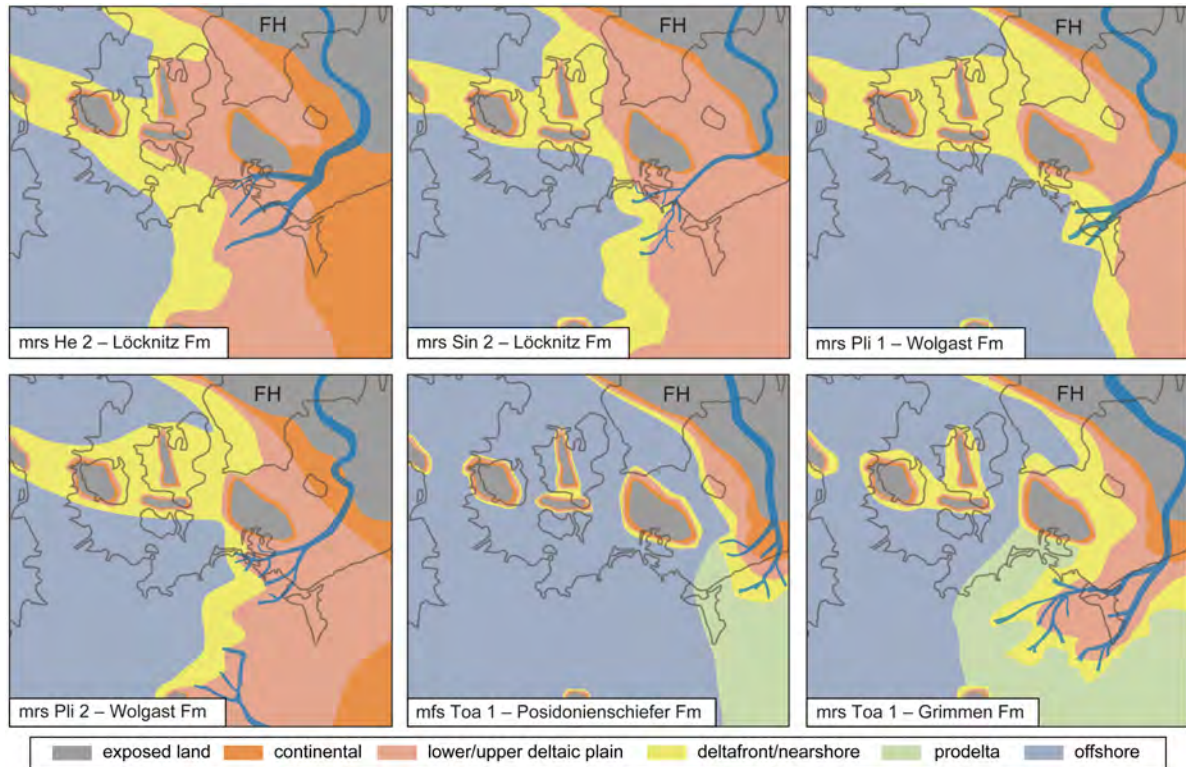


Abb. 21: Paläogeographische Ausbreitung des Jurameeres in sechs Zeitschnitten des Unteren Juras (aus Ruebsam et al. 2025, unter Verwendung von Barth et al. 2018, Zimmermann et al. 2018). Für stratigraphische Position siehe Abb. 15, mrs – maximum regression surface, mfs – maximum flooding surface.

schrittweise in östliche Beckengebiete vor und ermöglichen eine Vielzahl biostratigraphischer Gliederungen. So kommen in Bohrprofilen Norddeutschlands neben der Ammoniten-Biostratigraphie vor allem mikropaläontologische Gliederungen zur Anwendung, die auf Ostrakoden, Foraminiferen, Palynomorphen und auch Coccolithen beruhen (Abb. 20).

Die sandige Küstenfazies des Jurameeres speiste sich aus großen Flusssystemen, die Sedimentfracht von umliegenden Liefergebieten transportierten. Der Norddeutsche Raum wurde vor allem vom Skandinavischen Flusssystem geprägt, das im östlichen Teil des Norddeutschen Beckens große Deltasysteme aufschüttete. Als Folge wiederholter Meeresspiegelschwankungen bilden die sandbetonten Deltaablagerungen mit dem vorgelagerten tonigen Prodelta gestapelte transgressiv-regressiv Abfolgen, die mit sequenzstratigraphischen Methoden, in Kombination mit der Biostratigraphie, gegliedert werden können. Im Zuge der Ausdehnung des Jurameeres nach Osten werden die Deltasysteme schrittweise gegen die Beckenränder verschoben (Abb. 21).

Im Gegensatz zur etablierten Biostratigraphie und Sequenzstratigraphie ist die Lithostratigraphie des Unteren Jura in Norddeutschland bislang noch unvollständig mit formal gültigen Begriffen besetzt. Durch Mönnig et al. (2016, 2018) wurden die gültigen Formationsnamen aus Süddeutschland auf die tonige Beckenfazies Nordwestdeutschlands übertragen. Für die sandigen Formationen in Nordostdeutschland wurden zunächst Formationsnamen aus Polen übernommen. Nachfolgende Untersuchungen haben jedoch gezeigt, dass bestehende fazielle Unterschiede eigenständige Formationen des Pliensbachium und Toarcium erforderlich machen, die auf gut dokumentierten Standardprofilen beruhen.

Neu definiert wurden die Wolgast-Formation für Sandsteine des oberen Pliensbachium, das sandige Lehmhagen-Member an der Basis der Posidonienschiefer-Formation sowie das Reinberg-Member an der Basis der tonigen Grimmen-Formation, die mit der sandigen Glashütte-Formation verzahnt (Ansorge et al. 2025). In Ergänzung dazu wird auch die Lößnitz-Formation neu eingeführt, die sandbetonte Del-

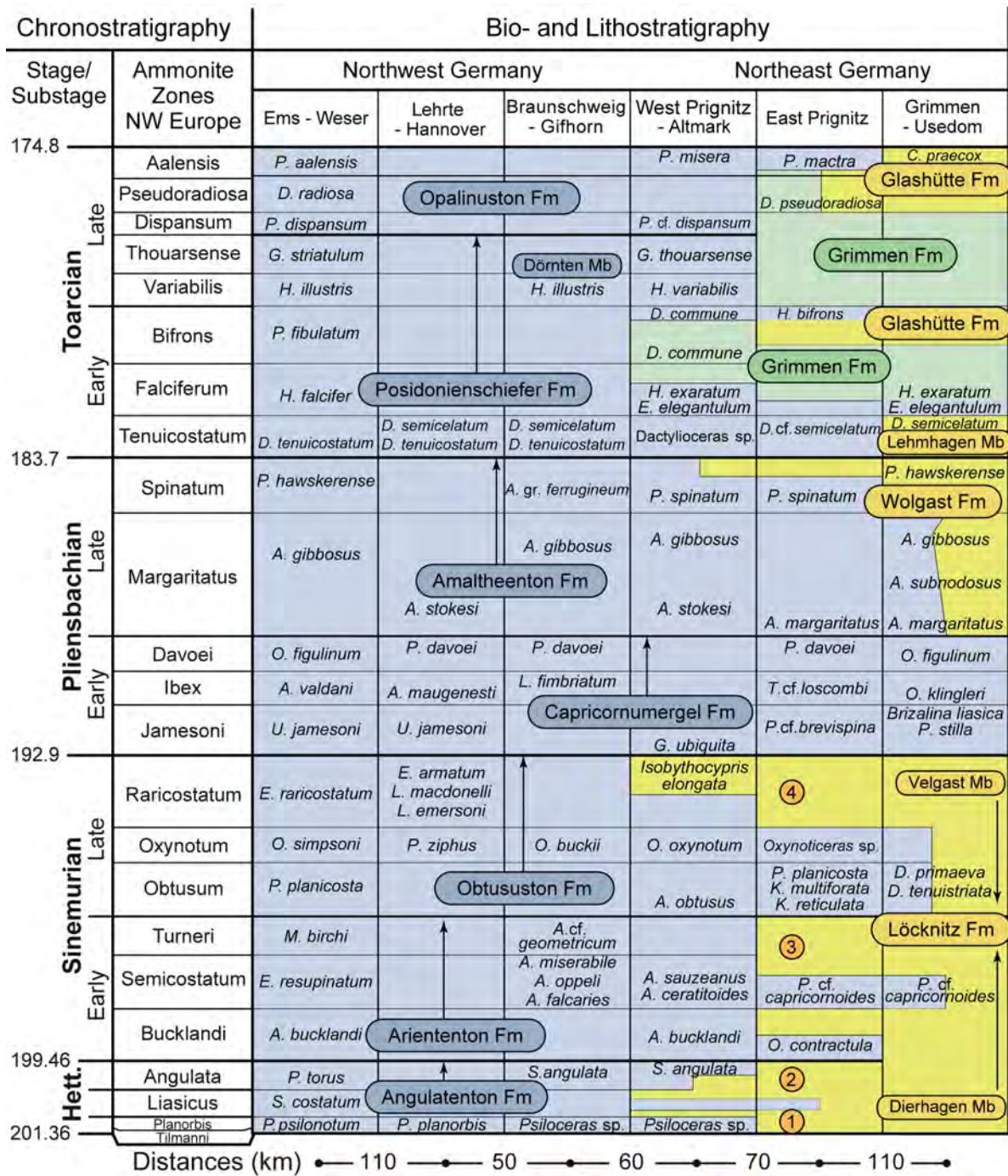


Abb. 22: Litho-, Bio- und Sequenzstratigraphie des Unteren Jura in Norddeutschland; verändert nach Zimmermann et al. (2015). Geothermische Reservoirs der Löcknitz-Formation: 1 – Pylonotensandstein, 2 – Angulatensandstein, 3 – Turnerisandstein, 4 – Raricostatensandstein.

taablagerungen des Hettangium und Sinemuri- alpha 1–3 umfasst, und die Velgast- um umfasst. Typuslokalität ist die Kartierungs- Subformation mit dem Deltasandstein des Lias boh- Subformation. Die Sandsteine der Löcknitz- for- bildet im Gebiet Grimmen-Usedom mächtige mation liegt bei 782,5-928,7 m. Die Löcknitz- Formation kann in zwei Subformationen geglie- amalgamierte Abfolgen, in distaler Richtung dert werden, die sandige Dierhagen-Subfor- liegen Wechsellagerungen der einzelnen Sand- mation, die die deltaisichen Sandsteine des Lias steine mit Prodeltatonen vor (Abb. 22).

Halt 1C: Glazial umgelagertes Oberpaläozän und Untereozän geben Auskunft über Meeresvorstöße im Alttertiär und die Ablagerung von Tuffen der Nordatlantik-Vulkanprovinz

K. Obst & J. Ansorge

Ablagerungen des Unteren Jura bilden den zentralen Teil der insbesondere während der Oberkreide herausgehobenen Struktur des Grimmener Walls, der sich von Wustrow auf dem Fischland bis östlich von Greifswald in Richtung WNW-ESE erstreckt (Abb. 23). Den herausgehoben

benen unterjurassischen Sanden und Tonen des Pliensbachium und Toarcium lagern sowohl nordöstlich als auch südwestlich der zentralen Achse sukzessiv jüngere mesozoische Schichtglieder auf (Diener et al. 2004; Beutler et al. 2012). Diese präkänozoischen Schichten werden diskordant von paläogenen Sedimenten, zu meist eozänen Grobklastika und Tonen, überlagert, die aber infolge der pleistozänen Eisvorstöße nordöstlich des Grimmener Walls großflächig erodiert wurden und nur lokal in Graben- bzw. Senkungsstrukturen erhalten blieben.

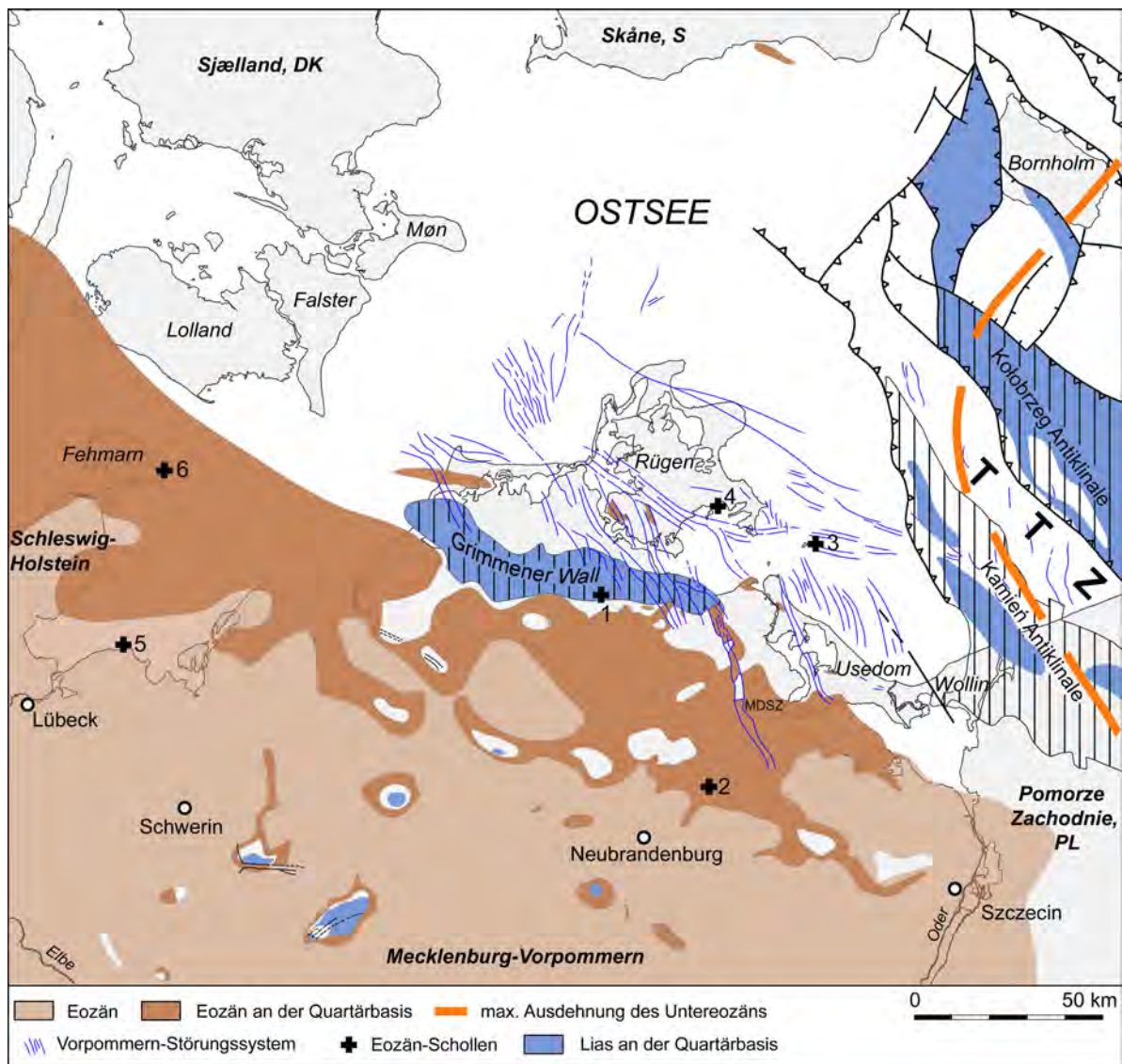


Abb. 23: Die heutige Verbreitung unterjurassischer Schichten an der Quartärbasis beschränkt sich in NE-Deutschland und NW-Polen auf die Antiklinalen Grimmener Wall, Kamień und Kołobrzeg sowie auf einige Salzkissen. Obwohl eozäne Schichten ursprünglich bis Bornholm verbreitet waren, sind diese heute nur südwestlich des Grimmener Walls fast flächendeckend erhalten. Reliktische Vorkommen nordöstlich davon beschränken sich auf lokale Senken oder Gräben des Vorpommern-Störungssystems. Nach LUNG Ludwig (2012) und Obst et al. (2015), Ansorge & Grimmberger (2016), verändert. TTZ – Tornquist-Teisseyre-Zone, 1 – Grimmen, 2 – Friedland, 3 – Greifswalder Oie, 4 – Wobbanz, 5 – Klein Lütz Höved, 6 – Fehmarn

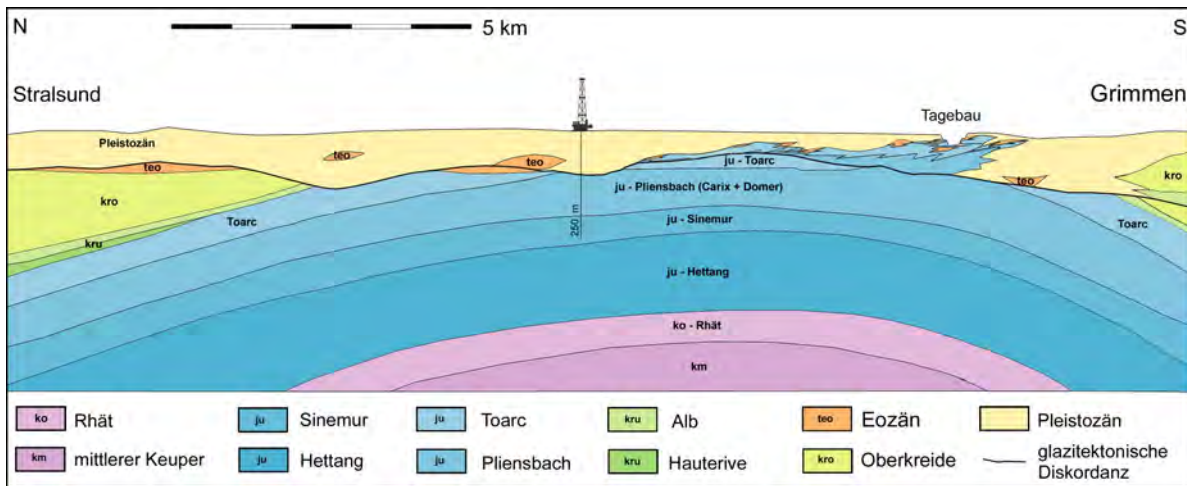


Abb. 24: Schematischer Schnitt durch den Grimmener Wall mit Lage des Tagebaus Klein Lehmhagen (nach von Bülow et al. 1981, verändert).

Sowohl in der Tongrube Klein Lehmhagen als auch in den benachbarten Erkundungsbohrungen sind neben den allochthonen unterjurassischen Sedimenten weitere präpleistozäne Einheiten in Form von Schollen aufgeschlossen. Diese wurden bereits von dem aus nordöstlicher Richtung vorstoßenden Inlandeis des jüngeren Saale-Glazialkomplexes mitgerissen. Dies belegen Kleingeschiebezählungen an Geschiebemergelproben der Bohrung Kb Grimm 2/1960, die ca. 600 m nördlich der Grube abgeteuft wurde. Demnach können zwischen 20 m und 70 m Tiefe die mit jurassischen und eozänen Schollen durchsetzten Geschiebemergel dem Drenthe- bzw. dem Warthe-Vorstoß zugeordnet werden. Das mächtige Saale-Inlandeis hat vor ca. 180-140 ka die herausgehobenen älteren Schichten des Grimmener Walls abgeschert, nach Südwesten transportiert und teilweise miteinander verschuppt (Abb. 24). Besonders am NE-Stoß der Grube waren neben den liassischen Schichten auch kretazische, paläozäne und eozäne Sedimente aufgeschlossen (Abb. 25A-B und 26A-B). Das deutlich geringmächtigere Eis der weichselzeitlichen Vorstöße hat lediglich die glazitektonischen Strukturen überfahren

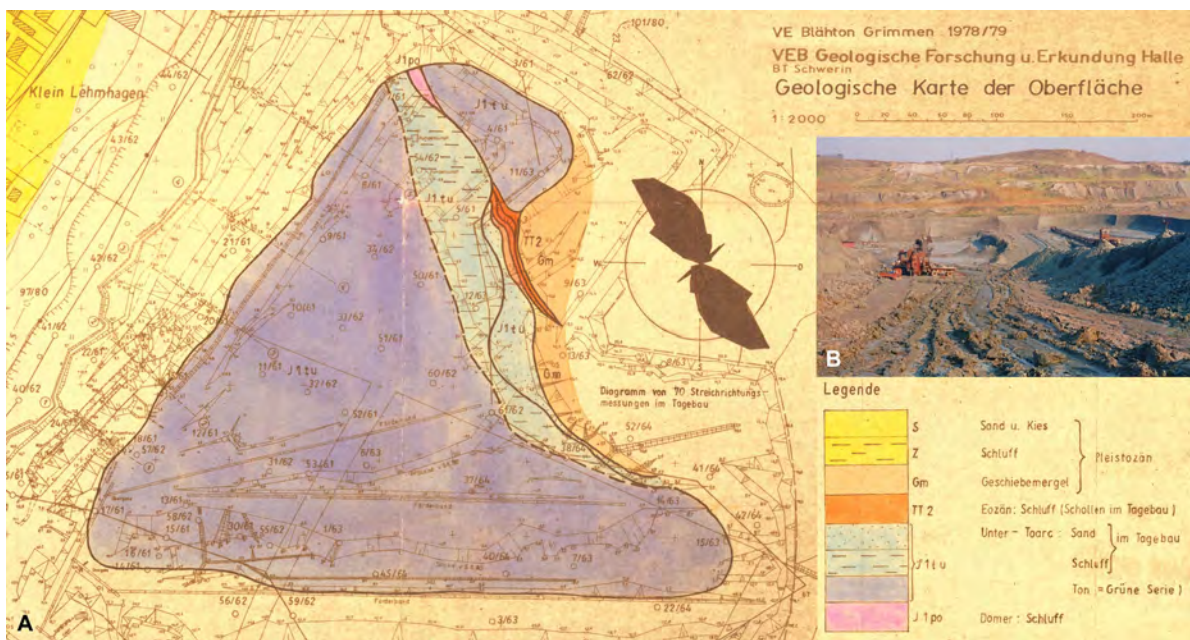


Abb. 25: A Geologische Karte der in der Tongrube Klein Lehmhagen aufgeschlossenen Schichten des Jura und Tertiär (aus von Bülow et al. 1982). B NE-Stoß der Grube mit den tertiären Sedimentschollen. (Foto: M. Timpe, 1990)

und morphologisch geglättet bzw. mit geringmächtigen Geschiebemergeln und Sanden überdeckt.

Seit 1955 wurden vor allem nordöstlich von Grimmen zahlreiche Bohrungen abgeteuft, um zunächst Ziegelton und später Blähton zu erkunden. In einem Rohstofferkundungsbericht erläuterten von Bülow et al. (1981) Umfang und Ergebnisse verschiedener Bohrkampagnen sowohl südöstlich als auch nordwestlich der Kronhorster Trebel, die durch Klein Lehmhagen fließt (Abb. 3A). Obwohl schon in der ersten Erkundungsphase Toarc-Tone angetroffen wurden, konnte der Schollencharakter erst später nachgewiesen werden. Während bis 1965 im SE ein mächtiger Tonkörper mittels 62 Bohrungen kartiert wurde, ergaben sich im NW anhand geoelektrischer Messungen Indikationen für vier Tonkörper. Bohrungen zeigten, dass drei davon Vorkommen von Toarc-Ton repräsentieren, aber eine aus schluffigen Tonen des Pliensbachiums aufgebaut ist. Diese sind zwar auch plas-

tisch, jedoch für die Blähtonherstellung ungeeignet. Unter den 25 untersuchten Ton-Proben befand sich zudem eine aus dem Eozän, die nach von Bülow et al. (1981) vereinzelt mit den liassischen Tonen auftreten und gleiche plastische Eigenschaften und Blähkoeffizienten wie die Tone des Toarciums aufweisen.

In den Jahren 1978/1979 wurden im Rahmen eines neuen Erkundungsprogramms 95 Bohrungen entlang der 1965 angelegten Schnitte quer zum Streichen der Tonschollen zwischen Klein Lehmhagen und der Bahnlinie von Grimmen nach Stralsund abgeteuft. Von den geplanten Bohrungen konnten 65 geophysikalisch vermessen werden. Die Erkenntnisse aus dem Bohrprogramm und den Tagebauerweiterungen in den 1970er Jahren fassten von Bülow et al. (1981) zusammen. Neben einer lithologischen Beschreibung der unterjurassischen Schichtenfolge wurden auch die untereozänen Sedimente detailliert vorgestellt.



Abb. 26: A-B Schollen mit Kreide und Tertiär waren bereits in den 1970er Jahren am NE-Stoß der Grube Klein Lehmhagen aufgeschlossen. (Fotos: R. Reinicke, 1974); C-D In den paläozänen-eozänen Ablagerungen befanden sich grünlich und bräunlich gerindete Feuersteine (verkieselte Kalke) von z.T. beachtlicher Größe, die im Zuge der marinen Transgression aus oberkretazischen Sedimenten aufgearbeitet wurden und Küstennähe oder zumindest Flachwasser anzeigen. (Sammlung und Fotos: W. v. Bülow, ca. 1980)

Demnach beginnt die eozäne Abfolge mit einem „Wallstein-Konglomerat“ welches aus überwiegend gerundeten, braun und grünlich gerindeten Kreidefeuersteinen und verkieselten Kalken besteht (siehe auch Ludwig 2012; Abb. 26C-D), die im Tagebau mehr als 50 kg schwer sein können. Darüber folgen kalkfreie Mittel- bis Grobsande. Sie sind an der Basis intensiv grün und werden zum Hangenden dunkelbraun. Überlagert werden die Sande von ca. 2 m mächtigen dunkelbraungrauen, schwach schluffigen Tonen.

