Faziesuntersuchungen an tertiären und quartären Sedimenten der Bohrung Garding-2

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades

„Doktor der Naturwissenschaften“

im Promotionsfach Geologie/Paläontologie

am Fachbereich Chemie, Pharmazie und Geowissenschaften

der Johannes Gutenberg-Universität Mainz

von

Christel Kathrine Herta Adams

geb. in Spaden, j. Schiffdorf

Mainz, 2018

"Little drops of water,
little grains of sand
make the mighty ocean
and the beauteous land"

nursery rhyme (1854)

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis X

Tafelverzeichnis XXII

Tabellenverzeichnis XXIII

Zusammenfassung XXV

Abstract XXVIII

1 Einleitung 1

1.1 Ziel der Arbeit **1**

1.2 Wissenschaftliche Partner innerhalb des Projekts **1**

1.3 Stand der Forschung **2**

1.3.1 Meeresspiegel und südliche Nordsee **2**

1.3.2 Stabile Isotope **2**

1.3.3 *Cerastoderma edule* als Proxy **3**

1.3.4 Foraminiferen **3**

1.3.5 Korngrößenanalyse **4**

1.3.6 Camsizer® **5**

1.4 Untersuchungsgebiet **5**

1.4.1 Glückstadtgraben und Westholsteintrog **6**

1.5 Stratigraphie **7**

2 Probengewinnung 16

2.1 Forschungsbohrung Garding-2 ..... **16**

2.2 Beprobung **17**

2.3 Probenaufbereitung **17**

3 Camsizer® Partikelanalyse 18

3.1 Material und Methoden **18**

3.1.1 Probenvorbereitung **18**

3.1.2 Messvorgang **18**

3.1.3 Partikelgrößenverteilung **20**

3.1.4 Deskriptive Statistik **22**

3.1.5 Partikelformparameter **23**
3.1.5.1 Sphärizität (Sphericity, SPHT) **23**
3.1.5.4 Symmetrie (Symmetry, Symm) **24**
3.1.5.3 Breiten-/Längenverhältnis (breadth-/length-ratio, b/l) **24**
3.1.5.2 Konvexität (Convexity, Conv) **25**
3.2 Ergebnisse **25**
3.3 Diskussion **27**
3.3.1 239,80 – 182 m **28**
3.3.1.1 239,84 – 236,84 m **29**
3.3.1.2 236,84 – 199,40 m **30**
3.3.1.3 199,40 – 181,92 m **35**
3.3.2 181,92 – 149 m **37**
3.3.3 149 – 117,72 m **40**
3.3.4 117,72 – 89 m **41**
3.3.5 89 – 79,85 m **43**
3.3.6 79,85 – 72,80 m **45**
3.3.7 72,80 – 69,30 m **46**
3.3.8 69,30 – 19,85 m **47**
3.3.9 19,85 – 1,00 m **51**
3.3.9.1 19,85 – 19, 27 m **51**
3.3.9.2 19,27 – 16,33 m **53**
3.3.9.3 16,00 – 1,00 m **54**
3.3.10 Zusammenfassung **58**
3.3.11 Sedimentdynamik **60**
4 Camsizer® Hauptkomponentenanalyse 64
4.1 Material und Methoden **64**
4.2 Ergebnisse **68**
4.2.1 Vergleichsproben **68**
4.2.2 Garding-2-Proben **72**

4.2.3 Garding-2-Proben mit Vergleichsproben **75**
4.3 Diskussion **79**
4.3.1 Vergleichsproben **79**
4.3.2 Garding-2-Proben mit Vergleichsproben **97**
4.3.2.1 239 – 182 m **100**
4.3.2.2 182 – 149 m **102**
4.3.2.3 149 – 118 m **104**
4.3.2.4 118 – 89 m **106**
4.3.2.5 89 – 72,84 m **108**
4.3.2.6 72,13 – 40 m **110**
4.3.2.7 40 – 20 m **112**
4.3.2.8 20 – 1 m **114**
4.3.3 Fazit und Ausblick **116**
5 Grobfraktionsanalyse 118
5.1 Material und Methoden **118**
5.2 Ergebnisse **120**
5.2.1 Biogene Fraktion **120**
5.2.1.1 Mollusken **121**
5.2.2 Mineralische Fraktion **123**
5.3 Diskussion **124**
5.3.1 Benthische Faunengesellschaft **124**
5.3.2 Mollusken **124**
5.3.3 Faziesmodell **126**
5.3.4 Weitere Biogenkomponenten **129**
5.3.5 Mineralische Fraktion **132**
5.3.6 Fazit **136**
6 Foraminiferen 137
6.1 Material und Methoden **137**
6.2.1 Abundanzen **139**