Die ungeschichteten Sedimente enthalten gelbliche bis ockerfarbene Schlieren sowie Markasitkondensationen und ähneln den braunen *elegantulum*-Tonen des Toarciums (Posidonienschiefer-Formation). Darüber folgen grünlichgraue Tone, die ebenfalls feinsandige Schmitzen und Lagen enthalten. Auffällig ist die ähnliche Farbe im Vergleich mit dem blauen/grünlichgrauen Tonen der Grimmen-Formation, die eine Unterscheidung bei intensiver glazigener Verschupung nahezu unmöglich machen. Derartige Be-



Abb. 27: Schürfe nahe des südwestlichen Randes der Liastongrube Grimmen gaben Einblicke in untereozäne Sedimente (Schlieven-Formation). **A-B** Basale bräunliche Sande mit gerindetem Feuerstein und Kreidebröckchen werden von dunkelgraubraunem Ton überlagert. (Fotos: K. Obst, 2016); **C-D** Violette Schlieren gehen lateral in karbonatisch fixierte Aschelagen (Zementsteine mit mehreren Zentimeter dicken Faserkalkkrusten) über. (Fotos: J. Ansorge, 2012); **E-F** Eine ascheführende Karbonatkonkretion beachtlicher Größe (65 × 80 × 30 cm) konnte geborgen werden. (Fotos: K. Obst, 2012)

reiche sind nur anhand von Mischfaunen bei Mikrofossiluntersuchungen erkennbar, wobei *Coscinodiscus* sp. 1 und 2 als typisch für das tiefste Eozän 1 angesehen werden. Weitere Charakteristika der Eozän-Tone sind Faserkalle, violette Verfärbungen sowie Tuffitbröckchen (von Bülow et al. 1981).

Palynologische Untersuchungen der kalk- und fossilfreien basalen Tertiärsedimente, die 1997 in der auflässigen Grube beprobt werden konnten, erbrachten nach Fechner (2004) Dinoflagellaten-Zysten-Vergesellschaftungen, die typisch für das Thanetium (oberes Paläozän) sind. Diese wären somit der in Mecklenburg-Vorpommern verbreiteten Helle-Formation zuzuordnen, die transgressiv älteren Schichten auflagert.

Tertiäre Sedimente waren vor allem im Ostteil der Grube und im südlichen Abbaustoß in Form zahlreicher Schuppen aufgeschlossen (vgl. von Bülow et al. 1981 und 1982). 2012 und 2016 wurden auch nahe des südwestlichen Grubenrandes tertiäre Schollen entdeckt, die durch Entwässerungsgräben jeweils im Zusammenhang mit einem temporären Abbau von Lias-Tonen angeschnitten waren. Diese enthielten

sowohl die basalen dunkelbräunlichen Sande mit Feuersteinen und verkieselten Kreidebruchstücken (Abb. 27A-B) als auch die auflagernden dunkelgraubraunen Tone. In diesen Tönen wurden auch violette Verfärbungen beobachtet, die lateral in karbonatisch gebundene Aschelagen übergehen (Abb. 27C-D). Solche Konkretionen sind als „Zementsteine“ aus dem dänischen Moler, aber auch von untereozänen Tonvorkommen auf Fehmarn und der Greifswalder Oie bekannt (vgl. Obst et al. 2015). Die bis in den Alpenraum verwehten basaltischen Aschen stammen aus dem Gebiet von Proto-Island und bezeugen die initiale Öffnung des Nordatlantiks (Abb. 28).

In einem schmalen Schurf wurde auch ein sehr großer Zementstein (65 × 50 × 30 cm) entdeckt, der in der Grabenwand steckte (Abb. 27E). Zunächst konnten kleinere Bruchstücke mit Faserkalkanhaftungen für Dünnschliffuntersuchungen entnommen werden. Später wurde der große ellipsoide Zementstein mit Hilfe eines von Christian Heiden (Greifswald) dankenswerter Weise zur Verfügung gestellten Baggers geborgen und anschließend gereinigt (Abb. 27F).

Abb. 28: Mit der Öffnung des Nordatlantiks vor ca. 56 Mio. Jahren (Grenze Paläozän/Eozän) war ein intensiver phreatomagmatischer Vulkanismus im Bereich des heutigen Islands verbunden, der Aschen mit kumulativen Mächtigkeiten von mehreren Metern über NW-Europa bis in den Thethysraum verbreitete. Nach Knox (1997) und Obst et al. (2015), verändert.





Abb. 29: Die angeschliffene und angeätzte Karbonatkonkretion aus untereozänen Tonen (Schlieven-Formation) der Grube Klein Lehmhagen gibt einen Einblick in den heterogenen Aufbau einer etwa 30 cm mächtigen tuffitischen Abfolge. An der Basis ist eine relativ intakte Aschelage nur von wenigen größeren Grabgängen durchzogen. Nach oben hin wird dieser geringmächtige homogene Bereich durch intensive Aufarbeitungen (helle und dunkle Laminen im raschen Wechsel) und mehreren, 2-3 cm mächtigen Lagen mit geringem Ascheanteil, dafür aber mit intensiver Bioturbation, abgelöst.

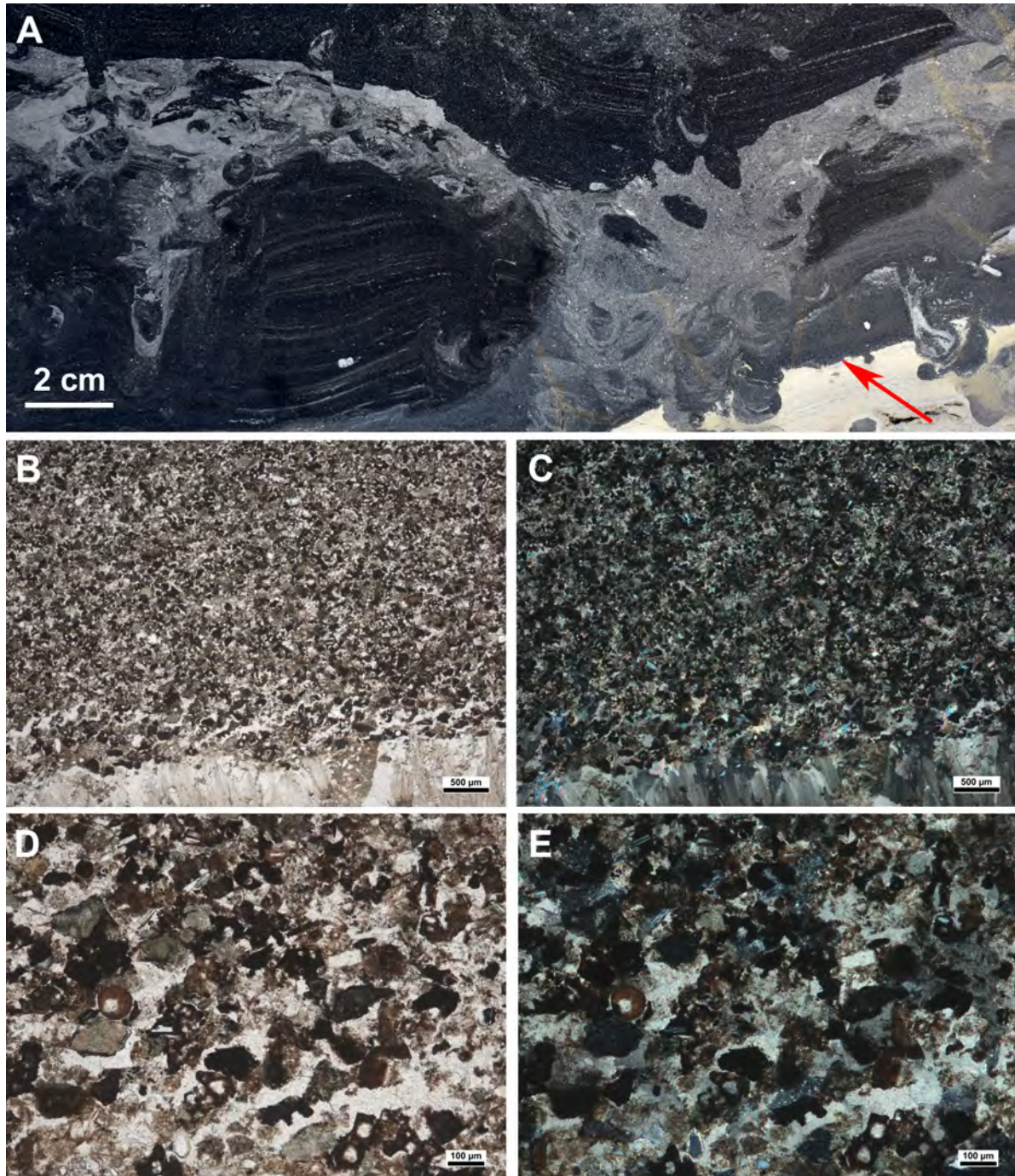


Abb. 30: A Detailansicht der scharfen Basis der gradierten Aschelage (roter Pfeil) im großen Zementstein (s. Abb. 29, unten rechts). B-E Dünnschliffaufnahmen zeigen, dass an der Basis der Aschelage bis 200 µm große Glaspartikel basaltischer Zusammensetzung auftreten. Dabei handelt es sich überwiegend um Tachylit, untergeordnet kommt auch Sideromelan bzw. Palagonit vor. Die glasigen Fragmente sind großenteils eckig und enthalten vereinzelt Blasen Hohlräume. Kleine idiomorphe Einsprenglinge von Plagioklas sind in den Gläsern eingeschlossen, kommen aber teilweise auch als Einzelkristalle im Karbonatzement vor. B und D: PPL, C und E: XPL

Nach dem Trennen, Anschleifen und Anätzen des Zementsteins in Längsrichtung trat eine bis 30 cm Asche führende Abfolge, die durch mehrere Asche-freie Lagen unterbrochen ist, zum Vorschein (Abb. 29). Aufgrund der gleichzeiti-

gen Kompaktion während der frühdiagenetischen Karbonatzementation ist die Basis einer ca. 2 cm mächtigen ungestörten Aschelage zu den Rändern der ellipsoiden Konkretion hin aufgewölbt. Diese gradierte Lage wird nach oben

durch feinlaminierte Lagen abgelöst, die Aufarbeitung anzeigen. Zudem ist sie von Grabgängen durchzogen, durch die Aschepartikel in die unterlagernden, Asche-freien mudstones der Hintergrundsedimentation verschleppt wurden.

Der enge rhythmische Wechsel heller und dunkler Laminen, die an einen Heterolith aus Silt und Ton erinnern, sind auf einen raschen Wechsel von sehr dünnen Lagen dunkler Aschefragmente mit hellem Hintergrundsediment zurückzuführen. Vermutlich kam es beim Eintrag von Suspensionsfracht zu einer Saigerung von schweren basaltischen Glaspartikeln und feinen tonig-schluffigen Anteilen. In Abständen kam es zu einer Unterbrechung der monotonen, gestreiften Abschnitte. Dies wird durch mehrere, etwa 2-3 cm mächtige helle, stark bioturbirte Zwischensedimentlagen angezeigt. Inwieweit die Sedimentationsunterbrechungen auf verminderten Eintrag vom umgebenden Festland zurückzuführen sind und somit Trockenzeiten anzeigen, bleibt spekulativ.

Dünnschliffuntersuchungen zeigen, dass die basale Aschelage normal gradiert ist. An der Basis sind die eckigen, teilweise blasigen Glas-

partikel bis 200 μm groß (Abb. 30B-E). Nach oben hin nimmt ihre Größe rasch bis auf etwa 100 μm ab. Das vulkanische Glas hat eine basaltische Zusammensetzung. Es tritt überwiegend schwarzer Tachylit auf; seltener ist brauner Sideromelan, teilweise grünlich palagonisiert, zu beobachten. Einige Gläser enthalten kleine, idiomorphe Plagioklaskristalle, teilweise kommen diese auch separat in der Aschelage vor. In den umgelagerten, bioturbirten Abschnitten sind neben dem vulkanischen Glas auch runde Körner aus Quarz und grünem Glaukonit sowie Skelettreste verschiedener Diatomeen (*Coscinodiscus* sp. und koloniebildende Formen) zu sehen.

In der Tongrube Klein Lehmhagen wurden auch vereinzelt isolierte Zementsteine gefunden, die als lokale Geschiebe oder vom Abbau verlagerte Blöcke einzuordnen sind. Einer davon zeigt eine ca. 5 cm mächtige gradierte Aschelage mit scharfer Basis und bioturbirtem Top (Abb. 31), wie sie für den Zementstein Typ II der Greifswalder Oie charakteristisch sind (vgl. Obst et al. 2015).



Abb. 31: Etwa 20 cm großer Zementstein (Lokalgeschiebe? in der Lias-Tongrube bei Grimmen) aus dem Untereozän (Schlieven-Formation) mit einer distinkten, 5-6 cm mächtigen Aschelage. Diese ist deutlich gradiert und zum Hangenden hin partiell aufgearbeitet und intensiv bioturbiert

Halt 2: Friedländer Eozän – Geologie und Genese sowie Rohstoffgewinnung

K. Obst

Die Erkundung und Gewinnung untereozäner Tone im Raum Friedland (Mecklenburg) hat eine lange Tradition. Als wertvoller Rohstoff ist der Ton für verschiedenste Anwendungen gefragt und wird zunehmend in der Agrarwirtschaft und für eine gesunde Lebensmittelproduktion eingesetzt. Der wirtschaftliche Abbau der in Form glazialer Schollen oberflächennah anstehenden Tone, die teilweise intensiv mit pleistozänen Sedimenten verschuppt sind, erfordert genaue Kenntnisse der Lagerungsverhältnisse.

War die stratigraphische Einstufung anfangs umstritten, wird der Friedländer Ton aufgrund seiner Fauna seit fast einhundert Jahren als Äquivalent des Lontons angesehen. Entsprechend der aktuell gültigen lithostratigraphischen Untergliederung des Tertiärs in Mecklenburg-Vorpommern werden die blaugrauen bis grünlichgrauen marinen Tone der Marnitz-Formation des Untereozäns zugeordnet.

Die untereozänen Tone entstanden aus verwitterten basaltischen Vulkanaschen, die auf

den umgebenden Festländern zur Ablagerung kamen. Diese Aschen stehen genetisch im Zusammenhang mit der Öffnung des Nordatlantiks und sind als bentonitisierte vulkanoklastische Lagen oder als karbonatisch zementierte Tuffite („Zementsteine“) in der unterlagernden Schlieven-Formation überliefert (Obst et al. 2015; s. Halt 1C).

Historisches und Aktuelles zur Gewinnung und Verarbeitung des Friedländer Tons

Seit mehr als 225 Jahren wird Ton in und um Friedland abgebaut. Bereits 1794 wurde erstmals die Ziegelei Salow westlich von Friedland erwähnt. Deren Besitzer waren die mecklenburgischen Familien von Hahn bzw. von Oertzen (Hildebrandt 1999 in Zwahr et al. 2002). Ab 1800 ist auch in Friedland selbst eine Ziegelei belegt. Später kam noch eine Ziegelei im nördlich gelegenen Bresewitz hinzu, die dem Adelsgeschlecht derer von Dewitz gehörte (Zwahr et al. 2002). In der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts wurde Ton bereits aus einer weiteren Friedländer Grube an der Alten Landwehr gewonnen, die später auch „Alte Tongrube“ genannt wurde (Abb. 32A).



Abb. 32: A Auf den Messtischblättern der preußischen Landesaufnahme von 1884 (Blatt 2247 Spantekow, 2346 Roga und 2347 Friedland) sind Gruben am südlichen Ortsrand von Salow, nördlich von Bresewitz sowie westlich von Friedland zu erkennen. Neben den Ziegeleien ist bereits die Tonplattenfabrik zu Friedland dargestellt. B Werbeplatte mit Frauenkopfreief „Rote Friedländerin“ (aus Zwahr et al. 2002).

Nach dem Erwerb der Friedländer Handziegelei 1892 durch Heinrich Lindemann wurde das Werk I grunderneuert, die Produktion vom Nasspressverfahren auf das Trockenpressverfahren umgestellt und die Produktpalette erweitert (Zwahr et al. 2002). Der technische Leiter Gustav Caesar entwickelte 1903/1904 eine technisch hochwertige rotfarbene Fußbodenplatte, die so erfolgreich war, dass die Produktion aller übrigen Produkte, z.B. Mauersteine, Dachsteine, Tonröhren, Klinker, Verblender und Trottoirplatten, eingestellt wurde. Aufgrund von Unstimmigkeiten, gründete Caesar ein eigenes Werk II, musste aber den Ton aus der Grube bei Bresewitz heranschaffen (Gehl 1949). 1905 trat seine „Rote Friedländerin“ ihren weltweiten Siegeszug an, infolgedessen es 1908 zur Wiedervereinigung beider Werke kam (Abb. 32B).

Mit Ausnahme der Produktionsunterbrechungen im Ersten Weltkrieg und während der Weltwirtschaftskrise 1929-1933 liefen die Geschäfte mit den Friedländer Fliesen glänzend. Aufgrund ihrer Laugen- und Säurebeständigkeit waren sie für die Errichtung von Produktionsstätten der Lebensmittel- und chemischen Industrie von besonderer Bedeutung (Schomburg et al. 1985).

Bei einer Plattenproduktion von 15 Mio. Stück pro Jahr wurden dafür in 45 Jahren schätzungsweise 675.000 t Ton verbraucht (Gehl 1949).

Aber bereits während des Zweiten Weltkrieges wurde die Produktion in beiden Werken aufgrund eines Brandes bzw. anderweitiger Nutzungen eingestellt und nach 1945 die noch funktionierenden Anlagen als Reparationsleistungen an die Sowjetunion vollständig demontiert. Infolge des mühsamen Wiederaufbaus konnte die Produktion erst 1949 wieder anlaufen (Abb. 33). Schon 1950 wurden 4 Mio. Fußbodenplatten hergestellt, wobei der Tonabbau noch per Handstich erfolgte (Zwahr et al. 2002). Später waren es jährlich konstant 11 Mio. Stück.

1960 wurde mit der Tonmehlproduktion begonnen. Nach zunächst 18.000 t im ersten Jahr stiegen die Produktionszahlen bis auf 75.000 t im Jahr 1988 an (Zwahr et al. 2002). Dieses Produkt war aufgrund des hohen Anteils (50%) an quellfähigem Wechsellagerungsmineral (Montmorillonit/Muskovit) für verschiedenste Anwendungen gefragt, z.B. als Spülungston für Bohrungen, als Formstoffbinder in Eisengießereien und in der Landwirtschaft zur Verbesserung der Bo-



Abb. 33: Exkursion von Greifswalder Geologiestudenten in die „Alte Tongrube“ der Landwehrschorle bei Friedland. (Foto: J. Reincke, 1954)

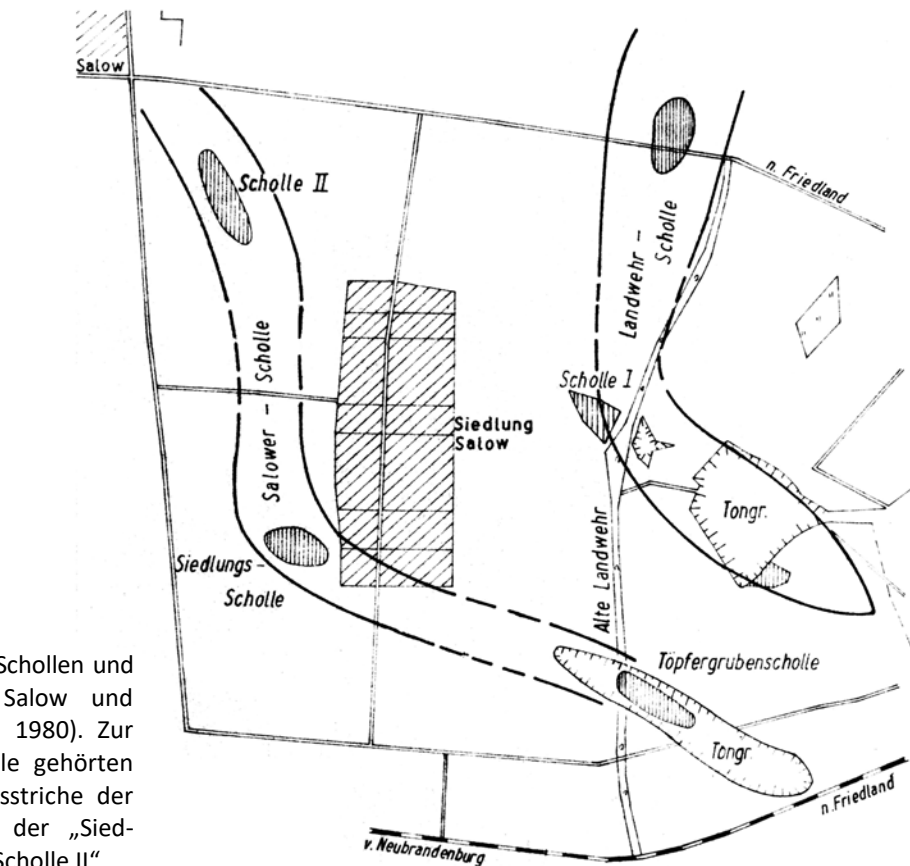


Abb. 34: Übersicht der Schollen und Tongruben zwischen Salow und Friedland (Bauss et al. 1980). Zur westlichsten Großscholle gehörten die obertägigen Tonausstriche der „Töpfergrubenscholle“, der „Siedlungsscholle“ und der „Scholle II“.

denstruktur. Infolge der steigenden Nachfrage kamen anstelle von Eimerkettenbaggern moderne Universalbagger zum Einsatz und der Transport erfolgte mittels Loren.

Rutschungen in der „Alten Tongrube“ im Jahr 1976 führten zu ihrer Schließung und ab 1977 wurde aus dem neuen Tagebau „Töpfergrubenscholle“ gefördert (Bauss et al. 1980, 1982; Abb. 3). Diese Grube musste aufgrund von Rutschungen 1983/1984 ebenfalls aufgegeben werden. Seit 1985 erfolgt der Abbau in dem bis heute aktiven Tagebau der „Siedlungsscholle“ bei Salow. In dieser Zeit wurde auch das neue Werk III errichtet (Zwahr et al. 2002). Produktionsschwerpunkt war die Erzeugung von Tonmehl für die keramische Industrie und das Gießereiwesen.

Ab 1990 war die Entwicklung der Produktion und der gefertigten Produktpalette an diesem Standort sehr wechselhaft. Nach der deutschen Wiedervereinigung wurde die Industriemineralwerk Friedland GmbH gegründet und der komplizierte Umstieg von der Plan- in die Marktwirtschaft begann. Aber die Treuhand als einziger

Gesellschafter verweigerte finanzielle Investitionsmittel, so dass die Belegschaft von über 200 auf 40 Mitarbeiter reduziert werden musste (Zwahr et al. 2002). Firmennamen und Besitzer wechselten mehrmals. Auch wurden Gruben und Werksanlagen aufgeteilt bzw. entwickelt und neu gebaut.

Die 1995 gegründete MRG Mineralische Rohstoffmanagement GmbH übernahm 2003 die Produktionsstätte des Blautonwerkes Friedland. Seitdem wurden qualitativ hochwertige Tonmehle und Tongranulate für verschiedene Anwendungszwecke (z.B. für Schlitzwände im Tagebau) hergestellt. Der dafür benötigte Ton stammte überwiegend aus der Grube „Burgfeld“ südöstlich von Friedland. Der Abbau ist jedoch seit 2018 eingestellt.

1997 wurde die MSR Mecklenburg-Strelitzer Rohstoffgewinnungsgesellschaft mbH gegründet, die ab 1998 den Abbau des Tons im Bergwerksfeld „Friedland Süd“ wieder aufnahm (Zwahr et al. 2002; Abb. 35A-B). Inzwischen erfolgt die Gewinnung und Vermarktung des Tons aus dem Tagebau der „Siedlungsscholle Süd“



Abb. 35: Tongewinnung im Tagebau der „Siedlungsscholle“. Zustand der Grube in den Jahren 2007 – Blick nach S (A) und nach NW (B), 2018 – Blick nach SE (C) und 2021 – Blick nach NE (D). (Fotos: K. Obst)

durch den Nachfolger FIM Friedland Industrial Minerals GmbH. Nach Firmenangaben beträgt derzeit der geologische Vorrat 120 Mio. t, von dem etwa ein Drittel abbaubar ist.

Zu den Produkten gehören Tonmehle als Futtermittelzusätze, Bodenhilfsstoffe, um Dünger und intensive Bewässerung zu reduzieren, aber auch für Bio-Katalysatoren. Schüttgranulate werden ebenfalls hergestellt, die zur Abdichtung von Deponien, Deichen oder Regenrückhalteflächen dienen. Der Vertrieb von Futtermittelzusatzstoffen erfolgt insbesondere durch die Schwestergesellschaft FIM Biotech GmbH. Neue Produktentwicklungen wurden von Dallwig et al. (2006) und Granitzki (2012) beschrieben.

Der Tonabbau auf der „Siedlungsscholle“ erfolgte nicht immer problemlos. Wasserzutritte bzw. nicht ordnungsgemäße Wasserhaltung führten ab 2010 zu Rutschungen in der Tongrube. Erst seit 2017 entwickelte sich der Abbau entsprechend den bergamtlich genehmigten Betriebsplänen (Abb. 35C-D). Die Wasserhaltung und Stabilisierung der rutschungsgefährdeten Bö-

schungen mit Abraummaterial funktionieren. Die Tongewinnung erfolgt bereits bis zu einer Tiefe von ca. 45 m unter Gelände, d.h. die tiefste Sohle befindet sich derzeit bei ± 0 m NHN.

Erforschungsgeschichte, Geologie und Fossilführung

Die Ursprünge der Entdeckung und Nutzung der Tonvorkommen im Osten Mecklenburgs liegen im Dunkeln. Bereits Mitte des 19. Jahrhunderts erwähnte der bekannte Naturforscher Ernst Boll die „Thonlager bei Wittenborn (unweit Friedland) und bei Goldberg“ (Boll 1851). Zuvor berichtete Virck (1843, 1844) „... über das Vorkommen von Gypskristallen in Thon bei Friedland“, wobei er aber ebenfalls nur die Tone bei Wittenborn meinte. Diese schönen klaren Gypskristalle erregten immer wieder das Aufsehen, sogar in Brunnenbohrungen bei Friedland wurden sie im Ton angetroffen (Boll 1861). Auch heute noch sind sie bei günstigen Aufschlussverhältnissen zu finden (Abb. 36A).

Eine stratigraphische Einstufung der Tonvorkommen erwies sich mangels geeigneter „Petrefacten“ als schwierig. Boll (1855) vermutete, dass es sich um tertiäre Tonlager handelt. Geinitz (1899) stufte den Ton zunächst noch in die Oberkreide ein. Nach der Vertiefung der „Alten Tongrube“ unterschied er zwischen einem oberflächennahen grauen Ton und einem tieferliegenden blauen Ton (Geinitz 1909). Er berichtete auch, dass sich in den fetten Tönen mit blauer Färbung Konkretionen sowohl aus Siderit als auch aus Phosphorit befinden (Abb. 36B-C). Aufgrund einiger Fossilfunde, insbesondere Haizähne, einen Nautiliden und Krabben (Abb. 36D), stellte Geinitz (1912) den Ton später wieder ins tiefere Tertiär, in das Eozän.

Auf die komplizierten Lagerungsverhältnisse zwischen Friedland und Wittenborn mit Aufzungen von „Turonkreide“ und „Eocän“ mit 30° Einfallen nach NNE wiesen Geinitz (1915) und später Schulz (1965) hin. Sogar in einer Grube zwischen Roga und Staven, südwestlich von Salow, fanden sich steil stehende eozäne Tone mit Phosphoritkonkretionen. Allerdings nahm

Geinitz noch an, dass es sich bei den in geringen Teufen aufgefundenen oder über Gelände ausstreichenden Kalk- und Tonlagern um steil aufgerichtete Schichten des älteren Gebirges handelt, das von eiszeitlichen (diluvialen) Ablagerungen verdeckt ist.

Gagel (1928) und Staesche (1936) beschrieben eine untereozäne Fauna aus dem Friedländer Ton als Äquivalent des Londontons, u.a. Haizähne (*Oxyrhina* cf. *nova* Winkl., *Otodus xiphodon* Ag.) und Krabben (*Xanthopsis leachi* und *Dromilites bucklandi* Milne Edwards). Nach von zur Mühlen & Udluft (1929) waren in den Tönen nicht selten verkieste und unverkieste Hölzer eingeschlossen, die nach Bestimmung von Walther Gothan zum Sammeltypus *Cupressinoxylon* gehören. In diesen fand Rohn (1936) Gänge der Bohrmuschel *Teredo*. K. von Bülow (1952) bildete in seinem Abriß der Geologie von Mecklenburg verschiedene Fossilien aus dem Friedländer Ton ab.

Entsprechend der aktuell gültigen lithostratigraphischen Untergliederung des Tertiärs in Meck-

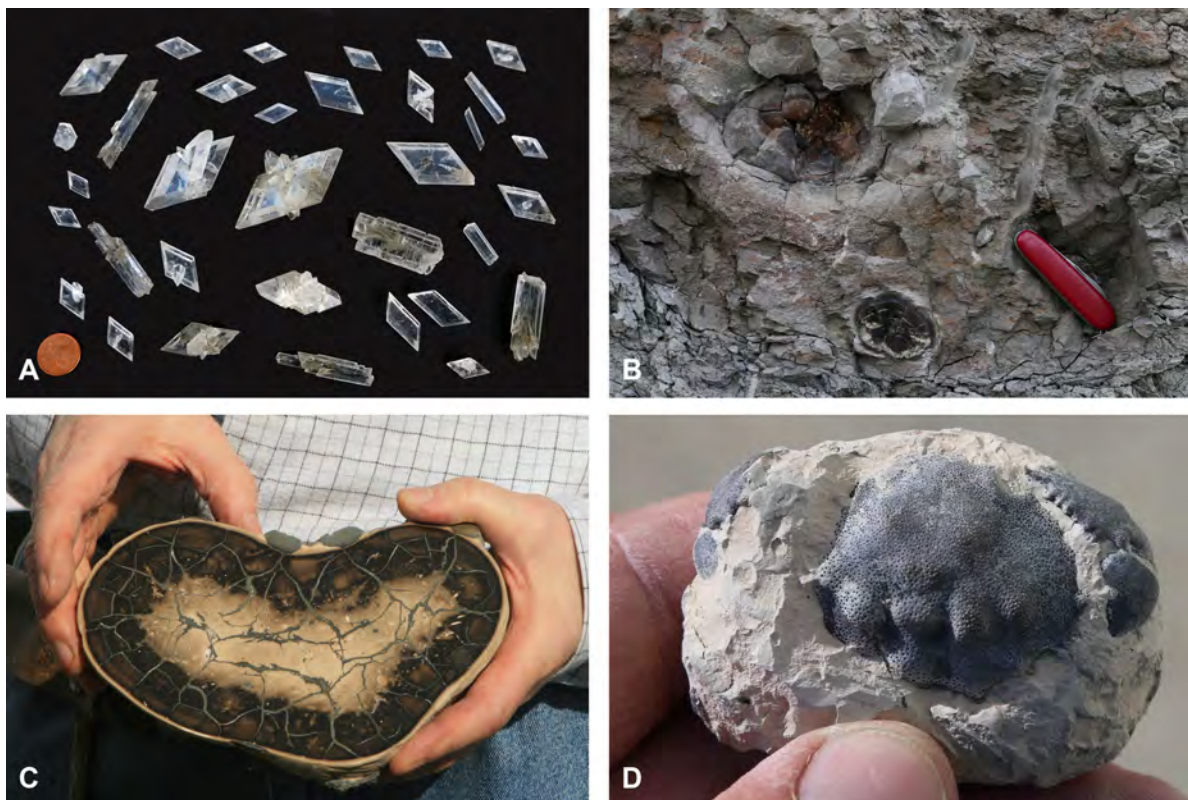


Abb. 36: Im Friedländer Ton können sekundär gebildete Gipskristalle auftreten (A). In den untereozänen Tönen sind Phosphorit- (unten) und Sideritkonkretionen (oben) bekannt (B). Anschliff einer Phosphoritkonkretion mit Pyrit gefüllten Rissen (C). Selten sind auch Schalenreste von Krabben überliefert (D). (Fotos: K. Obst)

lenburg-Vorpommern werden die blaugrauen bis grünlichgrauen marinen Tone der Marnitz-Formation des Untereozän zugeordnet (vgl. auch W. von Bülow & Müller 2004; DSK 2016).

Die komplexe Entstehung der verschiedenen Konkretionen wurde von Herrig & Ullrich (2006) untersucht. Die detaillierten Beobachtungen erlaubten eine Charakterisierung des Ablagerungsmilieus des Tons sowie seiner frühen Diagenese. Der grünlichgraue Ton entstand aus verwitterten basaltischen Vulkanaschen, die auf den umgebenden Festländern zur Ablagerung kamen und durch Flüsse in das Norddeutsche Becken eingespült wurden. Diese Aschen stehen genetisch im Zusammenhang mit der Öffnung des Nordatlantiks und sind als bentonitisierte vulkanoklastische Lagen oder als karbonatisch zementierte Tuffite („Zementsteine“) in der unterlagernden Schlieven-Formation überliefert (vgl. auch Obst et al. 2015; siehe Halt 1C).

Die Produkte der terrestrischen Verwitterung und submarinen Halmyrolyse wurden unter schwach anaeroben Bedingungen abgelagert. Spurenfossilassoziationen in den Phosphorit- und insbesondere Sideritkonkretionen deuten zumindest phasenweise auf ein reiches Bodenleben mit grabenden Organismen hin (Ansorge & Reich 2004; Herrig & Ullrich 2006). Karbonat-schalige Mikro- und Makrofossilien sind nicht überliefert. Von agglutinierenden Foraminiferen abgesehen, sind die seltenen Mikrofossilien als Pyrit-Pseudomorphosen überliefert (Ansorge & Reich 2004).

Lagerstätten erkundung

Eine systematische Erkundung der Friedländer Tonvorkommen vor dem Zweiten Weltkrieg ist nicht dokumentiert und frühere Bohrergebnisse auf dem Werksgelände in Friedland waren verlorengegangen (Gehl 1949). Die ersten beiden neuen Erkundungsbohrungen wurden bereits 1949 im Auftrag der Geologischen Landesanstalt Berlin niedergebracht, denen bis 1951 weitere folgten. Sie belegten ein steiles Einfallen des Tons nach ENE und ließen das Auftreten von zwei von-einander getrennten Schollen vermuten. Nach Gehl (1951) handelt es sich bei den Vorkommen von Eozän-ton auf der Linie Wittenborn – Friedland – Bresewitz um Schollen, die

aus ihrem ursprünglichen Verband herausgerissen und von eiszeitlichen Ablagerungen eingeschlossen sind.

1959 wurde Ton in einer neuen Grube östlich der Siedlung Neu-Salow aufgeschlossen („Scholle I“). Gleichzeitig gelang der Nachweis von neuen abbauwürdigen Tonlagern („Töpfergrubenscholle“ und „Siedlungsscholle“). Dabei kamen Sondierungen bis 50 m Tiefe sowie großflächige geoelektrische Messungen zum Einsatz (Bauss 1962). In den Folgejahren wurden die Vorkommen intensiver untersucht und weitere Schollen (II bis IX) südlich und nördlich der Straße Friedland – Salow entdeckt.

Nach Bauss (1967) zeichnen die damals bekannten 25 Schollen einen weit gespannten, nach NE offenen Lobus nach, der sich von Lübbersdorf über Friedland und Salow bis nach Bresewitz erstreckt. Die Schollen sind überwiegend langgestreckte, schmale Körper von 100-400 m Länge und 50-200 m Breite. Sie fallen nach NE bis E ein und lagern teilweise schwarmartig hintereinander. Dieser Schollenzug, der einen flachen Höhenrücken bildet, wurde als überfahrene Stauchmoräne gedeutet. Zusammen mit den Eozän-schollen sind ein älterer, kreidereicher Geschiebemergel und darüber lagernde Sande, die teilweise in Schluffe übergehen, deformiert (Abb. 37). Ein hangender geringmächtiger Geschiebemergel überlagert die gestauchte Abfolge diskordant und schneidet die Schollen teilweise im Dachbereich.

Im Zuge einer Großraumerkundung mit zahlreichen Spülkernbohrungen bis 150 m Tiefe, die in den Jahren 1979/1980 abgeteuft wurden, und unter Berücksichtigung älterer Untersuchungsergebnisse ergab sich im Raum Salow das Bild von 5 Großschollen A bis E, die in flachen Bögen von NW nach SE verlaufen und bei einem generellen Einfallen nach NE schuppenartig übereinanderliegen (Bauss et al. 1982; Abb. 38A). Während die Schollen A bis C auf einer Länge von ca. 3-4 km mit einer nach Norden noch offenen Fortsetzung nachgewiesen werden konnten, ist die Länge der Schollen D und E auf 1,5-2,0 km begrenzt.

Nach Bauss et al. (1982) zeigt die westliche Flanke der Scholle A ein steiles Einfallen (Abb. 39B). Die NE-Flanke fällt dagegen insbe-



Abb. 37: Im Tagebau der „Siedlungsscholle“ sind die eozänen Tone zusammen mit saalezeitlichen Geschiebemergeln, Sanden und Schluffen verschuppt. Die deformierten Sedimente werden diskordant von jüngeren weichselzeitlichen Sanden und Geschiebemergeln überdeckt bzw. abgeschnitten. (Foto: K. Obst, 2018)
Mg – Geschiebemergel, S – Sand, T – Ton, U – Schluff; teo – Eozän, qs – Saale-Komplex, qw – Weichsel

sondere im Bereich der „Siedlungsscholle“ wesentlich flacher in östliche Richtung ein. Die Schollen B bis E mit ihrem jeweils hangenden „Zwischenmittel“ aus Pleistozän legen sich sukzessive immer flacher einfallend auf die jeweils darunterliegenden Schollen. Diesem Lagerungsmodell entsprechend, wurden in einigen östlichen Bohrungen Tone von drei übereinanderliegenden Schollen angetroffen.

In der Scholle A liegt aufgrund des steilen Einfallens der kompakteste Tonkörper mit Mächtigkeiten bis max. 130 m vor (Bauss et al. 1982). Im Bereich der gesamten Aufrichtungszone ist das überlagernde Pleistozän unterschiedlich mächtig. Eozäne Tone erreichten an verschiedenen Stellen die Oberfläche: im ältesten Teil der „Töpfergrubenscholle“, in der „Siedlungsscholle“ und der „Scholle II“ (unmittelbar südöstlich Salow). In den Bereichen dazwischen wurden Deckgebirgsmächtigkeiten bis 40 m erbohrt. Die Mächtigkeit der pleistozänen „Zwischenmittel“, welche die übereinander la-

gernden Tonschollen abtrennen, variiert ebenfalls. Teilweise können diese Sedimente ausgequetscht sein und in einer Tiefe zwischen etwa -70 m und -90 m NHN scheinen die Schollen regelrecht „zusammenzuwachsen“.

Die schwach nach NE geneigte Hauptaufschiebungsfläche, die meistens durch pleistozäne Sedimente (Geschiebemergel und Bänderschluff) definiert wird, befindet sich in einer Tiefe zwischen -90 bis -100 m NN (Bauss et al. 1982). Sie korreliert mit der generell von Neubrandenburg nach Norden zum Grimmener Wall abtauchenden Pleistozänbasis in diesem Gebiet. Der unterhalb liegende eozäne Ton wird als autochthon angesehen und hat eine Mächtigkeit von etwa 90-95 m, wie benachbarte Kartierungsbohrungen (Kb JOmb 3/1966 und Kb Brunn 1/1a/1964) zeigen.

Eisschub aus NE hat die imbrikative Lagerung der eozänen Tonschollen im Raum Friedland – Salow verursacht. Aber woher stammen diese?

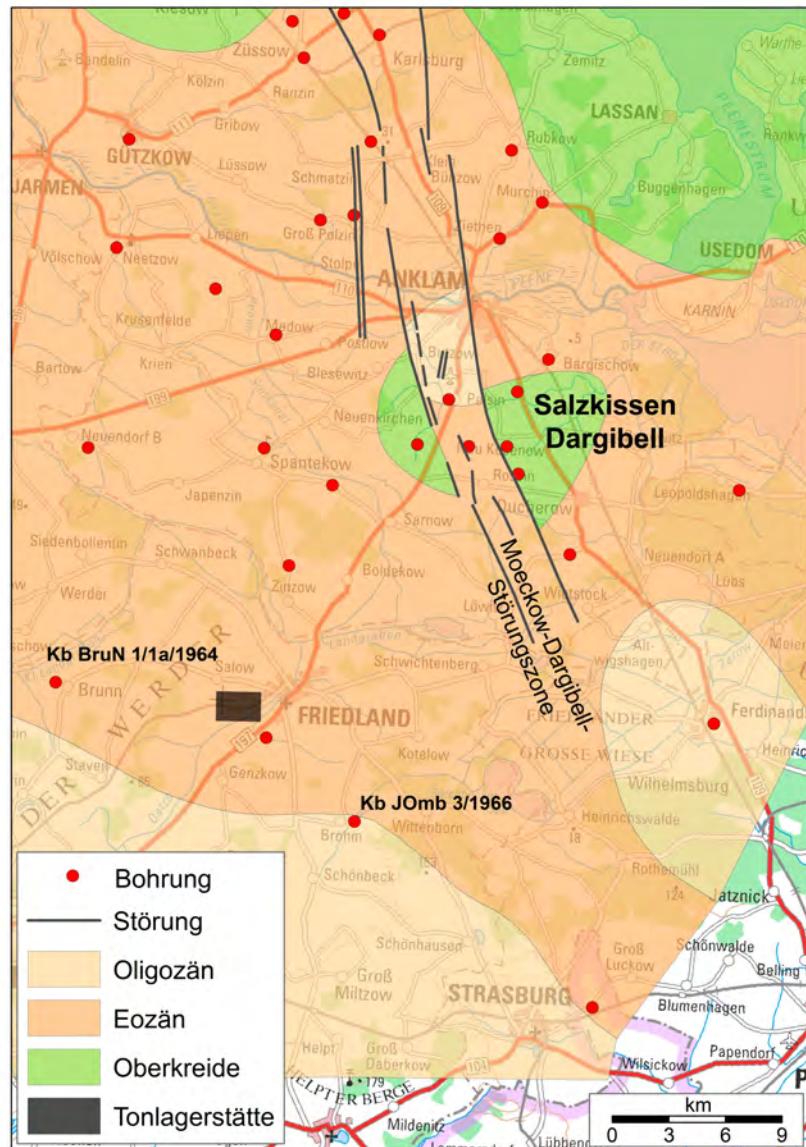


Abb. 39: Vereinfachte Karte zur Verbreitung der präpleistozänen Schichten an der Quartärbasis im südöstlichen Mecklenburg-Vorpommern (nach Bauss et al. 1982, verändert). Die eozänen Tonschollen von Friedland könnten von der Antiklinalstruktur Dargibell stammen, wo über einer Aufwölbung von Zechsteinsalzen tertiäre und teilweise auch oberkretazische Schichten fehlen.

Dieses Salzkippen befindet sich etwa 13 km nordöstlich von Friedland im südlichen Bereich der Moeckow-Dargibell-Störungszone. Aufgrund der halokinetisch bedingten Aufwölbung infolge der pleistozänen Eisvorstöße, finden sich dort heute Sedimente der Oberkreide direkt unter pleistozänen Ablagerungen (Abb. 39). Die relativ tiefgreifende Erosion würde auch das gemeinsame Vorkommen von eozänen Tonschollen und oberkretazischen Kalkschollen (Turon) im Raum Friedland – Wittenborn erklären.

Bemerkenswerterweise wurde bei Erweiterungsarbeiten in der Tongrube 2020 ein gewaltiger „Zementstein“ mit mehreren Aschelagen

freigelegt (Abb. 40A-B), der als lokales Geschiebe anzusehen ist und aus dem tiefsten Teil der untereozänen Abfolge stammt (Schlieven-Formation), der den Friedländer Ton (Marnitz-Formation) unterlagert.

In den deformierten Ablagerungen finden sich auch mehrere Meter große Einschaltungen aus hellen, fast weißlichen Quarzsanden mit dunklen Lagen inkohlter Holzreste und etwas Bernstein (Abb. 40C-D). Dabei handelt es sich sehr wahrscheinlich um ebenfalls lokal umgelagerte miozäne Schichten. Aufgrund der farblichen Kontraste ist die mit der glazitektonischen Stauchung verbundene Kleinfältelung deutlich sichtbar.



Abb. 40: Ein untereozäner „Zementstein“ mit karbonatisch gebundenen Aschelagen wurde als Lokalgeschiebe in der Tongrube der „Siedlungsscholle“ gefunden (A) und wird im Findlingsgarten der FIM GmbH ausgestellt (B). Braunkohle führende Sande des Miozäns sind in die glazitektonisch deformierte Abfolge eingeschaltet (C). Sie enthalten gelegentlich bis 2 cm große Bernsteine (D). (Fotos: K. Obst, 2020 und 2021)

Dislokation der Tonschollen

Die Frage, welcher Eisvorstoß für das Abscheren des eozänen Tons und für die Deformation zusammen mit den überlagernden pleistozänen Sedimenten verantwortlich war, ist bisher nicht abschließend geklärt. Nach Bauss et al. (1982) liegen diskordant über der gestauchten und teilweise verfalteten älteren pleistozänen Abfolge mit den eingeschuppten Tonschollen nur geringmächtige quartäre Sedimente. Dabei handelt es sich um durch einen letzten weichselzeitlichen Eisvorstoß abgelagerte Vorschüttsande (5-10 m, lokal 40 m) und Geschiebemergel (1-5 m) mit einem etwa 0,5 m mächtigen holozänen Bodenhorizont.

Das Alter der älteren, deformierten pleistozänen Sedimente gaben Bauss et al. (1982) mit Saale- bis Weichselkaltzeit an. Reincke & Walter (1998) beschrieben den älteren Geschiebemergel als saalezeitliche Bildung. Auch der Transport der Tonschollen sollte während der Saalekaltzeit erfolgt sein. Erst viel später kam es in-

folge des Auftauens des bis etwa 100 m mächtigen Permafrostbodens zur autogravitativen Umlagerung infolge Dichteinversion. Diese führte zum Aufstieg der Tonschollen zusammen mit dem älteren Geschiebemergel, die teilweise auch die jüngsten weichselzeitlichen Sedimente durchspießten. Im Gegenzug sollen die jüngeren Sande bis ca. 40 m Tiefe eingesunken sein.

Dallwig et al. (2006) nahmen ebenfalls an, dass die Schollen während eines saalezeitlichen Eisvorstoßes (Drenthe) vom Untergrund losgerissen und verschuppt wurden, jedoch ohne nähere Erläuterungen zu geben oder diese These mit aktuellen Untersuchungsergebnissen zu begründen. Vermutlich basiert diese Einschätzung auf Ergebnissen von Kleingeschiebezählungen (KGZ) aus Bohrungen zwischen Friedland und Schönbeck (Rühberg 1999). Demnach sind mehrere Schollen von Eozän-Ton in Geschiebemergeln eingebettet, die dem Drenthe-Vorstoß zugeordnet werden.

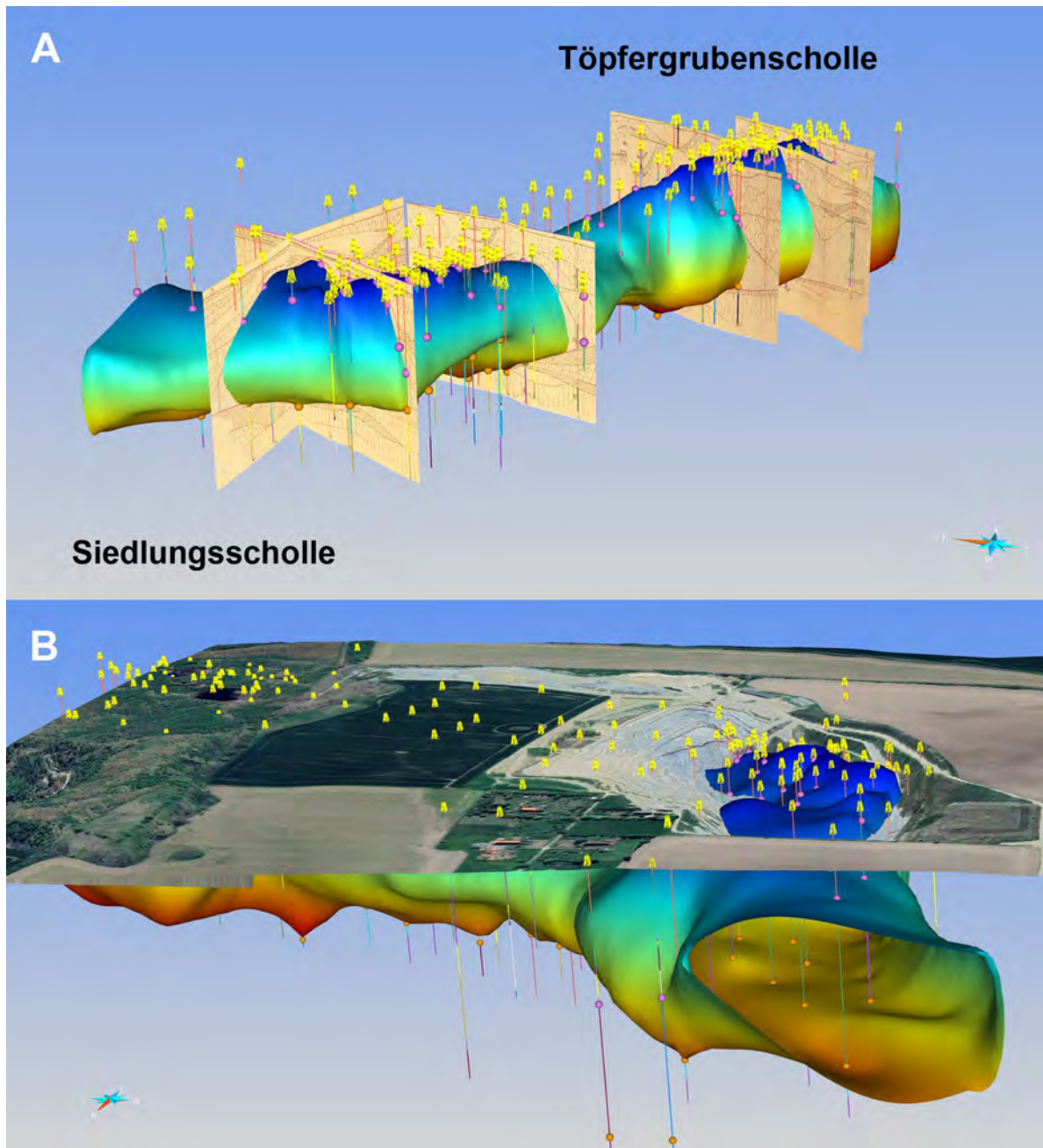


Abb. 41: **A** Blick aus westlicher Richtung auf das 3D-Modell des Lagerstättenkörpers (2-fach überhöht) mit den verwendeten Bohrungen und ihren verfügbaren Top- und Basis-Markern der allochthonen eozänen Tone. Die geologischen Schnitte dienen der Plausibilitätsprüfung. **B** Blick aus N auf die Siedlungsscholle und die Tongrube Salow. Der über der heutigen Geländeoberfläche sichtbare Teil des modellierten Lagerstättenkörpers (in blau) wurde seit 1985 abgebaut.