6.2.2 Hauptkomponentenanalyse **141**
6.2 Ergebnisse **137**
6.3 Diskussion **143**
6.3.1 Ökologie der Taxa **139**
6.3.2 Lebensweise und Überlieferung **144**
6.3.3 Abundanzen **145**
6.3.4 Hauptkomponentenanalyse **148**
7 Sclerochronologie 151
7.1 Material und Methoden **151**
7.1.1 Probennahme und Aufbereitung **151**
7.1.2 Präparation **152**
7.1.3 Färbung **153**
7.1.4 Bohren (drilling) **154**
7.1.5 Zählung der Inkremente **156**
7.1.6 Stabile Isotope **156**
7.1.7 Berechnung der Temperatur an rezenten Exemplaren **156**
7.1.8 Berechnung der Salinität **157**
7.1.8.1 Transferfunktion $\delta^{18}O$ rezent **158**
7.1.8.1.1 Temperaturberechnung **158**
7.1.9 Kathodolumineszenz **164**
7.2 Ergebnisse **165**
7.2.1 Inkremente **165**
7.2.2 Kathodolumineszenz **167**
7.2.3 Stabile Isotope **169**
7.3 Diskussion **173**
8 ^{14}C-Datierung 179
8.1 Material und Methoden **179**
8.2 Ergebnisse **179**
8.3 Diskussion **179**

9 Diskussion 181

9.1 Camsizer® **181**

9.2 Hauptkomponentenanalyse Camsizer® **182**

9.3 Grobfraktionsanalyse **183**

9.4 Sclerochronologie **184**

9.5 ^{14}C-Datierung **185**

9.6 Faziesanalyse **186**

9.6.1 Prä-Holozän **186**

9.6.2 Holozän **189**

9.7 Ausblick **190**

10 Quellenverzeichnis 191

11 Danksagungen 201

12 Eidesstattliche Erklärung 203

13 Lebenslauf 204

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1.4.1: Karte von Schleswig-Holstein mit weichselzeitlicher Eisrandlage, Salzstöcken und Bohrlokation (rotes Kreuz) im Bereich der Randsenke des Salzstocks Oldenswort (verändert nach LEHNÉ, [2005]) **6**

Abb. 1.4.1.1: Tektonische Karte des Glückstadtgrabens mit Salzstöcken, West- und Ostholsteintrog, Hamburger Trog, sowie der Bohrlokation Garding-2 (verändert nach MAYSTRENKO *et al*., [2005]) **7**

Abb. 1.5.1: Bohrung Garding- 2, 1 – 60 m, Stratigraphie nach PROBORUKMI *et al*. [2017] und PROBORUKMI & URBAN, [2017] **9**

Abb. 1.5.2: Bohrung Garding- 2, 61 – 120 m, Stratigraphie nach PROBORUKMI *et al*. [2017] **10**

Abb. 1.5.3: Bohrung Garding- 2, 121 – 180 m, Stratigraphie nach PROBORUKMI *et al*. [2017] ..**11**

Abb. 1.5.4: Bohrung Garding- 2 181 – 239,80 m, Stratigraphie nach PROBORUKMI *et al*. [2017] **12**

Abb. 1.5.5: Alters-Tiefenmodell der Bohrung Garding-2 mit der Lage der zugrunde liegenden Datenpunkte aus Tab. 1.5.1 (weiß: Schätzung, gelb OSL-Alter [ZHANG *et al*., 2014], rot: Radiokarbonalter [KROMER, unpubl.]) **13**

Abb. 1.5.6: Stratigraphische Zusammenfassung von Garding-2. Chronostratigraphie, Lithologie und Ablagerungsmilieu jeder lithologischen Einheit, sowie dessen Korrelation zum MIS-System [PROBORUKMI *et al.,* 2017] **14**