Literatur:

- Ansorge, J. (1990): Fischreste (Selachii, Actinopterygii) aus der Wealdentonscholle von Lobber Ort (Mönchgut, Rügen).- Paläontologische Zeitschrift 64 (1/2): 133-144. <https://doi.org/10.1007/BF02985927>
- Ansorge, J. (2003): Insects from the Lower Toarcian of Middle Europe and England.- In: Kremlinska, E. (ed.): Proceedings of the Second Palaeontological Congress, Kraków 2001.- Acta Zoologica Cracoviensia 46: 291-310.
- Ansorge, J. & Fechner, G.G. (1999): Zur stratigraphischen Position des Doggervorkommens bei Golchen (Hohenbüssower Stauchungsmassiv / Vorpommern).- Greifswalder Geowissenschaftliche Beiträge [Herrig-Festschrift] 6: 367-381.
- Ansorge, J. Frenzel & Reich, M. (1999): Die Schreibkreide von Quitzin (Vorpommern).- Greifswalder Geowissenschaftliche Beiträge [Herrig-Festschrift] 6: 225-236.
- Ansorge, J. & Reich, M. (2004): Die Eozän-Schollen von SE-Rügen.- Archiv für Geschiebekunde 3 (8/12): 651-678.
- Ansorge, J., Franz, M., Götz, A.E., Obst, K., Reich, M., Ruebsam, W., Schwark, L. (2025): Stratigraphy and palaeoecology of the Toarcian in NE Germany: organo-detrital and detrital sedimentation in response to the productivity of the planktic ecosystem.- PalZ. <https://doi.org/10.1007/s12542-025-00718-z>
- Ansorge, J. & Grimmberger, G. (2016): Grätensandsteine und andere Geschiebe des oberen Lias (Toarcium) aus Norddeutschland.- Geschiebekunde aktuell 32(4): 121-141.
- Arp, G., Balmuk, Y., Seppelt, S. & Reimer, A. (2023): Biostratigraphy and sedimentary sequences of the Toarcian Hainberg section (Northwestern Harz foreland, Northern Germany).- Zitteliana 97: 1-27. <https://doi.org/10.3897/zitteliana.97.110677>
- Barth, G., Pieńkowski, G., Zimmerman, J., Franz, M. & Kuhlmann, G. (2018): Palaeogeographic evolution of the Lower Jurassic.- Geological Society of London, Special Publications 469: 341-369. <https://doi.org/10.1144/SP469.8>
- Bauss, R. (1962): Ergebnisse der Erkundungsbohrungen auf Spezialton bei Friedland im Jahre 1961 mit Vorratsberechnung.- 25 S.; Schwerin (VEB Geologische Erkundung Nord Schwerin). [unveröff.]
- Bauss, R. (1967): Zur Geologie und Erkundungsmethodik der Schollenlagerstätte Friedland (Mecklenburg).- Zeitschrift für angewandte Geologie 13: 37-40.
- Bauss, R., Mey, R., Wegner, M., Gessner, P., Reincke, J., Münch, D., Hultsch, A. & Ketzler, P. (1980). Ton Friedland-Komplex.- 144 S.; Halle (VEB GFE Halle/S., BT Berlin). [unveröff.]
- Bauss, R., Mey, R., Schwalbe, W., Gessner, P. & Ketzler, P. (1982): Vorratsberechnung Großraumerkundung Salow 1-3.- 168 S.; Halle (VEB GFE Halle/S., BT Berlin). [unveröff.]
- Berendt, G. (1874): Anstehender Jura in Vorpommern.- Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft 26: 823-826.
- Beutler, G., Junker, R., Niediek, S., Rößler, D. (2012): Tektonische Diskordanzen und tektonische Zyklen im Mesozoikum Nordostdeutschlands.- Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften 163 (4): 447-468. <https://doi.org/10.1127/1860-1804/2012/0163-0447>
- Boll, E. (1851): Geognostische Skizze von Mecklenburg als Erläuterung zu der von der deutschen geologischen Gesellschaft herauszugebenden geognostischen Uebersichtskarte von Deutschland.- Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft, 3: 436-477.
- Boll, E. (1855). Geognostische Wanderungen durch Mecklenburg. Ein Leitfaden für den Laien.- Archiv für Landeskunde in den Großherzogthümern Mecklenburg 5: 335-358 und 525-571.
- Boll, E. (1861): Abriss der mecklenburgischen Landeskunde. (Naturkunde, Geschichte und Topographie).- 403 S.; Wismar (Hinstorff).
- Buchholz, A. (2012): Das Domerium im Lias-Aufschluss des Tontagebaues von Klein-Lehmhagen bei Grimmen/Vorpommern (Nordostdeutschland) – Ein Überblick.- Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Mecklenburg 12 (1): 3-21.
- Bülöw, K. von (1952): Abriß der Geologie von Mecklenburg.- 71 S.; Berlin (Volk und Wissen).
- Bülöw, W. von, Bauss, R., Geßner, P., Ketzler, P. & Wagner, M. (1981): Vorerkundung Blähton Grimmen 1978/79.- Ergebnisbericht, 123 S.; Schwerin (GFE). [unveröff.]
- Bülöw, W. von & Müller, S. (2004): Paläogen.- In: Katzung, G. [Hrsg.]: Geologie von Mecklenburg-Vorpommern.- 198-209; Stuttgart (E. Schweizerbart).
- Bülöw, W. von, Wagner, M. & Ketzler, P. (1982): Vorerkundung Blähton Grimmen I/III.- Ergebnisbericht, 61 S.; Schwerin (GFE). [unveröff.]
- Dallwig, R., Granitzki, K. & Schmidt, D. (2006): Der Friedländer Ton – Ein alter Rohstoff mit neuen Perspektiven.- Neubrandenburger Geologische Beiträge 6: 1-25.
- Deecke, W. (1889). Über ein größeres Wealdengeschiebe im Diluvium bei Lobbe auf Mönchgut.- Mittheilungen aus dem naturwissenschaftlichen Verein für Neu-Vorpommern und Rügen 20: 153-161.
- Deecke, W. (1907). Geologie von Pommern.- 302 S.; Berlin (Borntraeger).

- Diener, I., Rusbült, J. & Reich, M. (2004a): Kap. 3.8.1 Unterkreide.- In: Katzung, G. [Hrsg.]: Geologie von Mecklenburg-Vorpommern.- 164-173; Stuttgart (E. Schweizerbart).
- Diener, I., Petzka, M., Reich, M., Rusbült, J. & Zagora, I. (2004b): Kap. 3.8.2 Oberkreide. In: Katzung, G. [Hrsg.]: Geologie von Mecklenburg-Vorpommern.- 173-186; Stuttgart (E. Schweizerbart).
- Elbert, J. & Klose, H. (1904): Kreide und Paleocän auf der Greifswalder Oie.- Jahresbericht der geographischen Gesellschaft Greifswald 8: 111-139.
- Ernst, W. (1964): Zur Makrofauna und Stratigraphie der Liastongrube Grimmen (NE - Mecklenburg).- Diplomarbeit Universität Greifswald, Greifswald. [unveröff.]
- Ernst, W. (1967): Die Liastongrube Grimmen. Sediment, Makrofauna und Stratigraphie. Ein Überblick. - Geologie 16 (5): 550-569.
- Ernst, W. (1986): Einige Nautiliden-Neufunde aus dem Unter- und Mittel-Jura der DDR (Vorläufige Mitteilung).- Freiburger Forschungshefte (C: Paläontologie, Stratigraphie, Fazies) 410: 59-64.
- Fechner, G.G. (2004): Zur palynostratigraphischen Einstufung einiger Tertiär-Schollen in der Tongrube bei Grimmen (Vorpommern/NE-Deutschland).- Archiv für Geschiebekunde 3 (8/12): 809-828.
- Gagel, O. (1928): Tone von Jatznick und Friedland und ihr Fossilinhalt.- Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin für das Jahr 1927 48: 477-486.
- Gehl, O. (1949): Geologischer Pass der Tonlagerstätte Friedland/Mecklenburg.- 16 S.; Berlin (Geologische Landesanstalt Berlin, Zweigstelle Mecklenburg). [unveröff.]
- Gehl, O. (1951): Geologische und wirtschaftliche Ergebnisse der Untersuchung des Tonvorkommens Mosaikplattenwerk Friedland.- 10 S.; Berlin (Geologischer Dienst der DDR). [unveröff.]
- Gehl, O. (1965): Gesetzmäßigkeiten in der Verbreitung der Schollen im Jungpleistozän Mecklenburgs. - Geologie 13 (5/6): 663-676.
- Geinitz, E. (1899): Geologischer Führer durch Mecklenburg.- 183 S.; Berlin (Borntraeger).
- Geinitz, E. (1909): Beitrag zur Geologie Mecklenburgs. XX. (Schluss).- Archiv der Freunde des Vereins der Naturgeschichte in Mecklenburg 63: 1-56.
- Geinitz, E. (1912): Eocän-Fossilien von Friedland.- Archiv der Freunde des Vereins der Naturgeschichte in Mecklenburg 66: 48.
- Geinitz, E. (1915): Geologie von Mecklenburg-Strelitz.- Mitteilungen aus der Großherzoglichen Mecklenburgischen Geologischen Landesanstalt 28: 1-39.
- Granitzki, K. (2012): Der Friedländer Ton in Mecklenburg-Vorpommern. Von der traditionellen Nutzung zu neuen Perspektiven. (Exkursion B am 10. April 2012).- Jahresberichte und Mitteilungen des ober-rheinischen geologischen Vereins N.F. 94: 159-175. <https://doi.org/10.1127/jmogv/94/2012/159>
- Hauff, B. (1921): Untersuchung der Fossilfundstätten von Holzmaden im Posidonienschiefer des Oberen Lias Württembergs.- Palaeontographica 64: 1-42.
- Herrig, E. & Ullrich, B. (2006): Die Konkretionen aus dem Untereozän-Ton von Friedland (Mecklenburg-Vorpommern/Nordostdeutschland). Ichnofossilien und Genese der Phosphorit-Konkretionen.- Neubrandenburger Geologische Beiträge 6: 26-57.
- Hoffmann, K. (1966): Die Stratigraphie und Paläogeographie der bituminösen Fazies des nordwestdeutschen Oberlias (Toarcium).- Geologisches Jahrbuch, Beiheft 58: 443-498.
- Hoffmann, R., Stevens, K., Keupp, H., Simonsen, S. & Schweigert, G. (2019): Regurgitalites – A window into the trophic ecology of fossil cephalopods.- Journal of the Geological Society 177 (1): 82-101. <https://doi.org/10.1144/jgs2019-117>
- Howarth, M. K. (1992): The ammonite family Hildoceratidae in the Lower Jurassic of Britain. Part 1-2.- Monograph of the Palaeontographical Society London 145-146, 1-200. <https://doi.org/10.1080/25761900.2022.12131769>. <https://doi.org/10.1080/25761900.2022.12131773>
- Konwert, M. & Stumpf, S. (2017): Exceptionally preserved Leptolepidae (Actinopterygii, Teleostei) from the late Early Jurassic Fossil-Lagerstätten of Grimmen and Dobbartin (Mecklenburg-Western Pomerania).- Zootaxa 4243 (3): 249-296. <https://doi.org/10.11646/zootaxa.4243.2.2>
- Konwert, M. & Hörnig, M. (2018): Grimmenichthys ansorgei, gen. et sp. nov. (Teleostei, 'Pholidophoriformes'), and other 'pholidophoriform' fishes from the early Toarcian of Grimmen (Mecklenburg-Western Pomerania, Germany).- Journal of Vertebrate Paleontology 38 (3). <https://doi.org/10.1080/02724634.2018.1451871>
- Knox, R.W.O'B., (1997): The late Paleocene to early Eocene Ash Layers of the Danish Mo-Clay (Fur Formation): stratigraphic and tectonic Significance.- In: Thomssen, E. & Pedersen, S.A.S. (eds.): Geology and Palaeontology of the Mo-Clay.- Aarhus Geoscience 6: 7-11.
- Lehmann, J., Hoffmann, R., Owen, H. & Beckert, W. (2016): Cephalopoden aus unterkreidezeitlichen Geschieben der Region um Wolgast-Hohendorf, Vorpommern.- Archiv für Geschiebekunde 7 (7/8): 401-530.
- Lenz, O. & Fuchs, A. (2026): Stratigraphische Untersuchungen glazial verschleppter, untereozäner Tonschollen aus Schlutow und Finkenthal bei Gnoien, Landkreis Rostock, Mecklenburg-Vorpommern.- Geschiebekunde aktuell. [im Druck]

- Lenz, O. & Obst, K. (2026): Stratigraphische Untersuchungen glazial umgelagerter, untereozäner Ton-schollen aus Mecklenburg-Vorpommern.- 84. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen, Greifswald 2026, Programm und Kurzfassungen: 45-46.
- Ludwig, A.O. (2012): Zwei Grünurindete Feuersteine, Glazialgeschiebe aus dem mecklenburgisch-vorpommerschen Ostseeküstengebiet und Vergleich mit dem Werdegang der Wallsteine.- *Geschiebekunde* aktuell 28 (2): 37-58.
- Maxwell, E.E. & Stumpf, S. (2017): Revision of *Saurorhynchus* (Actinopterygii: Saurichthyidae) from the Early Jurassic of England and Germany.- *European Journal of Taxonomy* 321. <https://doi.org/10.5852/ejt.2017.321>
- Menning, M. & Hendrich, A. (2016): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2016.- Tafel im B0-Format: 100x141 cm oder Falt-Tafel im A4-Format; Deutsches GeoForschungsZentrum Potsdam.
- Mönning, E., Arp, G., Blau, J., Bloos, G., Dietl, G., Franz, M. sen., Franz, M. jun., Kment, K., Luppold, F. W., Schweigert, G., Stottmeister, L., Teipel, U. & Zimmermann, J. (2016): Jura, Jurassic: Stratigraphische Tabelle von Deutschland (STD 2016).- Potsdam (GFZ).
- Mönning, E., Franz, M. & Schweigert, G. (2018): Der Jura in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland (STD 2016) / The stratigraphic chart of Germany (STD 2016): Jurassic.- *Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft* 169: 225-246. <https://doi.org/10.1127/zdgg/2018/0148>
- Mühlen, L. von zur & Udluft, H. (1929): Eocäne und mitteloligocäne Tone in Vorpommern und Ostmecklenburg?- *Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin für das Jahr 1929* 50: 371-395.
- Mutterlose, J., Klopschar, M. & Visentin, S. (2022): Ecological adaptation of marine floras and faunas across the Early Jurassic Toarcian Oceanic Anoxic Event – A case study from northern Germany.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 602: 111176. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.111176>
- Obst, K. & Ansorge, J. (2010): Die Greifswalder Oie: ein einzigartiges Vorkommen von präpleistozänen Schollen und Geschieben in einer hoch deformierten quartären Abfolge.- In: Lorenz, S. & Lampe, R. [Hrsg.]: *Eiszeitlandschaften in Mecklenburg-Vorpommern.* [Exkursionsführer zur 35. Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung DEU-QUA e.V. und der 12. Jahrestagung der Inqua Peri-Baltic Working Group in Greifswald/Mecklenburg-Vorpommern 2010] 134-160; Greifswald (Geozon Science Media).
- Obst, K. & Ansorge, J. (2012): Exkursionsführer Geologie und Landschaftsentwicklung der Greifswalder Oie (Exkursion D am 12. April 2012).- *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins* 94: 213-264. <https://doi.org/10.1127/jmogv/94/2012/213>
- Obst, K., Ansorge, J., Matting, S. & Hüneke, H. (2015): Early Eocene volcanic ashes and their depositional environment in north-eastern Germany.- *International Journal of Earth Sciences* 104 (8): 2179-2212. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1203-1>
- Obst, K., Ansorge, J., Thiel, C. & Frenzel, P. (2020): The Late Saalian Cyprina clay of northeastern Germany and the following Weichselian sedimentation and deformation history – Review and new data. *Boreas* 49 (3): 488-513. <https://doi.org/10.1111/bor.12439>
- Obst, K., Ansorge, J. & Heunisch, C. (2026): Glazialschollen auf der Greifswalder Oie – ein neues Dogger-Vorkommen.- 84. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen, Greifswald 2026, Programm und Kurzfassungen: 82-86.
- Obst, K., Arthur, K. & Deutschmann, A. (2022): Die untereozäne Tonlagerstätte Friedland – vom Aufschluss zum 3D-Modell.- *Exkursionsführer und Veröffentlichung DGG* 267: 31-42.
- Obst, K., Arthur, K. & Deutschmann, A. (2023): Rohstoffgeologie und 3D-Modellierung der untereozänen Tonlagerstätte Friedland in Mecklenburg-Vorpommern.- *Freiberger Forschungshefte C* 561: 73-81.
- Petzka, M., Rusbült, J. Reich, M. (2004): 3.7.2 Dogger.- In: Katzung, G. [Hrsg.]: *Geologie von Mecklenburg-Vorpommern.* 151-15; Stuttgart (E. Schweizerbart)
- Pieńkowski, G. (2004): The epicontinental Lower Jurassic of Poland.- *Polish Geological Institute Special Papers* 12: 1-122.
- Reich, M. (2004): 3.9.3 Aufgeschlossenes Tertiär.- In: Katzung, G. [Hrsg.]: *Geologie von Mecklenburg-Vorpommern.* 217–220Stuttgart (Schweizerbart).
- Reincke, J. & Walter, S. (1998): Geologische Exkursionen.- In: K. Granitzki [Hrsg.]: *Geologie der Region Neubrandenburg.* 94-114; Neubrandenburg.
- Riegraf, W., Werner, G. & Lörcher, F. (1984): *Der Posidonienschiefer.* 195 S.; Stuttgart (Enke).
- Rohn, M. (1936): Über das Untereozän von Friedland in Mecklenburg.- *Zeitschrift für Geschiebeforschung und Flachlandsgeologie* 12 (3): 150-154.
- Ruebsam, W., Franz, M., Ansorge, J., Obst, K. & Schwark, L. (2024): Late Triassic to Early Jurassic carbon isotope chemostratigraphy and organofacies evolution in a basin to margin transect of the North German Basin.- *International Journal of Earth*

- Sciences 113: 1977-1998. <https://doi.org/10.1007/s00531-024-02418-6>
- Ruebsam, W., Franz, M & Schwark, L. (2025): A 25-million year record of organo-facies evolution in latest Triassic-early Jurassic coastal-deltaic to offshore environments in NE-Germany.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 676: 113166. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2025.113166>.
- Rühberg, N. (1999): Über den Wert der Kleingeschiebezählungen (KGZ).- *Geschiebekunde aktuell* 15 (3): 87-100.
- Schade, M. & Ansorge, J. (2022): New thyreophoran dinosaur material from the Early Jurassic of northeastern Germany.- *PalZ. Paläontologische Zeitschrift* 96 (2): 303-311. <https://doi.org/10.1007/s12542-022-00605-x>
- Scholz, M. (1871): Beiträge zur Geognosie von Pommern II.- *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins von Neuvorpommern und Rügen* 3: 52-76.
- Schomburg J., Meyke, U. & Störr, M. (1985): Zur chemischen Beständigkeit (Säure- und Laugenbeständigkeit) dichtgebrannter, unglasierter, baukeramischer Erzeugnisse.- *Silikattechnik* 36: 46-48.
- Schulz, W. (1965): Die Stauchendmoräne der Rosenthaler Staffel zwischen Jatznick und Brohm in Mecklenburg und ihre Beziehungen zum Helpter Berg.- *Geologie* 14 (5/6): 564-588.
- Staesche, K. (1936). Die Fauna des Untereozäns von Friedland in Mecklenburg.- *Mitteilungen aus der Mecklenburgischen Geologischen Landesanstalt*, 43 (N.F. 8): 1-14.
- Steinich, G. (1967): Oberkreideschollen der Insel Usedom. Bericht von der Exkursion am 21. Oktober 1965.- *Berichte der deutschen Gesellschaft für geologische Wissenschaften Reihe A, Geologie und Paläontologie* 12 (5): 587-594.
- Stolley, E. (1909): Über den oberen Lias und unteren Dogger in Norddeutschland.- *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilage-Band* 28: 286-334.
- Stumpf, S. (2016): New information on the marine reptile fauna from the lower Toarcian (Early Jurassic) "Green Series" of North-Eastern Germany.- *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abh.* 280 (1): 87-105. <https://doi.org/10.1127/njgpa/2016/0567>
- Thies, D., Stevens, K. & Stumpf, S. (2021): Stomach contents of the Early Jurassic fish †*Lepidotes Agassiz, 1832* (Actinopterygii, Lepisosteiformes) and their palaeoecological implications.- *Historical Biology* 33 (6): 868-879. <https://doi.org/10.1080/08912963.2019.1665040>
- Thies, D., Stevens, K. & Ansorge, J. (2024): A new lepisosteiform neopterygian (Actinopterygii) from the lower Toarcian Grimmen Formation (Lower Jurassic) of Mecklenburg and Western Pomerania, Germany.- *PalZ.* <https://doi.org/10.1007/s12542-023-00683-5>
- Torrell, O. (1875): Ueber das norddeutsche Diluvium, in: *Verhandlungen der Gesellschaft, Protokoll der November Sitzung.- Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 27: 961-962.
- Vajda, V., Linderson, H. & McLoughlin, S. (2016): Disrupted vegetation as a response to Jurassic volcanism in southern Sweden.- In: Kear, B.P., Lindgren, J., Hurum, J.H., Milàn, J. & Vajda, V. (eds.): *Mesozoic Biotas of Scandinavia and its Arctic Territories.- Geological Society London, Special Publications* 434: 127-147. <https://doi.org/10.1144/SP434.17>
- Virck, J. (1843): *Geognostisches.- Freemüthiges Abendblatt Schwerin* 25, No. 1300: 957-965.
- Virck, J. (1844): Über das Vorkommen der Kreideformation im Mecklenburgischen; über das Vorkommen von Gypskrystallen in Thon bei Friedland.- *Bericht über die Versammlung des geognostischen Vereins für die baltischen Länder* 1: 5-6.
- Warneck, W. (1926): Das Tertiär von Jatznick i. Pom. und seine stratigraphische Stellung in Norddeutschland.- *Abhandlungen der Preußischen geologischen Landesanstalt (Neue Folge)* 101: 1-112.
- Weitschat, W. (1973): Stratigraphie und Ammoniten des höheren Untertoarcium (oberer Lias epsilon) von NW-Deutschland.- *Geologisches Jahrbuch (A: Allgemeine und regionale Geologie BR Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie)* 8: 1-81.
- Wunnenberg, C. (1950): Zur Ausbildung des Posidonienschiefers in der Umgebung von Braunschweig mit besonderer Berücksichtigung der Fossilisation.- *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* 1950 (6): 146-182.
- Zimmermann, J., Franz, M., Heunisch, C., Luppold, F. W., Mönning, E. & Wolfgramm, M. (2015): Sequence stratigraphic framework of the Lower and Middle Jurassic in the North German Basin: Epicontinental sequence controlled by Boreal cycles.- *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 440: 395-416. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.08.045>
- Zwahr, H., Dommaschk, S., Gerber, R. & Bauerhorst, H. (2002): Die Tonlagerstätte Friedland in Mecklenburg. *Geschichte, Gegenwart und Zukunft.- Geohistorische Blätter, Beiheft* 1: 1-85.

E4

Fußexkursion durch Greifswald-Wieck

am 29. Mai 2026

Start 9:00 Uhr Klappbrücke Wieck

Ende 11:30 Uhr Klappbrücke Wieck

**Leitung: Erik Jasmand und
Roland Goldenbogen**

Hochwasserschutz der Hansestadt Greifswald – Das Sperrwerk an der Mündung des Ryck

Roland Goldenbogen

Staatliches Amt für Landwirtschaft und Umwelt Vorpommern, Badenstraße 18, 18439 Stralsund;
poststelle@staluvp.mv-regierung.de

Route

Vom Treffpunkt an der Wiecker Klappbrücke (Endhaltestelle der Buslinie 2) geht es zu Fuß am rechten Ufer des Ryck Richtung Dänische Wiek bis zum Sperrwerk nahe der Mündung. Bei der Besichtigung des Sperrwerks wird auch der etwa 60 m breite Fluss unterquert. Anschließend geht es zum Utkiek und zur Nordmole des Hafens Wieck. Die Wanderung endet wieder an der Klappbrücke.

Schwerpunkte

Im Fokus der Exkursion steht die Hochwassersituation im Bereich von Greifswald vor und nach dem Bau des Sperrwerks und der Errichtung weiterer Küstenschutzbauten. Neben den Informationen zum Hochwasserschutz für die Stadt Greifswald werden Planung, Finanzierung und Realisierung der Küstenschutzmaßnahmen erläutert. Auf einem Rundgang über das Gelände werden technische Einblicke in die Sturmhochwasserschutzanlage gegeben. Die Hochwasserabwehrlinie wurde bei diesem Schutzsystem von beiden Ufern des Rycks an die Boddenküste verlagert. Deiche, Sperrwerk und Wegeaufhöhungen verhindern dabei das Vordringen von Außenhochwasser flussaufwärts in die Ryckniederung.

Überblick und Auswirkungen vergangener Sturmfluten

Die höchste, sicher registrierte Sturmflut an der südwestlichen Ostseeküste trug sich am 12./13. November 1872 zu. Sie forderte neben hohen materiellen Schäden auch 271 Menschenleben im südwestlichen Ostseeraum, über 15.000 Menschen wurden obdachlos, hunderte Gebäude wurden zerstört. Hinzu kamen massive Landverluste und Durchbrüche an den schmalen Landbrücken zwischen Außen- und Binnenküste, wodurch sich an den Binnenküsten Außenwasserstände einstellten.

Während der Sturmflut am 12./13. November 1872 ertranken allein im Greifswalder Ortsteil Wieck neun Menschen. 6 Häuser wurden völlig zerstört. 15 weitere wurden schwer beschädigt und an 60 Häusern wurden umfangreiche Schäden festgestellt.

In Greifswald selbst wurde die Eisenbahnbrücke über den Ryck zerstört. Weite Teile des Hafenviertels standen mannshoch unter Wasser. Der Scheitelwert der Sturmflut betrug +2,82 m NHN (Abb. 1 und 2).

Bereits zum Jahreswechsel 1904/05 standen Wieck und große Teile Greifswalds erneut unter Wasser. In Wieck starben fünf Menschen. In Greifswald brach der Bahndamm der Hauptstrecke von Stettin nach Stralsund. Der Scheitelwert am 31.12.1904 betrug +2,42 m NHN.

Die katastrophalen Folgeerscheinungen der Flut zeigten den Küstenbewohnern, dass die vorhandenen Küstenschutzanlagen, zumeist natürliche Dünenzüge und einfache Bühnenbauten, solch extremen Belastungen nicht gewachsen waren.

Auch wenn sich im Jahr 1872 die höchste sicher dokumentierte Sturmflut an der südwestlichen Ostseeküste ereignete, lassen historische Überlieferungen und die Auswertung geologischer Befunde darauf schließen, dass 1625 und 1694 höhere Werte aufgetreten sind.

Für Mecklenburg-Vorpommern stellt das Ereignis vom November 1872 den Wendepunkt in der Geschichte des Küstenschutzes dar. Seit diesem Zeitpunkt wurde mit dem systematischen Ausbau von Verteidigungslinien entlang der Küste begonnen.

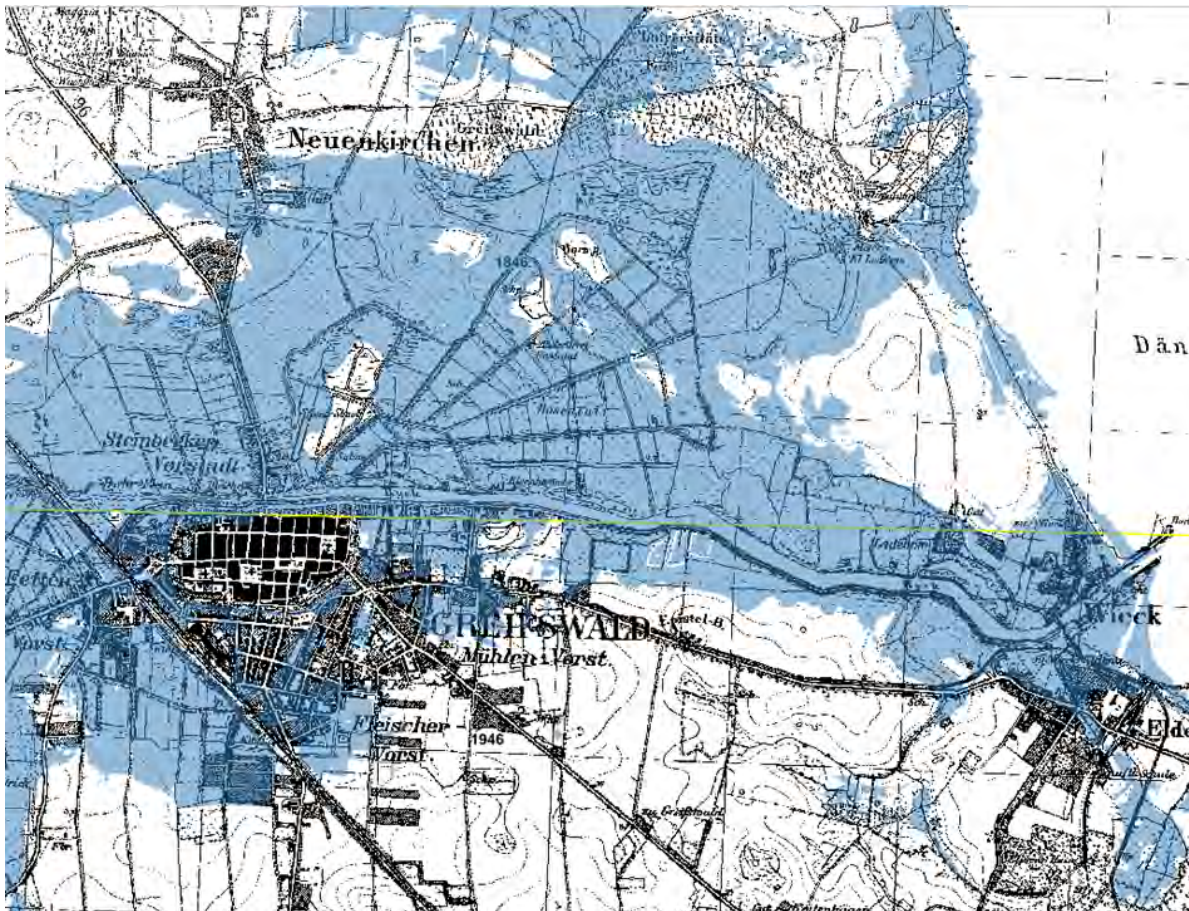


Abb. 1: Überflutungssituation in und um Greifswald während der Sturmflut vom November 1872.
Kartengrundlage: Messtischblätter der Preußischen Landesaufnahme um 1900

Durch die Errichtung bebauter Gebiete in überflutungs- und abbruchgefährdeten Küstenbereichen stellen Sturmfluten und Küstenrückgang für die Küstenbewohner und ihre Schutzgüter ein besonderes Gefahrenpotential dar. Die Auswirkungen solcher Ereignisse waren und sind oft

von verheerendem Ausmaß. Ziel des Küstenschutzes ist daher die Schaffung und Bewahrung der Voraussetzungen für die sichere Besiedlung und Nutzung der gefährdeten Küstenbereiche.

Aufgrund seiner existentiellen Bedeutung ist der Küstenschutz in Mecklenburg-Vorpommern



Abb. 2: Fluthöhenmarkierungen am Hafenamt (13.11.1872 und 03.11.1995).

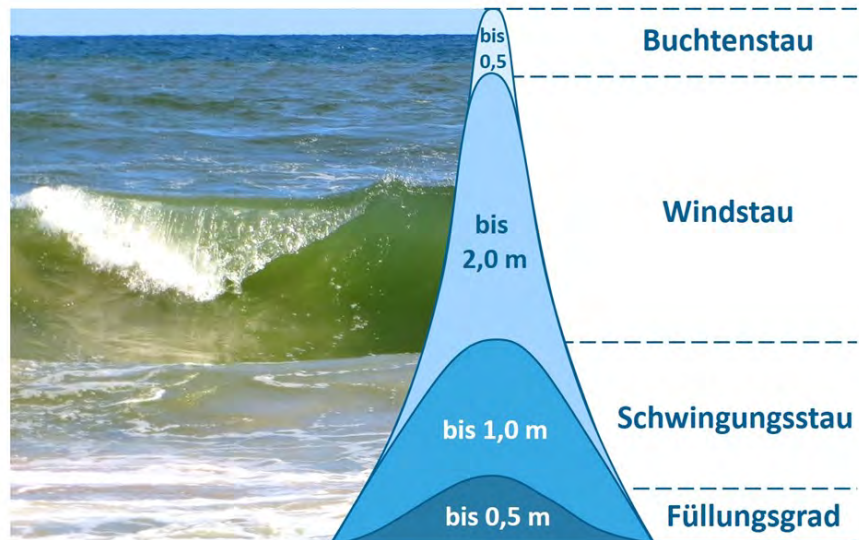


Abb. 3: Hydrodynamische Elemente einer Sturmflut.

eine zur Landespflicht erklärte, öffentliche Aufgabe. Primär umfasst er alle baulichen Vorsorgemaßnahmen gegen Überflutung durch Sturmfluten sowie durch Küstenerosion verursachte Landverluste.

Sturmfluten entstehen durch das zufällige Zusammenwirken einer Reihe meteorologischer

und hydrologischer Vorgänge, wesentlich geprägt durch die Gestalt der Ostsee als langgestrecktes Flachmeer mit relativ enger Verbindung zur Nordsee. Sturmbedingter Windstau und der Füllungsgrad der Ostsee sind ebenso von Einfluss wie Schwingungsstau nach Drehung der Windrichtung und Buchtenstau, z.B. vor Greifswald in der Dänischen Wiek (Abb. 3).

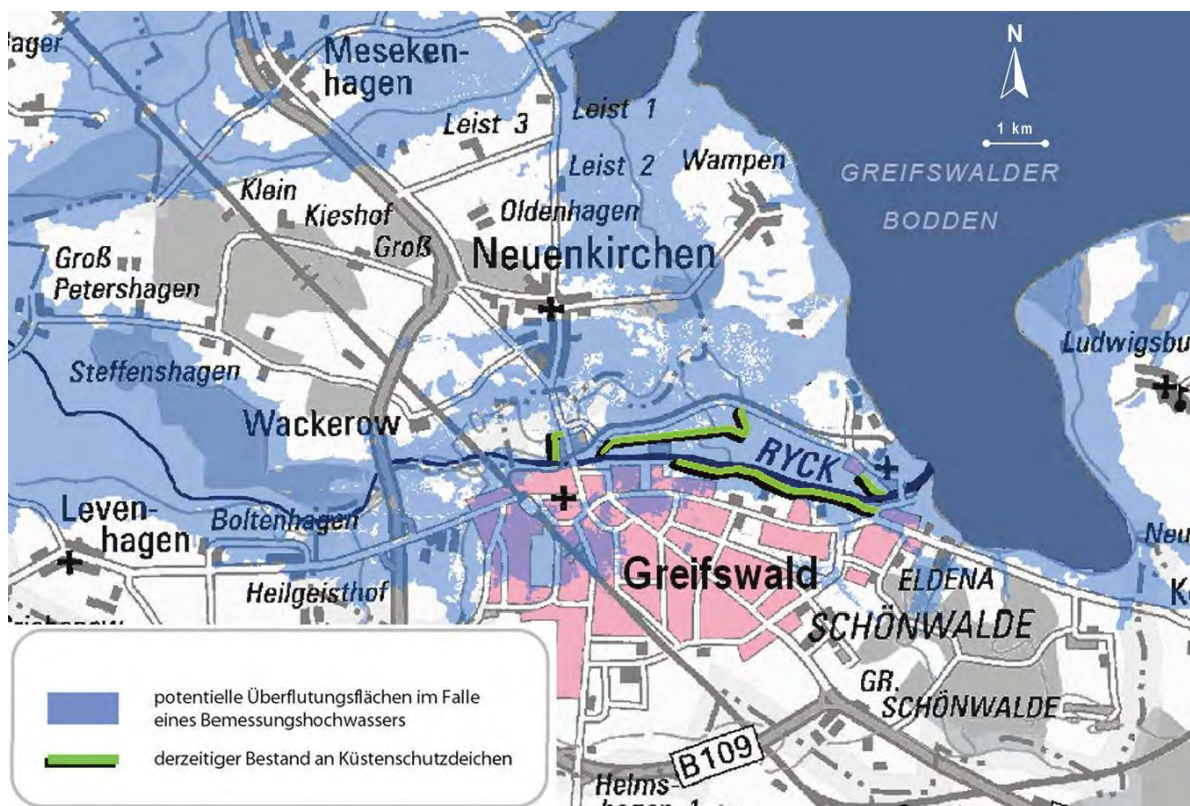


Abb. 4: Ein Sturmhochwasser mit dem für die Stadt Greifswald gültigen Bemessungshochwasserstand von etwa 3,05 m NHN würde weite Teile des Stadtgebietes sowie die in der Ryckniederung liegenden Orte überfluten. © STALU VP 2011

Kommt es zu Wasserständen von über 1,00 m NHN, ist von einer Sturmflut die Rede. Neben der Höhe des Wasserspiegelanstiegs ist ebenso die Verweildauer der Flut von ausschlaggebender Bedeutung.

Im ungünstigsten Fall, das heißt wenn alle sturmflutbegünstigenden Faktoren zusammenkommen und jeweils ihre höchstmöglichen Wasserstandsanstiege bewirken, muss davon ausgegangen werden, dass an der deutschen Ostseeküste Sturmflutspitzenwerte um 4 Meter über dem Normalmittelwasser möglich sind, auch

wenn solche Werte bislang noch nicht gemessen wurden.

Auf Grund der naturräumlichen Gegebenheiten (Geländehöhen im Stadtgebiet +1,0 bis 7,0 m NHN, Bebauung bis unmittelbar an die Gewässer, exponierte Lage bei Windrichtungen aus Nord-Ost und Buchtstau in der Dänischen Wiek) gehörte Greifswald zu den mit am stärksten sturmflutgefährdeten Städten an der deutschen Ostseeküste. Rund 40 % der Stadtfläche galten als überflutungsgefährdet (Abb. 4).

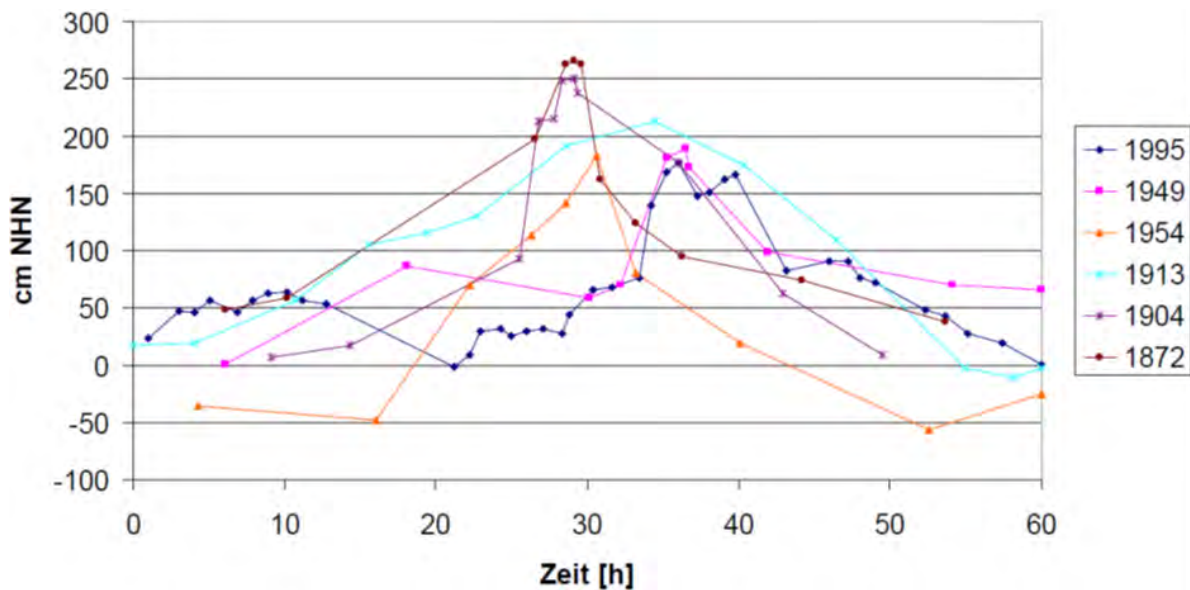


Abb. 5: Wasserstandskurven ausgewählter Sturmflutereignisse.



Abb. 6: Sturmflut am 22.02.2002.

Bisher wurden folgende Extremhochwasser am Pegel Greifswald-Wieck gemessen (Abb. 5 und 6):

13.11.1872	2,82 m NHN
31.12.1904	2,42 m NHN
30.12.1913	2,47 m NHN
02.03.1949	1,85 m NHN
04.01.1954	1,85 m NHN
04.11.1995	1,80 m NHN
22.02.2002	1,79 m NHN
01.11.2006	1,64 m NHN
02.01.2019	1,65 m NHN
20.10.2023	1,47 m NHN

Planung, Bauausführung und Betrieb des Sperrwerkes

Hinweis zu den Höhenbezügen: Der Pegelnullpunkt des Pegels Greifswald-Eldena für die Mündung des Ryck liegt bei -5,00 m NHN. Ein "Pegelstand" von 500 cm entspricht also einem Mittelwasser von ca. 0,00 m NHN. Das Sperrwerk kann mit seinem BHW von + 3,05 m NHN somit einen "Pegelstand" von 500 cm + 305 cm = 805 cm kehren.

Hydrodynamische Eingangsdaten zur Bemessung: Der Bemessungshochwasserstand BHW ermittelte sich zum Zeitpunkt der Genehmigungsplanung (2004) bzw. Planfeststellung (2006) aus dem größtem messtechnisch sicher erfassten Sturmflutereignis (13.11.1872) mit +2,82 m NHN zuzüglich dem säkularem Meeresspiegelanstieg (15 bis 25 cm pro Jahrhundert in Mecklenburg-Vorpommern, je nach Örtlichkeit). Für Greifswald wurde ein BHW mit 3,05 m NHN ermittelt.

Seit 2011 haben Mecklenburg-Vorpommern und Schleswig-Holstein einen gemeinsamen Bemessungsansatz. Seine Basis ist ein auf Grundlage ausreichend langer Pegelreihen ermitteltes Hochwasser, das im statistischen Mittel 1 × in 200 Jahren auftritt (RHW) bei Berücksichtigung des Klimazuschlages:

$BHW = RHW + \text{Klimazuschlag (50 cm in 100 Jahren)}$.

Im Jahre 2021 wurde das Vorsorgemaß zur Berücksichtigung des klimawandelbedingten Meeresspiegelanstiegs eingeführt:

$BHW = RHW + \text{Vorsorgemaß (100 cm für 100 Jahre)}$.

- 1965 bis 1973 erste Planungen zum Sperrwerk Greifswald (VE Projektierungsbetrieb für Wasserstraßen Berlin, Außenstelle Schwerin)
- 1995 Studie zum Sturmflutschutz mit Untersuchung Alternativlösung Deichsystem statt Sperrwerk (Planungsgemeinschaft Schuldt & Pätz Stralsund)
- 1996 Festlegung Sperrwerk als Vorzugslösung
- 1998 bis 2000 Vorplanung (Hydroprojekt Ingenieurgesellschaft Berlin)
- 2000 Festlegung des Drehsegmentverschlusses als Hauptverschluss
- 2004 Fertigstellung der Genehmigungsplanung (Hydroprojekt Ingenieurgesellschaft Berlin / Lahmeyer International)
- 2006 Planfeststellung für das Vorhaben Sturmflutschutz Greifswald



Abb. 7: Modellversuch in der Schiffbauversuchsanstalt Potsdam 1967.



Abb. 8: Übersichtsplan zum Sturmflutschutz. © STALU VP 2011

- 2009 Fertigstellung der Ausführungsplanung, Erstellung der Vergabeunterlagen (hpl Ingenieurgesellschaft Berlin / Lahmeyer International)
- 2011 bis 2016 Bauausführung durch die Ed. Züblin AG (Baukosten ca. 36 Mio. Euro)

Die ersten Modellversuche für ein Sperrwerk fanden 1967 unter der Leitung von Dr. Römisch statt; er war später Professor für Verkehrswasserbau an der TU Dresden. Dabei wurde von einem Verschluss mittels Stemmtoren ausgegangen (Abb. 7).

Der 1993 erstellte Generalplan Küsten- und Hochwasserschutz Mecklenburg-Vorpommern definierte erstmalig ein lückenloses Schutzsystem für die Stadt Greifswald, bestehend aus einem Sperrwerk im Ryck und den flankierenden Deichen in Eldena und Wieck, dem Deich Ladebow sowie zwei Wegeaufhöhungen nördlich des Rycks (Abb. 8).

Bei der Variantenuntersuchung 1998 bis 2000 wurden als mögliche Verschlüsse Hubtor, Segmentdrehtor, Bodenklappe, Sektorverschluss, Schiebetor und Stemmtor betrachtet. Nach Be-

wertung dieser Verschlüsse wurden in der Vorplanung Segmentdrehtor und Stemmtor vertieft untersucht. Schließlich wurde ein 21 m breiter Drehsegmentverschluss (Gewicht ca. 105 t) gewählt, der eine Durchfahrt für Schiffe bis 3,40 m Tiefgang bei unbegrenzter Durchfahrthöhe ermöglicht.

Zwischen 2006 und 2017 wurde das Schutzsystem realisiert (Abb. 9 und 10). Die Maßnahmen verkürzten die Länge der Schutzanlagen von sieben Kilometern auf 3,5 Kilometer.

Das Mittelwasser im Ryck liegt bei + 0,07 m NHN. Das Bemessungshochwasser liegt bei + 3,05 m NHN. Darin ist der klimabedingte Meeresspiegelanstieg für 100 Jahre bereits eingerechnet. Die seeseitige Oberkante der Pfeiler und Verschlüsse liegt bei +4,80 m NHN.

Das Sperrwerk wird bei drohender Sturmflut geschlossen, wenn Pegelstände über 1,15 m NHN zu erwarten sind. Dies ist durchschnittlich einmal pro Jahr der Fall. Bis zu diesem Wasserstand treten noch keine Schäden durch Überflutung auf, so dass die Überflutungsmöglichkeiten für die brackwassergewohnten Biotope in der Ryckniederung erhalten bleiben.



Abb. 9: Baustelle im September 2014.

Wenn die Vorhersage Wasserstände über 1,15 m NHN ankündigt, wird das Sperrwerk beim „Schließwasserstand“ von ca. 0,70 m NHN geschlossen. Die Differenz bis zum maximal möglichen Bemessungswasserstand binnen von 1,15 m NHN ist notwendig, um den Oberflächenwasserabfluss aus dem Einzugsgebiet des Ryck für die Dauer der Sturmflut schadlos zu speichern.

Bei angekündigten Wasserständen über 1,30 m NHN erfolgt der Verschluss der Wiecker und Eldenaer Promenade mit jeweils ca. 17 m breiten Schiebetoren (Gewicht ca. 25,5 t), die in den anschließenden Deichen in Kammern untergebracht sind und auf Gleisen herausgefahren werden können (Abb. 11).

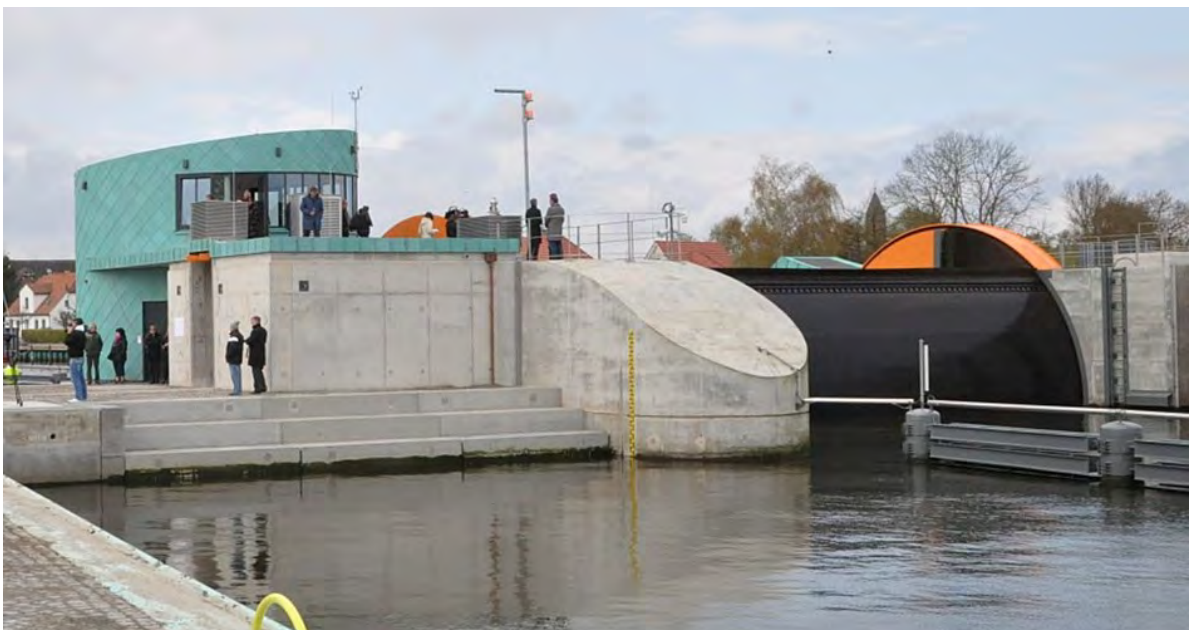


Abb. 10: Inbetriebnahme des Sperrwerks am 27.04.2016.



Abb. 11: Sturmflut am 02.01.2019.

Starke Vereisungsgefahr oder Eisgang können längere Schließzeiten erforderlich machen, als es der Verlauf der Pegelstände bedingen würde. In diesen Situationen kann der Ryck durch Umläufe, die zu beiden Seiten der Hauptöffnung angeordnet werden, abfließen. Normalerweise sind diese Umläufe geschlossen.

Das Bedienungsteam besteht aus 16 Mitarbeitern, die regelmäßig geschult werden. Bei Sturmflut besetzen jeweils 2 Mitarbeiter á 12 Stunden das Sperrwerk.

Das Sturmflutsperrwerk in der Hansestadt Greifswald bekam 2016 den ersten Deutschen Ingenieurbaupreis. Die Jury wählte das Projekt aus 53 Einreichungen aus. Die Juroren befanden, dass mit der Konzeptidee der Hypro Paulu & Lettner Ingenieurgesellschaft mbH Berlin (hpl) und der gelungenen Integration verschiedener Planungsbeteiligter eine außergewöhnlich innovative Lösung zum Schutz der Menschen in und um Greifswald entwickelt wurde.

E5

Fußexkursion durch Greifswald

am 29. Mai 2026

Start 9:00 Uhr Bahnhof Greifswald

Ende 13:00 Uhr Bahnhof Greifswald

Leitung: Dr. Karsten Obst

Steine in der Stadt Greifswald und auf den Spuren des Malers Caspar David Friedrich

Karsten Obst

¹Geologischer Dienst, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Goldberger Str. 12b, 18273, Güstrow; karsten.obst@lung.mv-regierung.de

Route

Vom Bahnhof geht es zunächst zu den mittelalterlichen Wallanlagen und dort entgegengesetzt dem Uhrzeigersinn Richtung Osten. In der Rubenowstraße biegen wir zum historischen Universitätskomplex ab. Über den Dom St. Nikolai und das Geburtshaus von Caspar David Friedrich geht es weiter zum Fischmarkt und Marktplatz bis zum Pommerschen Landesmuseum. Erneut folgen wir einem Stück entlang des Walls bis zum Platz des einstigen Mühlentors. Über den Schuhhagen und die Brüggstraße erreichen wir die Marien-Kirche. Von dort geht es „hinunter“ zum Museumshafen und zur Salinenstraße am Ryck. Vom Standort des ehemaligen Steinbecker Tores kehren wir über die Credner-Anlagen wieder zurück zum Bahnhof.

Schwerpunkte

Bei einer Wanderung durch die über 775 Jahre alte Universitäts- und Hansestadt Greifswald wird das vielfältige Baumaterial verschiedener Zeitepochen, darunter des Doms und des Universitäts-hauptgebäudes, aber auch die Zusammensetzung und Herkunft markanter Natursteinfassaden und Denkmäler sowie der bunt zusammengesetzten Straßenpflaster besprochen. Gleichzeitig werden ausgewählte Orte und Gebäude aufgesucht, die Einblicke in das Leben und Wirken von Caspar David Friedrich geben.

Einführung in Greifswalds Stadtgeschichte

Die Universitäts- und Hansestadt Greifswald befindet sich im Nordosten von Mecklenburg-Vorpommern. Sie liegt am Fluss Ryck, der in die Dänische Wiek, einer Bucht des Greifswalder Boddens mündet (Abb. 1). Seit 2011 ist sie auch Kreisstadt des neu geschaffenen Landkreises Vorpommern-Greifswald.

Die Greifswalder Stadtgeschichte ist vielfach dargestellt worden, grundlegend ist das dreibändige Werk von Theodor Pyl zur Geschichte der Greifswalder Kirchen und Klöster (Pyl 1887-99) und deren „Fortschreibung“ in die Gegenwart durch einen von Horst Wernicke zum 750. Gründungsjubiläum herausgegebenen Sammelband mit zahlreichen Aufsätzen zur Geschichte der Stadt (Wernicke 2000).

Die Entstehung der Stadt ist eng mit der Gründung des Klosters Hilda um 1199 durch aus Dargun vertriebene Zisterzienser verknüpft. Das später Eldena genannte Kloster liegt südlich der Ryckmündung. Als Klosterruine vor den Toren der Stadt Greifswald (Abb. 2A) unweit des Fischerdorfes Wieck gelegen, ist es ein bedeuten-

des Denkmal der Romantik und war mehrfach Motiv (Abb. 2B) des berühmten, in Greifswald geborenen Malers Caspar David Friedrich (1774-1840).

1206 bestätigte Fürst Jaromar I. von Rügen in einer Urkunde die Schenkung einer Salzpflanze nördlich des Rycks an das Kloster Dargun bzw. 1207 an das Kloster Hilda. 1241 genehmigten Fürst Wizlaw I. von Rügen und Herzog Wartislaw III. von Pommern-Demmin dem Kloster, wöchentlich einen Markt abzuhalten. Es ist der Ausgangspunkt für die Entwicklung der späteren Stadt Greifswald die 1248 als „oppidum Gripeswald“ erstmals urkundlich Erwähnung findet. In einer Urkunde von 1249, in der Herzog Wartislaw III. die neugegründete Stadt Greifswald vom Kloster zum Lehen nahm, ist auch eine Saline („salina“) erwähnt, die ausdrücklich von der Belehnung ausgeschlossen wurde. Die Verleihung des lübischen Rechts 1250 ermöglichte der Stadt die freie Selbstverwaltung (Pyl 1885).

Ab 1262 entwickelte sich der Handel von Greifswalder Kaufleuten mit den nordischen Ländern.



Abb. 1: Blick von Westen über die Universitäts- und Hansestadt Greifswald am Fluss Ryck, der in den Greifswalder Bodden mündet. Der Altstadt kern mit den drei markanten Kirchen St. Jakobi, St. Nikolai und St. Marien wird durch den grünen Gürtel der ehemaligen, baumbestandenen Wallanlagen umsäumt. (Luftbild: R. Reinicke, 2018)

1297 verlieh Rügenfürst Wizlaw II. der Stadt Greifswald das Recht, einen Hafen an der Mündung des Rycks anzulegen. 1310 wurde ein Schutzbündnis zwischen den Städten Lübeck, Wismar, Rostock, Stralsund und Greifswald geschlossen. Später wurde Greifswald Mitglied der Hanse, einem Bund von ca. 200 Städten rund um Nord- und Ostsee sowie dem südlich angrenzenden Binnenland. Diesem wichtigen Bündnis von Händlern, welches nach dem Dreißigjährigen Krieg zerfiel, gehörte die Stadt bis 1644 an (Kattinger 2000).

1451 wurde eine Verfassung der Stadt Greifswald vom Bürgermeister und späteren Universitätsgründer Dr. Heinrich Rubenow ausgearbei-

tet. 1456 wurde die Kirche St. Nikolai zum Dom geweiht und die Greifswalder Universität mit päpstlicher Genehmigung durch Herzog Wartislaw IX. von Pommern-Wolgast feierlich eröffnet. Die 1634 erfolgte Schenkung des Amtes Eldena an die Universität durch Herzog Bogislaw XIV. sollte deren dauerhaften Unterhalt gewährleisten und ermöglichte ihr die wirtschaftliche Selbständigkeit bis 1872 (siehe Wernicke 2000).

Bereits 1264 erhielt Greifswald das Verteidigungsrecht und damit das Recht auf eine Befestigung, um sich vor Angriffen von außen zu schützen (Frenzel et al. 2004). Ab 1270 wurde eine Stadtmauer mit Toren und Türmen um die mittelalterliche Stadt gebaut (Abb. 3A). Die ge-



Abb. 2: **A** Die Ruinen des 1199 gegründeten Klosters Eldena wirken besonders im Winter sehr imposant. (Foto: K. Obst, 2012), **B** Caspar David Friedrich „Klosterruine Eldena bei Greifswald“ 1824/25 Öl auf Leinwand, 49 x 35 cm, Staatliche Museen zu Berlin, Nationalgalerie, Inv. Nr.: A II 574. (<https://cdfriedrich.de/chronik/klosterruine-eldena-bei-greifswald/>)

samte Anlage bestand aus insgesamt drei Wällen und drei Gräben (Abb. 3B). Im Dreißigjährigen Krieg wurde Greifswald im Jahr 1631 nach einer Besetzung durch die Kaiserlichen von den Schweden übernommen und der schwedische König Gustav II. Adolf begeistert begrüßt. Infolge des Westfälischen Friedens fiel Vorpommern mit Rügen 1648 an Schweden.

Nach den Napoleonischen Kriegen übernahm Preußen 1815 Schwedisch-Pommern. Die Universität war damit zwar mit 11 Professoren, 11 Adjunkten, 2 Privatdozenten und 70 Studenten die kleinste, aber auch die älteste Preußens und blühte durch Institutsgründungen auf (Thümmel 2011). Im Jahr 1856 wurde vor dem Hauptgebäude der Universität das Rubenow-Denkmal errichtet und der Grundstein des Universitäts-

krankenhauses gelegt. Ab 1863 erhöhten sich die Studentenzahlen auch in Folge der Eröffnung des Greifswalder Bahnhofs und einer besseren Anbindung an Berlin.

Mitte des 19. Jahrhunderts erlebte auch der Schiffbau nördlich des Greifswalder Hafens durch Werftneugründungen eine kurze Blütezeit (Abb. 4A). Ende des 19. Jahrhunderts wurden in Greifswald zahlreiche Hochschulneubauten errichtet (Abb. 4B). Neben einigen Kliniken und dem Audimax entstand 1882 die Universitätsbibliothek. Seit 1925 expandierte die Universität mit ihren medizinischen und naturwissenschaftlichen Instituten auf einem von der Stadt Greifswald geschenkten Gebiet im Osten der Stadt. Ab 2003 entwickelte sich ein neuer Campus rund um den Berthold-Beitz-Platz.

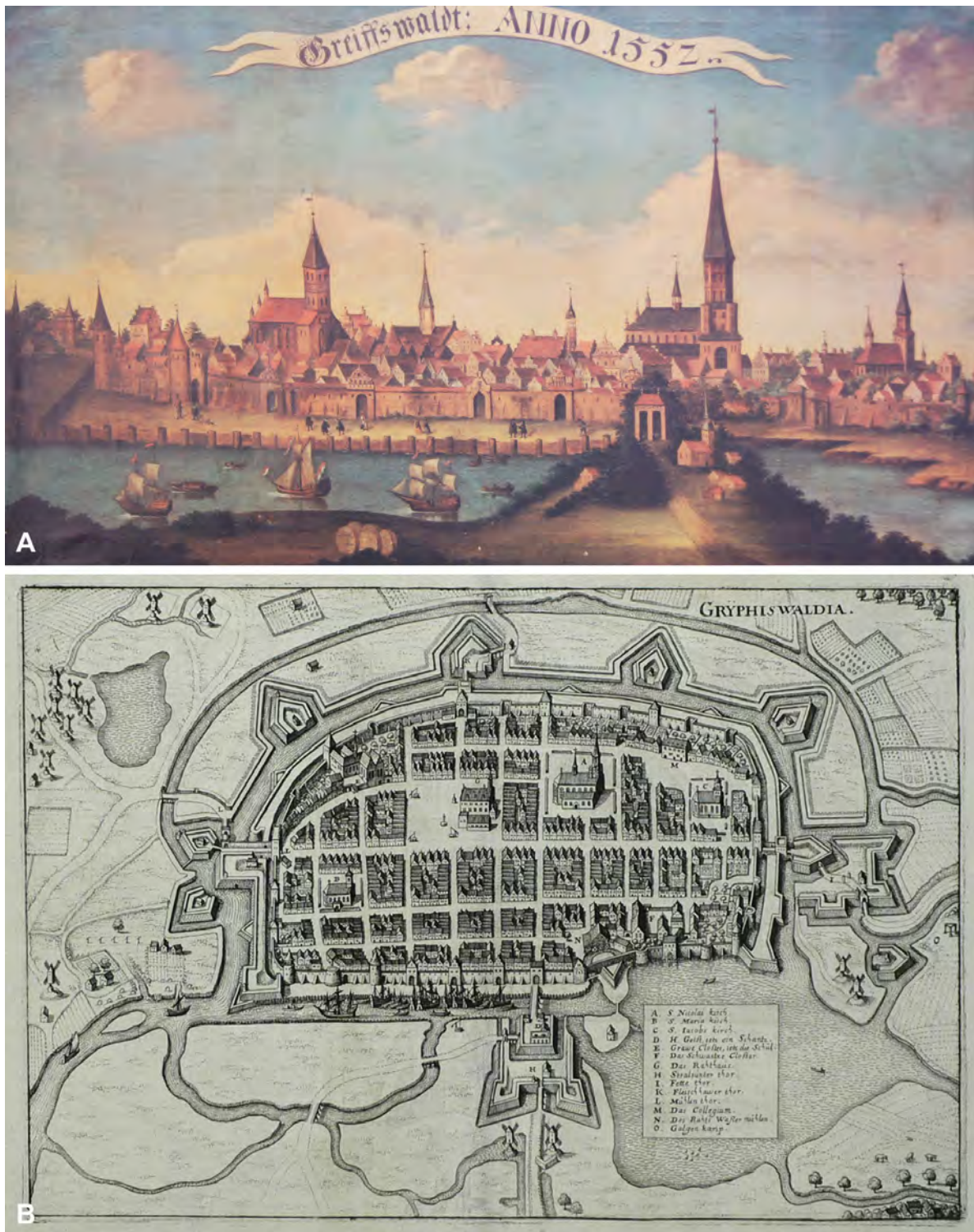


Abb. 3: A Stadtansicht Greifswalds von Norden; Gemälde von Johann Gottlieb Giese 1552, Pommersches Landesmuseum Greifswald. **B** Ansicht der mittelalterlichen Stadt Greifswald mit Stadtmauer und Wallanlagen um 1650, aus "Topographia Electoratus Brandenburgici et Ducatus Pomeraniae" von Matthäus Merian (1593-1650).



Abb. 4: A Ausschnitt einer historischen Zeichnung von Greifswald im 19. Jahrhundert von Carl August Peter Menzel (Stadtarchiv Greifswald). B Historischer Plan der Stadt Greifswald aus dem Jahr 1907 vom ortsansässigen Verlag Julius Abel. Neben öffentlichen Gebäuden sind eine Reihe von universitären Instituten und Gebäuden gelistet.

Stadtrundgang: 1. Etappe vom Bahnhof zum Alten Campus der Universität

Der nachfolgend beschriebene Rundgang durch die Stadt zu ausgewählten Sehenswürdigkeiten und zu Stationen, die mit Caspar David Friedrich verknüpft sind, beginnt am Greifswalder Bahnhof und führt zunächst über den Carl-Paepke-Platz, die Wallanlagen und die Rubenowstraße zum Hauptgebäude der Universität in der Domstraße.

Halt 1: Empfangsgebäude des Bahnhofs

Das denkmalgeschützte Greifswalder Bahnhofsgebäude aus gelbem Backstein wurde 1863 erbaut. Da die Empfangshalle von Anfang an zu klein war, errichtete man bereits 1866 beson-

dere Warteräume (Grusenick 2008). 1899 wurde das Empfangsgebäude aus- und umgebaut, 1933 erhielt die Warthalle einen neuen Anstrich. In dem klassizistischen Bau wurde wahrscheinlich Mitte der 1950er Jahre die Empfangshalle innen abermals umgestaltet und mit Travertin-Natursteinplatten ausgekleidet (Abb. 5A). Zumindest sind in dieser Zeit Neubauten der Universität in der Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße entstanden, bei denen ebenfalls Travertin als Schmuckelement verwendet wurde.

Dieses offenporige Sedimentgestein von hellbeiger Farbe besteht hauptsächlich aus Calcit und enthält mitunter zahlreiche Muscheln und Schnecken. Die gelbliche Färbung des Süßwasserkalkes wird durch Eisenverbindungen (Limonit) verursacht (Abb. 5B). Der Travertin stammt

wahrscheinlich aus Weimar-Ehringsdorf, wo das Material als Dekorstein seit 1885 gewonnen wurde und deutschlandweit Verwendung fand.

Halt 2: Denkmal für den Bürgermeister Greifswalds Dr. Carl Pöpke (1797-1858)

Dr. Carl Pöpke hat sich als Bürgermeister in der Zeit von 1846 bis 1858 um verschiedene Infrastrukturmaßnahmen Greifswalds (Gasanstalt, Hafenanbau, Wasserleitung, Eisenbahn) verdient gemacht (Kiel & Grusenick 2013). Besonders hervorzuheben war dabei sein Einsatz zur Anbindung Greifswalds an das preußische Eisenbahnnetz im Jahr 1863. Ihm zu Ehren wurde der

Platz vor dem Bahnhof benannt und 1867 eine Granitstele mit modellierter Bronzestatue aufgestellt. 1942 wurde die Statue demontiert. Erst 2017 wurde die alte, aus einem feinkörnigen, hellgrauen Granodiorit bestehende Stele mit einer neuen Statue wieder installiert (Abb. 6A-B).

Halt 3: Historische Wallanlage mit Kriegs- und Antikriegsdenkmälern

Die Wallanlage Greifswalds mit ihrem Baumbestand ist einzigartig in Norddeutschland. Sie umgibt den Altstadtzentrum als geschlossener grüner Gürtel von 1,8 km Länge. Gleichzeitig ist sie ein mittelalterliches Denkmal einer militärischen



Abb. 5: A-B Der Wartesaal im Empfangsgebäude des Bahnhofs ist seit den 1950er Jahren mit Natursteinplatten aus Travertin ausgekleidet, einem porösen, gelblichen Süßwasserkalk, der in Weimar-Ehringsdorf abgebaut wurde. C-D Das Denkmal des VVN zum Gedenken an die Opfer der nationalsozialistischen Gewaltherrschaft besteht aus hellgrauen und gelblichen Kalksteinblöcken. Dabei handelt es sich wahrscheinlich um Schaumkalk, wie er beispielsweise in Rüdersdorf bei Berlin aufgeschlossen ist. (Fotos: K. Obst, 2026)



Abb. 6: A-B Denkmal für den ehemaligen Greifswalder Bürgermeister Dr. Carl Pöpke mit einer Stele aus einem feinkörnigen, hellgrauen Granodiorit. C-D Der an einen Hinkelstein erinnernde Gedenkstein der Greifswalder Studentenschaft für die im Ersten Weltkrieg gefallenen Kommilitonen besteht aus einem mittelkörnigen, schwach foliierten Granodiorit oder Tonalit. (Fotos: K. Obst, 2026)

Schutzanlage. An verschiedenen Stellen entlang der ehemaligen Stadtmauer, die noch in einigen Abschnitten erhalten bzw. restauriert ist, wurden Denkmale errichtet.

Unweit des Carl-Paepke-Platzes steht ein schlichtes Denkmal mit einem auf der Spitze stehenden Dreieck, welches das Abzeichen für KZ-Häftlinge symbolisiert. Es trägt die Inschrift „Den Toten zum Gedenken. Den Lebenden zur Mahnung“. Dieser Gedenkstein des VVN (Vereinigung der Verfolgten des Nazi-Regimes) wurde 1950 errichtet und soll an die Opfer der nationalsozialistischen Gewaltherrschaft erinnern. Er besteht aus hellgrauen und gelblichen Kalksteinblöcken, die schwach geschichtet sind

(Abb. 5C). Insbesondere die zellig-porösen Lagen enthalten zahlreich fossile Schalenreste, vor allem Brachiopoden und/oder Muscheln (Abb. 5D). Wahrscheinlich handelt es sich um Schaumkalk des oberen Unteren Muschelkalks.

Weiter den Wall, entgegen dem Uhrzeigersinn entlang, fällt ein großer dunkelgrauer, etwa 3 m hoher Monolith eines mittelkörnigen, schwach foliierten Granodiorits oder Tonalits auf, der an einen Hinkelstein erinnert (Abb. 6C-D). Er wurde 1921 von der Greifswalder Studentenschaft, in der Weimarer Republik die Vertretung der Kommilitonen, gestiftet und sollte an den freiwilligen Einsatz von Studenten auf den Schlachtfeldern des Ersten Weltkriegs erinnern

(Oberdörfer 2018). Der Findling erhielt folgende Inschrift: „Vergesst den Geist von 1914 nicht! Hindenburg. Den deutschen Heerführern im Weltkriege in Gedenken an ihre gefallenen Kommilitonen. Greifswalds akademische Jugend“. Diese nationalistische Inschrift wurde in den 1950er Jahren beseitigt, später wurde der Stein als Zeugnis des studentischen Militarismus entfernt. 1995 mit neuer Inschrift versehen und wieder aufgestellt, erinnert der Studentenstein an die toten Kommilitonen beider Weltkriege.

Halt 4: Universitätshauptgebäude und Rubenow-Denkmal

Greifswald besitzt nach Rostock die zweitälteste Universität im Ostseeraum. Der historische Campus der 1456 vom Greifswalder Bürgermeister Heinrich Rubenow (um 1400-1462) gegründeten Universität erstreckt sich zwischen den beiden Kirchen St. Jakobi und St. Nikolai. Zu dem architektonischen Ensemble gehören das spätbarocke Universitätshauptgebäude in der Domstraße 11 sowie die backsteinernen Gebäude Altes Audimax, Alte Bibliothek und Physikalisches Institut mit Sternwarte. Zu den Besonderheiten des 1884 bis 1886 errichteten großen



Abb. 7: Das pommersche Wappen an der Südseite des Universitätshauptgebäudes aus silurischem Burgsvik-Sandstein von der schwedischen Insel Gotland. Es wird von sogenannten „Wilden Männern“ als Schildhaltern gestützt. (Foto: K. Obst, 2026)

Hörsaalgebäudes mit Platz für 400 Studenten gehört der ehemalige Studentenkazern, in dem bis 1914 jene Studenten inhaftiert waren, die wegen Trunkenheit und anderer disziplinarischer Verstöße aufgegriffen wurden (Festschrift 1956).

1747 bis 1750 wurde auf Betreiben des Mathematikprofessors und Rektors Andreas Mayer ein neues Hauptgebäude der Universität errichtet. Der barocke Prachtbau ersetzte an gleicher Stelle ein altes baufälliges Gebäude aus dem späten 16. Jahrhundert. Im ersten Stockwerk beherbergte das Hauptgebäude einen großen Hörsaal, der heute als Konferenzraum genutzt wird und darüber auf zwei Stockwerken die Universitätsbibliothek. Diese dient seit 1882 als Aula und wird gerne für festliche Empfänge und Konzerte genutzt. Daneben gab es noch einen Anatomischen Saal und das Naturalienkabinett (<https://www.uni-greifswald.de/>).

Aus geologischer Sicht besonders interessant ist, dass sowohl für das schwedische Wappen (ab 1815 durch das preußische ersetzt) an der (klassizistisch überformten) Nordfassade als auch für das pommersche an der Südseite im Innenhof grauer Burgsvik-Sandstein des Silurs verwendet wurde (Abb. 7). Dieser stammt vom Süden der Insel Gotland. Sein Import war zu einer Zeit, als Vorpommern und Greifswald der schwedischen Krone unterstanden, für prestigeträchtige Bauten üblich. Bei jüngeren Renovierungsarbeiten wurde u.a. das Wappen und weitere Schmuckelemente (Kapitelle) an der Nordseite erneuert, wobei vermutlich kretazischer Elbsandstein aus Sachsen als Ersatz diente (J. Ansorge, freundl. mündl. Mitt. 2026).

Das Rubenow-Denkmal auf dem Platz vor dem Hauptgebäude wurde zu Ehren des Mitbegründers und ersten Rektors der Greifswalder Universität Heinrich Rubenow im Jahr 1856 feierlich enthüllt. Das 12,55 m hohe Denkmal ist die größte freistehende Fiale aus galvanisch bronziertem Zingguss in Deutschland. In vier Nischen stehen die Monarchen Herzog Wartislaw IX. von Pommern, Herzog Bogislaw XIV. von Pommern, König Friedrich I. von Schweden und König Friedrich Wilhelm III. von Preußen, welchen die Universität zur Dankbarkeit verpflichtet war (Dahlenburg 2006).

2. Etappe vom Rubenowplatz bis zum Dom und Geburtshaus von Caspar David Friedrich

Vom Rubenowplatz geht es die Domstraße nach Osten entlang bis zum Dom, hinter dem sich das Geburtshaus von Caspar David Friedrich an der Langen Straße befindet. Unterwegs sieht man Treppenstufen aus Orthocerenkalk mit gekammerten Gehäusen von Kopffüßern (Cephalopoden). Die ordovizischen Kalksteine wurden hauptsächlich von der schwedischen Insel Öland importiert und waren über Jahrhunderte gefragtes Baumaterial.

Halt 5: Dom St. Nikolai

Die Kirche St. Nikolai wurde 1262 erstmals urkundlich erwähnt. Sie ist damit die älteste und zugleich größte Kirche der Stadt. Um 1360 kam es zum Neubau eines dreischiffigen Hallenlanghauses mit Seitenkapellen, das um 1390 in eine fünfjochige basilikale Chorklösung mit hoher gerader Ostmauer umgestaltet wurde. Nach zwei Einstürzen erhielt der um 1500 mit einem oktogonalen Aufsatz vollendete Turm die heute noch vorhandene barocke Doppellaterne. Während der Kircheninnenraum durch eine neugotische Umgestaltung geprägt ist, finden sich in einigen Seitenkapellen wertvolle Wandmalereien des 14./15. Jahrhunderts (Europäische Route der Backsteingotik; https://www.eurob.org/item/greifswald_dom/).

1456, im Jahr der Universitätsgründung, fand die Weihe des im Volksmund Dom genannten Kollegiatstifts statt (Buske 2000). Bis heute finden hier akademische Ehrungen und Immatrikulationen statt. St. Nikolai ist die Taufkirche des Malers Caspar David Friedrich (1774-1840). Der 98 m hohe, barock behelmte Turm, in dem sieben Glocken bei festlichen Anlässen gemeinsam erklingen, kann erklommen werden (<https://www.greifswald.de>). Von oben hat man einen herrlichen Ausblick über die Stadt und den Greifswalder Bodden bis nach Rügen.

Sowohl im, am und um den Dom herum kommen geologisch Interessierte und Steinliebhaber auf ihre Kosten. Die ältesten Gesteine sind in den gepflasterten Arealen zu finden, die besonders am südwestlichen Eingangsbereich in der Nähe des Turms als auch vor dem Westportal schön bunt zusammengesetzt sind. Diese

Geschiebepflaster enthalten neben 1 bis 2 Milliarden Jahre alten Graniten, Porphyren und Quarziten sowie Gneisen und Amphiboliten, deren Herkunftsgebiete großenteils im südlichen und mittleren Schweden liegen, vereinzelt Pflastersteine, die noch weiter nördlich ihre Reise im skandinavischen Inlandeis nach Süden begonnen haben. Dazu gehört zum Beispiel ein von Matthias Bränlich (www.kristallin.de) entdeckter kristalliner Pflasterstein aus einem ziegelroten Ostseequarzporphyr, allerdings in einer seltenen ignimbritischen Ausprägung. Diese spiegelt sich im Auftreten von Fiamme wider, das sind flach gedrückte Bims- und Lavafetzen (Abb. 8A). Sein Herkunftsgebiet befindet sich zwischen den zu Finnland gehörenden, aber autonomen Åland-Inseln und den großen Inseln Estlands Ösel (Saaremaa) und Dagö (Hiiumaa). Ein weiterer Pflasterstein stammt ursprünglich sogar aus dem Ostseegebiet nördlich der Åland-Inseln (M. Bränlich, freundl. mündl. Mitt. 2026). Dabei handelt es sich um einen rötlichvioletten Bottensee-Rapakiwi (Abb. 8B).

Unter den Pflastersteinen am Domeingang weisen einige eine „exotische“ Zusammensetzung auf, die eine Herkunft aus dem südlichen Norwegen belegen. Dazu gehören insbesondere verschiedene Rhombenporphyre mit ihren markanten Einsprenglingen von Alkalifeldspat (Abb. 8C-D). Sie sind mit einer bekannten Ausnahme (Lampe 2012) nicht dafür bekannt, dass sie entlang der vorpommerschen Ostseeküste im Geschiebe vorkommen (vgl. Schulz 2003). Folglich muss es für ihr verbreitetes Auftreten und ihre variable petrographische Ausprägung im Greifswalder, Stralsunder und Wolgaster Straßenpflaster andere Ursachen geben. Sie wurden nicht wie wohl die meisten Pflastersteine aus Geschieben direkt vom skandinavischen Inlandeis mitgerissen, sondern haben ihre Reise in die nordostdeutschen Hansestädte als Ballaststeine in mittelalterlichen Koggen oder jüngerer Zeit angetreten, wie bereits Heise (1929) diskutierte. Damals wurde die Anzahl der Rhombenporphyre im Greifswalder Straßenpflaster auf 150-200 geschätzt, von denen auch heute noch einige zu finden sind. Obwohl die Theorie ihres Transports als Ballaststeine damals angezweifelt wurde, liegen inzwischen weitere Belege für diese Art der Beschaffung von Baumaterial in historischer Zeit vor (Ansorge 2002, 2005).

Unweit der Rhombenporphyre befindet sich ein kristalliner Pflasterstein, der ebenfalls eindeutig aus dem Oslo-Rift stammt. Diese von Matthias Bräunlich als Tönsbergit identifizierte, rotbraune Varietät des Larvikits enthält oftmals noch bläuliche Alkalifeldspäte, wie sie für die Alkaliplutonite im Südteil des Oslo-Grabens typisch sind (Abb. 8E). Eine weitere Rarität ist ein porphyrischer Larvikit, auch Kjelsåsit genannt, der dunkle, graublauviolette Plagioklase und kaum Alkalifeldspat enthält (Abb. 8D).

Die Vorkommen verschiedener magmatischer Gesteine aus Südnorwegen im Straßenpflaster von Greifswald belegen den gemeinsamen Transport als Ballaststeine. Eine vergleichbare Assoziation wurde auch auf der Schlossinsel in Wolgast beobachtet. Dort lag in der Fährstraße neben den Rhombenporphyren ein typischer Larvikit (Ansorge 2018).

Auch an und in der Kirche lassen sich zahlreiche Natursteine entdecken. Dazu gehören Grab-



Abb. 8: Unter den alten, 10-20 cm großen Pflastersteinen rund um den Dom finden sich manche Raritäten, sowohl weit mit dem skandinavischen Inlandeis gereiste Geschiebe (**A-B**) als auch solche mit „exotischer“ Zusammensetzung, die als Ballaststeine nach Greifswald gekommen sind (**C-F**). **A** Ostseequarzporphyr mit ignimbritischem Gefüge (Foto: M. Bräunlich, 2014), **B** Bottensee-Rapakivi, **C-D** Rhombenporphyre, rotbraun bzw. grauviolett aus dem Oslo-Gebiet, **E** Tönsbergit und **F** Kjelsåsit stammen ebenfalls aus dem südlichen Norwegen (Fotos: K. Obst, 2026). Detaillierte Gesteinsbeschreibungen unter www.kristallin.de.

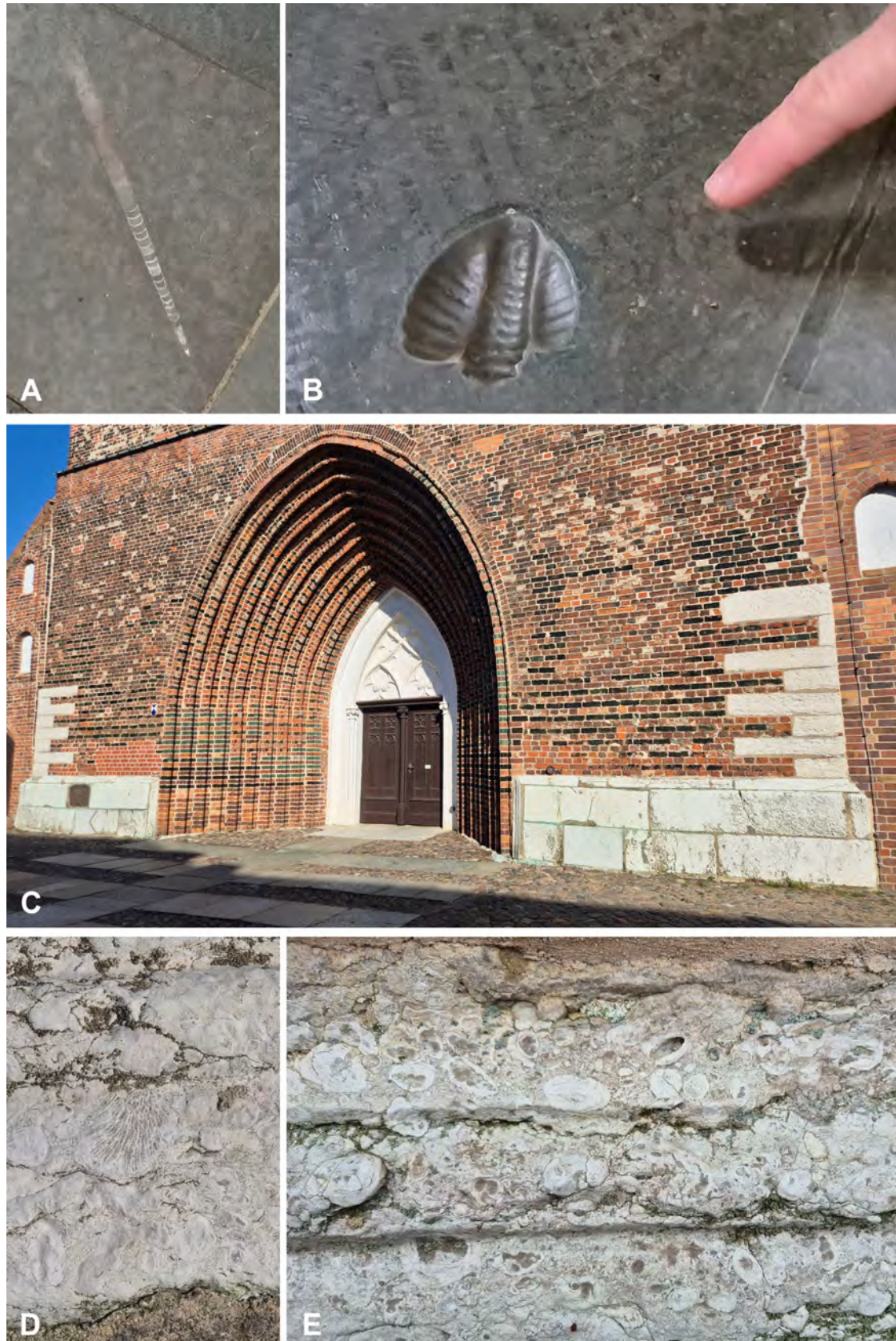


Abb. 9: Bräunlichrote Fußbodenplatten aus ordovizischem Orthocerenkalk enthalten zahlreich konische, gekammerte Gehäuse von Orthoceren (A). Seltener ist ein Negativabdruck eines großen Trilobitenschwanzschildes von *Megistaspis* (B). Silurische Korallenkalke dienen als Verblendsteine am Sockel des Doms und sind auch am Westportal verbaut (C). Die Riffschuttkalke enthalten zahlreiche Fossilien, u.a. Korallen (D) und Stromatoporen (E). (Fotos: K. Obst, 2024 und 2026)

und Fußbodenplatten aus ordovizischem Orthocerenkalk, wie sie auf der schwedischen Insel Öland jahrhundertlang abgebaut wurden. Diese bräunlichroten Kalksteine zeigen zahlreiche Anschnitte der konusförmigen, gekammerten Gehäuse von Orthoceren (Abb. 9A). In einem seltenen Fall ist sogar ein Negativabdruck eines großen Trilobitenschwanzschildes von *Megistaspis* überliefert (Abb. 9B).

Halt 6: Geburtshaus Caspar David Friedrich

Im Gründerzeitbau Lange Straße 57 blieben die Kellerräume der Seifensiederei des einstigen Geburtshauses von Caspar David Friedrich

(1774-1840) erhalten (Abb. 10A-B). Hier befindet sich das zentrale Informationszentrum zum Leben, Werk und Wirken des Künstlers, welches seit 2004 von der Caspar-David-Friedrich-Gesellschaft e. V. geführt wird. Sowohl die Gesellschaft als auch das Zentrum widmen sich der Pflege des herausragenden künstlerischen Erbes Friedrichs für Greifswald und die Region Vorpommern. Das gesamte Gebäudeensemble im „Friedrich-Quartier“ dient als Museums-, Ausstellungs- und Dokumentationsstätte.

Der große Maler der Romantik wurde hier 1774 im Haus seiner Eltern geboren. In den historischen Kellergewölben werden die Besucher auf



Abb. 10: **A** Vorderseite und **B** Rückfront des Caspar-David-Friedrich-Zentrums, an dessen Stelle sich das einstige Geburtshaus des berühmten Malers der Romantik befand, von dem noch die Kellerräume erhalten sind. **C** Blick vom höchsten, ca. 7 m über den Meeresspiegel gelegenen Punkt der Greifswalder Innenstadt in der Langen Straße nach Norden in die Steinbecker Straße, die zum Ryck und von dort weiter nach Stralsund führt. **D** Das Pflaster der Langen Straße (hier Richtung Marktplatz) wurde nach 1990 aufwendig erneuert. (Fotos : K. Obst, 2026)

eine kleine Zeitreise mitgenommen und in die Lebenswelt des jungen Caspar David Friedrich versetzt. Hier wird die väterliche Seifen- und Kerzenwerkstatt mit ihren bis heute erhaltenen Gerätschaften und Rekonstruktionen für die Besucher lebendig: Das alte Handwerk kann sogar in verschiedenen Workshops selbst ausprobiert werden (Caspar-David-Friedrich-Zentrum; <https://www.caspar-david-friedrich-gesellschaft.de>).

3. Etappe vom Geburtshaus Caspar David Friedrich über Fischmarkt und Markt bis zum Pommerschen Landesmuseum

Vom Haus der Familie Friedrich geht es über die Lange Straße und einen Abstecher durch die Lappstraße am Caspar-David-Friedrich-Denkmal vorbei zum Fischmarkt und über den pittoresken Marktplatz mit seinen historischen Gebäuden bis zum Pommerschen Landesmuseum.



Abb. 11: Caspar-David-Friedrich-Denkmal des Bildhauers Claus-Martin Görtz in der Lappstraße. (Foto: K. Obst, 2026)

Halt 7: Kreuzung Lange Straße/Steinbecker Straße

An der Kreuzung zwischen der bei den Greifswaldern beliebten Einkaufsmeile, der Langen Straße, und der Steinbecker Straße befindet sich der höchste Punkt der Altstadt bei etwa 7 m NHN. Blickt man von dort nach Norden Richtung Stadthafen, ist gut zu erkennen, wie das Gelände zum Fluss Ryck abfällt (Abb. 10C). Zum Straßenpflaster gehören rötliche schwedische Granite aus der Region Bohuslän, schwarze Basalte – vermutlich aus der Lausitz – sowie graue Rogensteine, vielleicht aus dem nördlichen Harzvorland; bei den Gehwegplatten handelt es sich um ein granodioritisches Gestein mit dunklen Einschlüssen aus Hornfels oder restitischem Material, wie sie vom Lausitzer Granodiorit bekannt sind (Abb. 10D). Eine alternative Herkunft aus den niederschlesischen Granitsteinbrüchen von Striegau (Strzegom) müsste geprüft werden.

Halt 8: Lappstraße mit Caspar-David-Friedrich-Denkmal

In der kleinen Gasse zwischen dem Greifswalder Dom und dem Fischmarkt befindet sich das 2009 vom Bildhauer Claus-Martin Görtz geschaffene Caspar-David-Friedrich-Denkmal – die einzige figürliche Plastik des berühmten Malers (Abb. 11). Die Entstehung der Bronzeskulptur geht auf eine Privatinitiative zurück. Finanziert wurde das Denkmal mit Geldern des Kultusministeriums Mecklenburg-Vorpommern sowie durch zahlreiche Spenden von Bürgern, Unternehmen und Einrichtungen der Region.

Eine moderne Freiluftmalerei an einer fensterlosen Hausfassade gibt auf einem 8 × 30 m großen Bild einen Exkurs durch die Stadtgeschichte mit symbolhaften Abbildungen von Personen und Ereignissen der Vergangenheit. Zudem sind farbige Darstellungen nach bekannten Motiven von Caspar David Friedrich eingefügt. Das Wandbild entstand 2007.

Bevor man die Gasse zum Fischmarkt verlässt, sollte man noch einmal zurückblicken. Dabei entdeckt der Kunstinteressierte ein Motiv des ebenfalls berühmten Malers Lyonel Feininger (1871-1956). Leider verwechselte der Künstler



Abb. 12: A-B Die auffällig gestaltete Fassade eines Wohn- und Geschäftshauses in der Langen Straße zwischen dem Greifswalder Markt und dem Fischmarkt besteht aus Natursteinen des Rochlitzer Porphyrtuffs. Dieser ist an seinem rötlichen Farbspiel und den gelblichen Adern oder Schlieren leicht zu erkennen. C-D Detailaufnahmen des Gesteins zeigen, dass es sich um einen Ignimbrit handelt, der durch gelängte Lava- und Schlackefetzen (Fiamme) gekennzeichnet ist. Er entstand bei einer der größten weltweit bekannten Vulkaneruptionen im Norden Sachsen vor fast 300 Mio. Jahren. (Fotos: K. Obst, 2026)

auf seinen Reisen durch Pommern die benachbarten Städte am Sund und Bodden und beschriftete seine bekannte Feder- und Aquarellzeichnung vom Ostchor des Greifswalder Doms aus dem Jahr 1930 irrtümlicherweise mit Stralsund I.

Halt 9: Wohn- und Geschäftshaus in der Langen Straße aus Rochlitzer Porphyrtuff

Zwischen dem Fischmarkt und dem Greifswalder Marktplatz befindet sich in der Langen Straße 86 ein Haus mit einer auffälligen Fassade aus

rot gefärbten, von gelblichen Schlieren durchzogenen Natursteinen (Abb. 12A-B). Dabei handelt es sich um Rochlitzer Porphyr bzw. Porphyrtuff, der auch als „sächsischer Marmor“ bezeichnet wird. Seine variablen Rottöne und seine feine, poröse, aber stabile Struktur machten ihn seit dem frühen Mittelalter zu einem beliebten Baustein für Fassaden und Bodenplatten sowie Denkmäler (Siedel 2006).

Der Handelsname Rochlitzer Porphyr leitet sich von den Natursteinbrüchen am Rochlitzer Berg im Nordwesten Sachsens ab. Bei genauer Betrachtung handelt es sich um einen Ignimbrit.

Deutlich zu erkennen sind langgezogene rotbraune bis violette Flecken, die Fiamme repräsentieren. Es handelt sich um blasige Lavafetzen, die zusammengedrückt und dabei gelängt wurden (Abb. 12C-D). Oftmals sind neben einzelnen, nur wenige Zentimeter großen Einschlüssen eines porphyrischen Rhyoliths auch Kristalle von rötlichem Feldspat und grauem Quarz eingesprengt.

Der Rochlitzer Ignimbrit entstand vor ca. 294 Mio. Jahren beim Ausbruch eines Supervulkans, dessen Caldera einen Durchmesser von 54 km aufwies. Bei seiner Eruption stieß er 5.500 km³ Gestein und Asche aus. Die Glutwolken dieses Ausbruchs hinterließen einen dichten Asche- und Bimssteinstrom (Hübner et al. 2020). Zusammen mit den Auswurfmassen des etwa 290 Mio. Jahre alten Wurzener Supervulkans bilden die Gesteine den Nordsächsischen Vulkanitkomplex.

Halt 10: Marktplatz

Der Greifswalder Marktplatz ist ein berühmtes Motiv des Malers Caspar David Friedrich. Das Aquarell mit Blick auf die Ratsapotheke und einen Teil des oxsenblutroten Rathauses entstand 1818 während eines Besuchs im damaligen Wohnhaus von Friedrichs Bruder Heinrich. In dem Haus Markt 10 befindet sich heute die Caspar-David-Friedrich-Filiale der Sparkasse Vorpommern. Aus der Zeit der mittelalterlichen Backsteingotik sind noch die Giebelhäuser am Markt 11 und 13 erhalten geblieben.

Der 11.000 Quadratmeter große Marktplatz in Greifswald wurde in den späten 1990er Jahren anlässlich des 750 jährigen Stadtjubiläums komplett neu gestaltet und ist seitdem vollständig mit Lausitzer Granodiorit gepflastert (Abb. 13). „Die Natursteinpflasterung erstreckt sich als einheitlicher Teppich von Hauskante zu Hauskante.“ (<https://www.greifswald.de/de/urlaub-kultur/sehenswuerdigkeiten/historische-altstadt/>).

Halt 11: Pommersches Landesmuseum

Das Pommersche Landesmuseum in der Rarkower Straße ist das kulturelle Zentrum für pommersche Geschichte, Kunst und Kultur. Hinter der klassizistischen Außenfassade des Hauptgebäudes (Abb. 14A) werden auf etwa 1.500 m² Ausstellungsfläche die landschaftliche, geschichtliche und kulturelle Entwicklung der Region Pommern multimedial aufbereitet. Zu den Höhepunkten der Ausstellung gehört der prunkvolle Croy-Teppich aus dem Jahre 1554, ein einzigartiges kulturhistorisches Zeugnis aus der Zeit der Reformation (Dahlenburg & Sauer 2014).

Mit der Eröffnung der Gemäldegalerie des Pommerschen Landesmuseums im Jahr 2000 gelang es, Caspar David Friedrich in seiner Geburtsstadt wieder mit sieben Originalwerken zu präsentieren. Glanzstück des Museums ist das Aquarell „Der Greifswalder Marktplatz mit der Familie Friedrich“ von 1818, das Friedrich während seiner Hochzeitsreise in Greifswald schuf.

Abb. 13: Das „graubunte“ Pflaster aus Lausitzer Granodiorit erstreckt sich wie ein gewaltiger Teppich über den 11.000 m² großen Greifswalder Marktplatz mit (v.l.n.r.) dem Rathaus, der Ratsapotheke und der nördlichen Häuserzeile. (Foto: K. Obst, 2026)



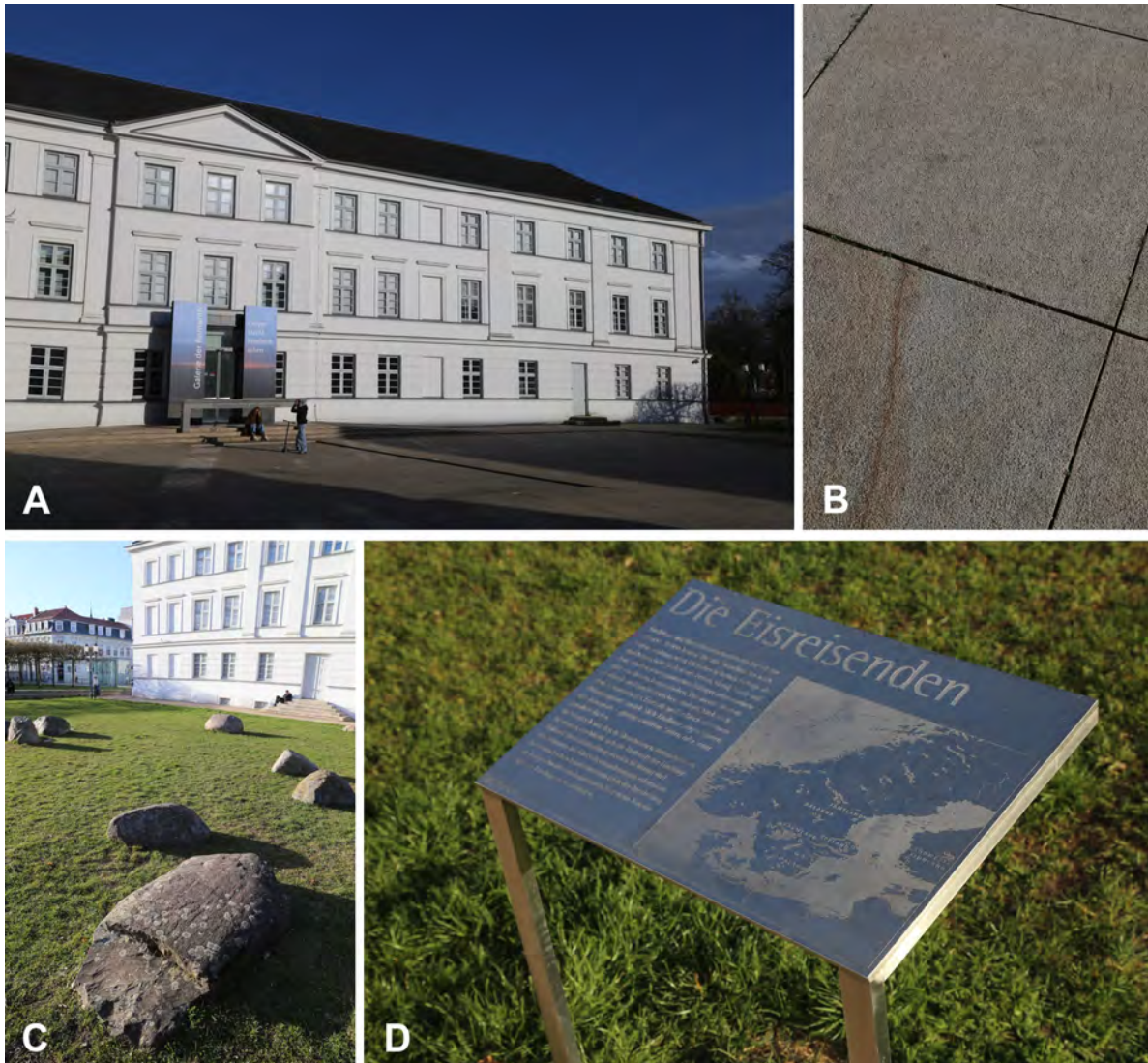


Abb. 14: A-B Der Platz vor dem Eingangsbereich des Pommerschen Landesmuseums wird durch Platten eines mittelkörnigen, gelblich-alterierten Granits aus China gesäumt. C-D Auf dem Freigelände zwischen Museum und Stadtmauer warten „Die Eisreisenden“ – Findlinge, die mit dem skandinavischen Inlandeis nach Greifswald kamen auf einen Besuch von interessierten Geschiebekundlern. Bei günstig einfallendem Licht kann man gut die Gletscherschrammen als Zeugnis des Eistransports sehen. (Fotos: K. Obst, 2026)

Seit Dezember 2025 widmet sich eine neue Dauerausstellung dem international wohl bekanntesten Maler der deutschen Romantik.

Der Eingangsbereich des Pommerschen Landesmuseums wird von einem Vorplatz eingerahmt, der mit großen Platten aus einem gelblichen Granit gestaltet ist (Abb. 14B). Dieser stammt aus China und ist teilweise durch ockerfarbene Streifen und Schlieren gekennzeichnet. Er besteht aus Kalifeldspat, Plagioklas und Quarz. Die wenigen eisenhaltigen Minerale sind vielfach bereits zersetzt bzw. oxidiert, so dass es zu diesen rostigen Verfärbungen kommt. Sein Handelsname lautet vielversprechend: China Gold.

Halt 12: Findlingsgarten „Die Eisreisenden“ an der Südseite des Landesmuseums

Auf dem öffentlich zugänglichen Freigelände zwischen dem Pommerschen Landesmuseum und der Stadtmauer liegen seit der Eröffnung 2005 „Die Eisreisenden“, ausgewählte Findlinge aus Skandinavien, die vom Inlandeis nach Pommern transportiert wurden. Vom ehemaligen Greifswalder Geologen Gösta Hoffmann ausgewählt, wurden die Findlinge wie auf einer Landkarte angeordnet und beschildert (Abb. 14C-D). Da die Oberflächen inzwischen stark mit Flechten bewachsen sind, geben nur noch die Informationstafeln nützliche Hinweise zum Gestein.

4. Etappe vom Museum den Wall entlang bis zum Mühlentor und zur Marienkirche

Vom Pommerschen Landesmuseum geht es über den Kastanienwall weiter Richtung ehemaliges Mühlentor. Schuhhagen und Brüggstraße führen zur Marienkirche.

Halt 13: Münter-Denkmal

Im Müntergrund befindet sich ein Denkmal für Julius Münter (1815-1885), Botaniker und Rektor der Greifswalder Universität, der sich um die Umgestaltung der Wallanlagen mit entsprechenden Bepflanzungen verdient gemacht hat. Ein großer Findling eines von leukokraten Schlieren durchzogenen Amphibolits markiert



Abb. 15: Ein großer amphibolitischer Findling mit leukokraten Schlieren erinnert an den Botaniker Julius Münter. (Foto: K. Obst, 2026)

einen kleinen Hügel, der von unterschiedlichen Findlingen bedeckt wird (Abb. 15).

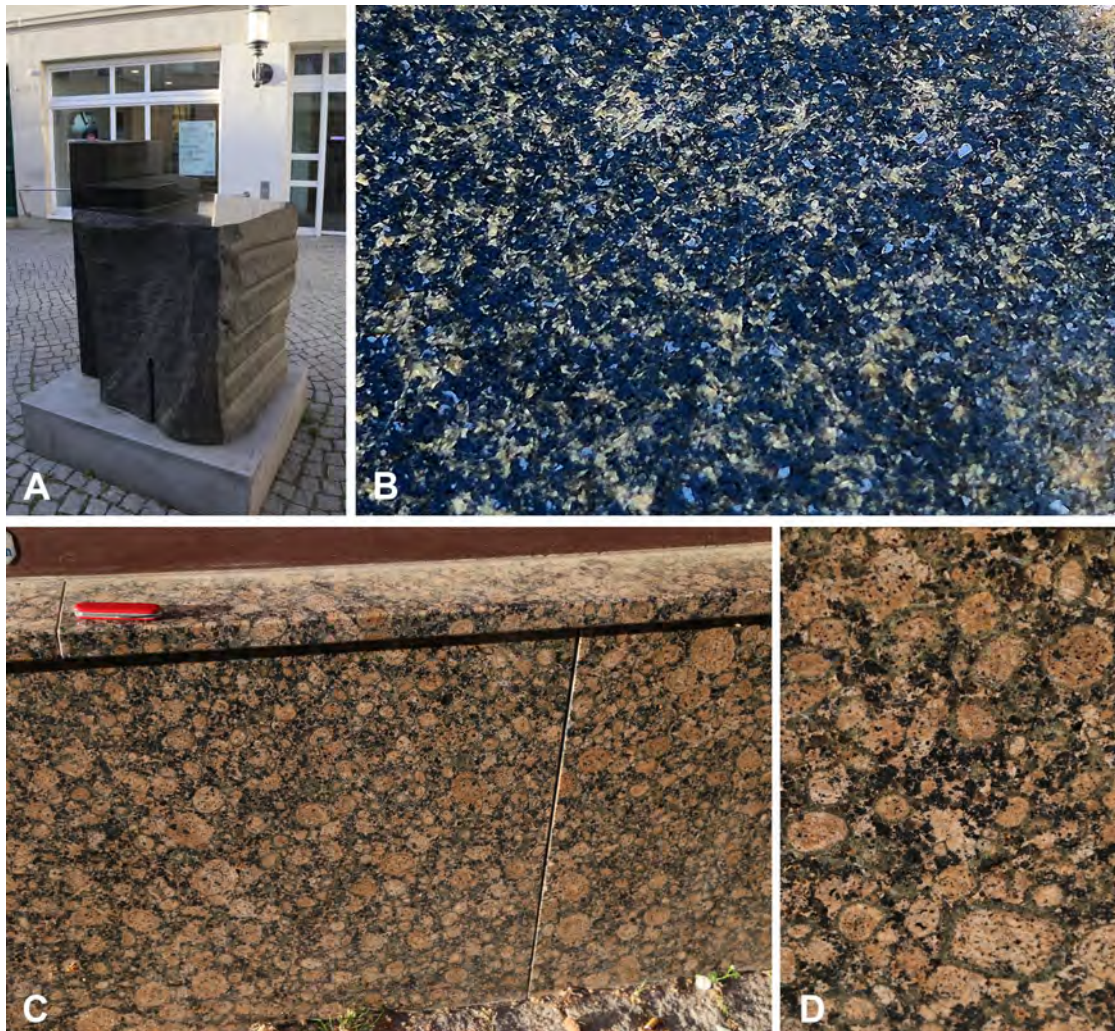


Abb. 16: In der Greifswalder Einkaufsstraße Schuhhagen sind verschiedenste Natursteine zu entdecken. **A-B** Schwarzgrauer Mikrodiorit mit ophitischem Gefüge. Neben dunklen Pyroxenen und hellen Plagioglasleisten fallen metallisch glänzende Erzkörnchen (Magnetit) auf. **C-D** Fassadenplatten aus Rapakiwi-Granit der Gefügevaretiät Wiborgit, wie er in SE-Finnland verbreitet ist. Charakteristisch sind die von grünem Plagioklas umsäumten Ovoide aus Kalifeldspat, der nur selten einen eckigen Umriss zeigt. (Fotos: K. Obst, 2026)

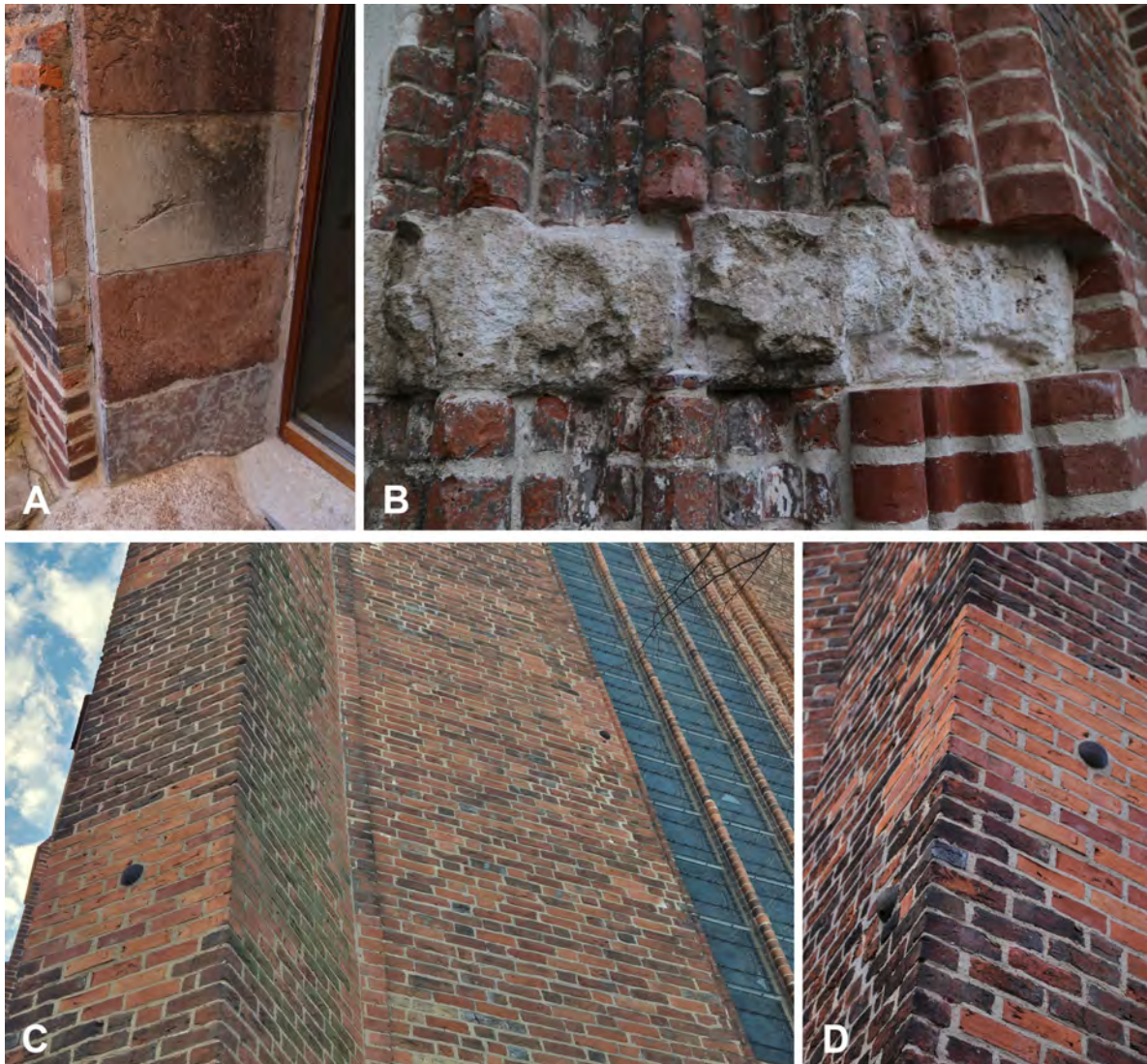


Abb. 17: **A** Ordovizische Kalksteinplatten als Verblendsteine und **B** Kalksteinornamente im Backsteinmauerwerk an der St. Marien-Kirche. **C-D** Kanonenkugeln in den Kirchenmauern erinnern an die Belagerung der Stadt Greifswald durch Brandenburgische Truppen in den Jahren 1659 und 1678. (Fotos: K. Obst, 2026)

Halt 14: Mühlentor und Schuhhagen

Das 1301 errichtete mittelalterliche Mühlentor war einst Teil der Stadtbefestigung bis es um 1800 abgebrochen wurde. 2014 wurden die Fundamente im Zuge der Straßenumgestaltung freigelegt. Ein Bronzeband im Straßenpflaster markiert seine einstigen Umrisse.

Vom Mühlentor geht es den Schuhhagen stadteinwärts. Kunstobjekte und die mit unterschiedlichen Dekorsteinen und Verblendplatten umrahmten Schaufenster der kleinen Geschäfte ermöglichen Gesteinsbestimmungsübungen für petrographisch Interessierte: subophitischer Mikrodiorit (Abb. 16A-B), Rapakiwi-Granit mit Ovoiden (Abb. 16C-D), Gneis, Granulit etc.

Halt 15: Marien-Kirche

Die Kirche St. Marien ist neben dem Dom St. Nikolai eine der ältesten der drei großen Stadtkirchen Greifswalds und ein weiteres herausragendes Zeugnis der Norddeutschen Backsteingotik. Bereits 1249 ist ein Vorgängerbau urkundlich belegt. Im Zeitraum zwischen 1250 und 1275 wurde mit einem Neubau begonnen, der 1380 fertiggestellt war. Die Kirche ist der heiligen Maria, der Mutter Jesu, geweiht, die zugleich auch die Schutzheilige des Klosters Eldena war. Im Volksmund wird die Kirche liebevoll auch als „dicke Marie“ bezeichnet. Der im Dreißigjährigen Krieg beschädigte, 64 m hohe Turm wurde erneuert und trägt heute ein Pyramidendach.

Im Inneren der Kirche gibt es neben den Wandmalereien zahlreiche Kunstschätze, u.a. den Rubenowstein für den von innerstädtischen Gegnern am Silvesterabend 1462 im Rathaus mit einer Axt erschlagenen Bürgermeister und Universitätsgründer (siehe Halt 4). Aus aktuellem Anlass (Strandung eines Buckelwals vor der Insel Poel) erwähnenswert: An der Südwand der nördlichen Turmseitenhalle befindet sich ein etwa sechs Meter langes Abbild eines Schwertwals. Die Kalkmalerei entstand nach einer Strandung im Greifswalder Bodden am 30. März 1545 und galt vielen Menschen im Nachhinein als böses Omen auf den Tod Martin Luthers am 18. Februar 1546.

Aus geologischer Sicht sind Findlinge am Fuße des Mauerwerks interessant, u.a. ein Rapakiwi-Granit, ordovizische Verblendplatten von Öland (Abb. 17A) und stark beschädigte Kalksteinornamente in der roten Backsteinfassade (Abb. 17B).

Mehrere Kanonenkugeln im Mauerwerk zeugen von der Zeit der Belagerung der Stadt durch den Brandenburgischen Kurfürsten Friedrich Wilhelm in den Jahren 1659 und 1678. Sie wurden nachträglich „eingemauert“ (Abb. 17C-D).

5. Etappe Marienkirche zum Stadthafen und zur Salinenstraße sowie zum Steinbecker Tor und den Credner-Anlagen bis zum Bahnhof

Von der Marienkirche geht es zum Stadthafen und weiter über die Salinenstraße zum ehemaligen Steinbecker Tor. Ab hier kommt man über die Steinbecker Straße wieder zum Dom und in die Innenstadt oder folgt der ehemaligen Stadtbefestigung und erreicht über die Credner-Anlagen wieder den Bahnhof.

Halt 16: Museumshafen mit Fangenturm

Der historische Greifswalder Stadthafen wurde 1991 an den Museumsverein übergeben. Mit mehr als 50 Schiffen ist er der größte Museumshafen Deutschlands (Abb. 18). Historische Schoner, Schlepper und Barkassen säumen den Fluss Ryck zu beiden Seiten und erinnern an die Blütezeit der Segelschiffahrt Mitte des 19. Jahrhunderts. Hinweistafeln vor den Schiffen informieren über Schiffstyp, Baujahr und Geschichte. (<https://www.greifswald.de/de/urlaub-kultur/sehenswuerdigkeiten/museumshafen/>)



Abb. 18: Abendstimmung am Greifswalder Museumshafen mit Fangenturm, einem Überrest der mittelalterlichen Stadtbefestigung. (Foto: K. Obst, 2026)

Der Fangenturm am Greifswalder Museumshafen entstand vermutlich in den Jahren um 1270/1280 im Zuge der Errichtung der Stadtmauer. Seine erste urkundliche Erwähnung datiert in das Jahr 1329, wo er als „turris captivorum“ (Turm der Gefangenen) bezeichnet wird. Aus dieser Bezeichnung entwickelte sich in der Folge die gebräuchliche Bezeichnung „Vangentorn/Fangenturm“. Als Teil der mittelalterlichen Stadtbefestigung wurde er im 18. Jahrhundert überflüssig und sollte abgerissen werden. Da aber an der Universität Greifswald ab 1741 wissenschaftliche Astronomie gelehrt wurde, ergab sich die Notwendigkeit eine Sternwarte einzurichten. Der Fangenturm wurde daher 1775 an die Universität Greifswald übergeben, anschließend zum Observatorium umgebaut und zeitweilig für Vorlesungen genutzt (<https://www.greifswald.de/de/urlaub-kultur/sehenswuerdigkeiten/backsteingotik/fangenturm/>).

Halt 17: Salinenstraße und historische Salzgewinnung in Greifswald

Die Salzgewinnung in Greifswald hat zwar eine lange Tradition, aber besonders wirtschaftlich erfolgreich war sie wohl nur phasenweise. Rosenthal wird das Gebiet nördlich des Rycks, gegenüber der historischen Altstadt genannt. Es ist eine von mehreren Salzquellgebieten in der Umgebung von Greifswald (Abb. 19A). Rosenthal entstammt dem Wort Rozsoldol, welches sich übersetzt aus dem wendischen rosol = Salzlake und dol = Tal bzw. Brunnen zusammensetzt (Metzner 1905). Obwohl schon lange vor der Gründung der Stadt Greifswald das Salz in dieser Region eine wichtige Rolle spielte, findet erst im Jahr 1206 die Salzpflanzenstelle Erwähnung in den Chroniken. 1309 zerstörte ein Sturmhochwasser alle Anlagen zur Salzgewinnung und billige Importe aus Frankreich und Spanien verhinderten eine Wiederinbetriebnahme (Reiche 1925).

Auch als die Stadt Greifswald 1452 das Rosenthal mit den Salzquellen vom Kloster Eldena erwarb, kam es nicht zur Wiederaufnahme der Salzgewinnung. Erst 1627, während des Dreißigjährigen Krieges, wurden die Salzbrunnen zur Versorgung der kaiserlichen Truppen wieder freigelegt. 1634 zerstörte ein Hochwasser

erneut die Anlagen. 1745 wurde eine Saline mit Gradierwerk erreicht, welches bereits 1770 erneuert wurde. Dadurch konnte die Salzproduktion gesteigert werden, aber die Gewinne blieben gering. Mit dem Übergang Schwedisch-Pommerns an Preußen endete die Zeit des freien Salzhandels (Berghaus 1866).

Der Salzgehalt der Solen lag zwischen 2,6-4,0 % (Karsten 1844: 163-164; Schwanert 1879). Besonders die sandigen Schichten der Unterkreide (Gault) zeigten die höchsten Werte (z.B. Bohrung „Selma“ in der Loitzer Straße, Scholz 1879), wobei Deecke (1907) noch annahm, dass sich die Salzwässer dieses Horizonts aus tiefer liegenden Quellen (Zechstein) durch Aufstieg entlang von Spalten [Störungen] speisten.

In der Mitte des 19. Jahrhunderts hatten die Gradierwerke der Saline eine Gesamtlänge von 330 Metern. Die Solpumpen wurden durch acht Windräder, Windkünste genannt, angetrieben (Abb. 19B-C). Es gab ein großes Siedehaus mit zwei und ein kleineres mit einer Pfanne. Die durchschnittliche jährlich produzierte Salzmenge lag bei 450 Tonnen. Die Unrentabilität führte nach dem verheerenden Sturmhochwasser von 1872 zur Schließung der Saline.

Halt 18: Das Steinbecker Tor

Im mittelalterlichen Greifswald gab es vier große Stadttore, das Fleischertor, das Mühlentor, das Fettentor sowie das Steinbecker Tor. Sie wurden alle im Laufe des 19. Jahrhunderts wegen Baufälligkeit, Baustoffbedarf, Platzmangel und Einschränkung des wachsenden Verkehrsflusses abgerissen. 1833 wurde das Steinbecker Tor im klassizistischem Stil wiedererrichtet, nachdem es 1817 und 1820 in zwei Schritten abgetragen wurde. Der Koloss überstand den Zweiten Weltkrieg unbeschadet, wurde dann aber 1951 aus Gründen des zunehmenden Straßenverkehrs abgerissen. (Scherer 2000).

Halt 19: Credner-Anlagen mit Rudolf-Credner-Denkmal

Zwischen 1885 und 1914 wurden die Greifswalder Wallpromenaden um neue Parkanlagen erweitert. Auf dem feuchten Wiesengelände, nordwestlich der Stadt, wurde der erste reguläre



Abb. 19: Historischer Lageplan und Stadtansichten Greifswalds. **A** Karte mit Salzquellen nördlich des Ryck von Carl Wilhelm Woerishoffer (1826), **B** Gradierwerke und Windräder zum Antrieb der Solepumpen, Ansicht aus Richtung Stralsund (Carl Wilhelm Woerishoffer 1824), **C** Blick über den Stadthafen zu den Gradierwerken am Nordufer des Ryck (Robert Geißler 1869, Lithographie: Greifswald, Hafen mit Saline).

re Stadtpark von Greifswald errichtet. Initiator war der Geographieprofessor Rudolf Credner (1850-1908). 1912 wurde ihm zu Ehren im Park ein Gedenkstein aufgestellt (Abb. 20A). Später setzte sich der Name „Credner-Anlagen“ für diesen Park durch. Westlich davon entstand eine weitere Parkanlage, die ab 1956 zum Tierpark umgewandelt wurde (Förste 2009).

Rudolf Credner, jüngerer Bruder des in Geologenkreisen wohlbekannten Hermann Credner, war durch seinen Vater Heinrich Credner eben-

falls schon frühzeitig stark an geologischen Themen interessiert und begründete mit der Übernahme einer außerordentlichen Professur im Jahr 1891 die Universitätsgeographie an der Greifswalder Alma Mater. Zu seinen Hauptforschungsgebieten gehörten die Geomorphologie, die Hydrogeographie und die Glaziologie.

1882 gründete er die Geographische Gesellschaft zu Greifswald, deren Vorsitz er bis an sein Lebensende führte und deren Jahresberichte er herausgab. 1891 wurde er in Greifswald zum

ordentlichen Professor ernannt. Im Jahr 1901 war er Rektor der Universität. Zeitlebens war er an einer Wissensvermittlung auf den Gebieten der Geologie, der Geomorphologie und Archäologie interessiert und initiierte 1904 den Bau der postum nach ihm benannten Parkanlage.

Bei der Umgestaltung der ehemaligen Nau-gangswiese ließ Rudolf Credner interessante nordische, vom Eis geschrammte Geschiebeblöcke aufstellen, die sowohl zur Verschönerung als auch zur Volksbelehrung dienen (Friedel 1905: 265). „Neben jedem Stein steht eine Erklärungstafel: Rapakivigranit von den Ålandsinseln, Helleflinta von Småland, Crinoidenkalk von Gotland und so fort.“ Die großen Geschiebe waren Geschenke von Landherren aus der Umgebung der Stadt und von Bürgern aus Greifswald selbst (Credner 1905: 220-221). Sie wurden „von den beiden besten Kennern der pommer-schen „Diluvial-Geschiebe“, den Herren Profes-soren Dr. Cohen und Dr. Deecke“ bestimmt. Auch aus der Steinzeit herrührende megalithi-sche Gräber wurden in kleineren Modellen nachgebaut (Abb. 20B). Im Greifswalder Tage-blatt vom 26. August 1904 befindet sich folgen-de Angabe: „Greifswald, 25. August. Die Stein-setzungen in unserm Stadtparke finden Beifall.“

Die Credner-Anlagen in Greifswald beherbergen somit den ältesten Findlingsgarten Deutsch-lands, der bereits mit erläuternden Informati-onstafeln zur Inlandeistheorie und zur Herkunft der Geschiebe ausgestattet war, wie Credner (1905) selbst berichtete. „Eine zur Orientierung über die Anlage wichtige Ergänzung in Gestalt zweier, unter Glas und Rahmen befindlicher Karten ist an den Eingangspfeilern des auf der Insel erbauten Pavillons angebracht. Die eine Karte stellt „Europa zur Eiszeit“ dar, die andere gibt eine Übersicht der Heimatsgebiete der auf-gestellten Blöcke. Auf ihr ist gleichzeitig eine kurz gefasste Erläuterung angebracht, die dazu dienen soll, den Besucher über Zweck und Be-deutung der Anlage zu informieren.“

Leider sind von den ehemals aufgestellten Ob-jekten nur wenige erhalten geblieben, auch Pa-villon und Informationstafeln sind verschwun-den. Dennoch ist die damalige Vision: „Es wäre wünschenswert, dergleichen in unseren öffentli-chen Anlagen, insbesondere im Viktoriapark und Humboldthain, nachzuahmen.“ (Friedel 1905), inzwischen in zahlreichen Städten und Gemeinden Norddeutschlands in Erfüllung ge-gangen. Ein schönes Erbe einer großartigen Idee Rudolf Credners!



Abb. 20: Die Credner-Anlagen am nordwestlichen Abschnitt der hier noch gut erhaltenen alten Stadtmauer mit dem Rudolf-Credner-Denkmal (A) aus dem Jahr 1912 und einem Großsteingrab-Nachbau (B) aus dem Eröffnungsjahr 1904. (Fotos: K. Obst, 2026)

Literatur:

- Ansorge, J. (2000a): Mittelalterliche Kalkbrennerei in Vorpommern.- Greifswalder Mitteilungen 4: 131-144.
- Ansorge, J. (2002): Zur anthropogenen Verbreitung von Leitgeschieben in vorindustrieller Zeit – ein Beitrag zum skandinavischen Natursteinexport.- Geschiebekunde aktuell 18 (3): 77-93.
- Ansorge, J. (2005): Handel mit Natursteinen und mineralischen Rohstoffen.- Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns 39: 129-134.
- Ansorge, J. (2018): Wallsteine als Schiffsballast auf Gotland.- Geschiebekunde aktuell 34 (4): 106-117.
- Berghaus, H.K.W. (1866): Landbuch von Neü-Vorpommern und der Insel Rügen; oder des Verwaltungs-Bezirks der Königl. Regierung zu Stralsund. Theil 4, Band 1, Enthaltend den Greifswalder Kreis nach seinen allgemeinen Verhältnissen; so wie insonderheit die historisch-statistische Beschreibung der Stadt Greifswald und der Königl. Hochschule daselbst.- 1094 S.; Anklam (W. Dietze).
- Buske, N. (2000): Hinweise auf die Kirchengeschichte Greifswalds von der Gründung der Stadt bis in die Zeit der beiden Weltkriege.- In: Wernicke, H. [Hrsg.]: Greifswald. Geschichte der Stadt.- 161-186; Schwerin (Thomas Helms Verlag).
- Credner, R. (1905): I. Sitzungen und Exkursionen in den Vereinsjahren April 1903 bis März 1905. [Im Frühjahr 1904. Findlingsanlage.] - IX. Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft zu Greifswald 1903-1905: 202-221.
- Dahlenburg, B. & Sauer, R. (2014): Der Croy-Teppich der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald – national wertvolles Kulturgut Deutschlands.- Pommern. Zeitschrift für Kultur und Geschichte. 2014 (3): 42-47.
- Dahlenburg, B. (2006): Zur Geschichte des Rubenow-Denkmal in: Universitäts- und Hansestadt Greifswald.- Komplexe Umgestaltung Rubenowplatz, Projektdokumentation: 10-14; Greifswald.
- Förste, C. „Vom Platz zum Platz“ – Freiraumplanerische Überlegung zur Herstellung eines neuen Platzes auf dem Gelände des Busbahnhofs der Universitäts- und Hansestadt Greifswald.- 50 S., Diplomarbeit, Hochschule Neubrandenburg. urn:nbn:de:gbv:519-thesis2009-0156-0
- Frenzel, P., Ansorge, J. & Viehberg, F.A. (2004): Der Greifswalder Stadtgraben vor der Industrialisierung – eine Paläomilieurekonstruktion vor archäologischem Hintergrund.- Rostocker Meeresbiologische Beiträge 12: 23-38.
- Friedel, E. (1905): 11. (3. Ordentliche Versammlung des 13. Vereinsjahres), XXXIII. Die Geographische Gesellschaft zu Greifswald.- Brandenburgia. Monatsblatt der Gesellschaft für Heimatkunde der Provinz Brandenburg zu Berlin 13: 265.
- Grusenick, D. (2008): 145 Jahre Bahnhof Greifswald. Beiträge zur Greifswalder Eisenbahngeschichte.- 88 S.; Berlin (VBN Verlag Bernd Neddermeyer).
- Heise, W. (1929): Rhombenporphyr als Gesteinstypus und als Geschiebe.- Zeitschrift für Geschiebeforschung 5: 43-47.
- Hübner, M., Repstock, A., Rommel, A., Fischer, F., Lapp, M., Breikreuz, C. & Heuer, F. (2020): Der Rochlitzer Supervulkan: Vulkanosedimentäre Faziesanalyse und Geochemie des permischen Rochlitz-Ignimbrit-Komplexes und seiner distalen Äquivalente.- Schriftenreihe des LfULG, Heft 9/2020: 1-57.
- Kiel, U. & Grusenick, D. (2013): Carl Pöpke (1797–1858) – verdienstvoller Greifswalder Bürgermeister und Eisenbahnpionier.- 48 S.; Greifswald (Stadtarchiv).
- Karsten, C.J.B. (1844): Lehrbuch der Salinenkunde, Erster Theil. Berlin (G. Reimer).
- Kattinger, D. (2000): Die Stadtentwicklung vom Ende des 13. Jahrhunderts bis 1500.- In: Wernicke, H. [Hrsg.]: Greifswald. Geschichte der Stadt.- 33-60; Schwerin (Thomas Helms Verlag).
- Lampe, R. (2012): Erster Nachweis eines Rhombenporphyr-Geschiebes in Vorpommern!?- Geschiebekunde aktuell 28 (3/4): 95-98.
- Metzner, E. (1905): Redos und Rosdal – Ein Beitrag zur Entstehungsgeschichte der Stadt Greifswald.- Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft Greifswald 9: 110-134.
- Oberdörfer, E. (2019): Greifswalder Studentenstein erneut beschmiert.- Ostseezeitung vom 13.01.2019.
- Pyl, T. (1887-99): Geschichte der Greifswalder Kirchen und Klöster, sowie ihrer Denkmäler: nebst einer Einleitung vom Ursprunge der Stadt Greifswald.- 3 Bände; Greifswald (Bindewald).
- Reiche, F. (1925): Greifswald. Eine Stadtmonographie auf geographischer Grundlage.- 93 S.; Greifswald (Bruncken & Co.).
- Scholz, M. (1879): Ueber einige in neuerer Zeit in der Stadt Greifswald und deren Umgebung angelegte Tiefbohrungen.- Mittheilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Neuvorpommern und Rügen 11: 58-67.
- Schulz, W. (2003): Geologischer Führer für den norddeutschen Geschiebesammler.- 508 S.; Schwerin (cw Verlagsgruppe).
- Schwanert, H. (1879): Ueber die Bestandtheile der Greifswalder Sole.- Mittheilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Neuvorpommern und Rügen 11: 68-71.
- Scherer, F. (2000): Stadtgeschichte von 1815 bis 1918. In: Wernicke, H. [Hrsg.]: Greifswald. Geschichte der Stadt.- 103-120; Schwerin (Thomas Helms Verlag).

Siedel, H. (2006): Sächsische „Porphyrtuffe“ aus dem Rotliegend als Baugesteine: Vorkommen, Anwendung, Eigenschaften und Verwitterung.- Berichte des Instituts für Steinkonservierung 22: 47-58.

Thümmel, H.G. (2011): Greifswald – Geschichte und Geschichten. Die Stadt, ihre Kirchen und ihre Universität.- 306 S.; Paderborn (Ferdinand Schöningh Verlag).

Wernicke, H. (2000): Greifswald. Geschichte der Stadt.- 575 S.; Schwerin (Thomas Helms Verlag).