Abb. 2.1.1: Digitales Geländemodell von Eiderstedt mit den Ortschaften Garding und Welt, sowie der Bohrlokation des Garding-2 Kerns **16**

Abb. 2.2.1: Schema zur Materialentnahme der einzelnen Proben aus den Kernhälften **17**

Abb. 3.1.2.1: Ansicht des Camsizers® im Labor mit angeschlossener Druckluftleitung im Hintergrund; 1) Einfülltrichter, 2) Schüttrinne, 3) Mess-Schacht **19**

Abb. 3.1.2.2: Mess-Schacht mit Basic- und Zoomkamera, sowie den beiden Stroboskoplichtquellen (Light-Source 1 und 2) **19**

Abb. 3.1.3.1: Vergleich der Camsizer®messung (gestrichelte Linie, Volumen-%) mit den Ergebnissen der Siebung (durchgehende Linie, Gewichts-%) für Probe 37,56 m **20**

Abb. 3.1.3.2: Vergleich der Camsizer®messung (gestrichelte Linie, Volumen-%) mit den Ergebnissen der Siebung (durchgehende Linie, Gewichts-%) für Probe 4,52 m **20**

Abb. 3.1.3.3: Histogramm der Volumenprozente der Korngrößenklassen von Probe 61,47 m **21**

Abb. 3.1.3.4: Summenkurve der Volumenprozente von Probe 61,47 m **22**

Abb. 3.1.5.1.1: Darstellung der Sphärizität (SPHT) **23**

Abb. 3.1.5.2.1: Darstellung der Symmetrie (Symm) **24**

Abb. 3.1.5.3.1: Darstellung des Breiten-/Längenverhältnisses (b/l) **24**

Abb. 3.1.5.4.1: Darstellung der Konvexität (Conv) **25**

Abb. 3.2.1: Darstellung der Camsizer®parameter und statistischen Größen gegen die Tiefe der Proben des Kerns Garding-2. Mittelwert (mean), kleinste gemessene Kornfraktion (p_3 (0,063 – 0,072 mm)), maximale Korngröße, Schiefe, Sortierung, Kurtosis, Mittelwert der anzahlbezogenen Sphärizität (mean value $SPHT_0$), Mittelwert der anzahlbezogenen Symmetrie (mean value $Symm_0$), Mittelwert des anzahlbezogenen Breiten-/Längenverhältnisses (mean value b/l_0), Mittelwert der anzahlbezogenen Konvexität (mean value $Conv_0$). **25**

Abb. 3.3.1: Hjulström-Sundborg-Diagramm mit den Bedingungen für Erosion, Transport und Ablagerung von Sedimentkörnern unter Wasser und unter Luft [BAHLBURG & BREITKREUZ 2004] **28**

Abb. 3.3.1.1: Blockdiagramm mit den wichtigsten morphologischen Elementen eines mäandrierenden Flusssystems. Erosion am Prallhang und laterale Sedimentationen an den Gleithängen. Groß- und Kleinrippeln ergeben entsprechend Schrägschichtungspakete, die nach oben in Korn und Gefüge feiner werden. Das Säulenprofil zeigt die vertikale, nach oben feiner werdende Abfolge eines Gleithangs [REINECK 1984]. **28**

Abb. 3.3.1.1.1: Hochflutsediment, Korngrößenverteilung und Sphärizitätsverlauf, 238,91 m **29**

Abb. 3.3.1.2.1: Korngrößenverteilung der Rinnensedimente des Stromstrichs, 236,80 m **31**

Abb. 3.3.1.2.2: Sediment des Stromstrichs mit maximaler Korngröße 5,86 mm, 235,44 m ...**31**

Abb. 3.3.1.2.3: bimodale Korngrößenverteilung der Sedimente des Gleithangs, 233,55 m ...**32**

Abb. 3.3.1.2.4: Korngrößenverteilung der Dünensedimente, 230,83 m **32**

Abb. 3.3.1.2.5: Korngrößenverteilung der Überflutungsebene, 229,83 m **33**

Abb. 3.3.1.2.6: schlecht sortierte, sowie polymodale Verteilung, durch wechselnde Fließgeschwindigkeiten transportiert, 219,11 m **34**

Abb. 3.3.1.2.7: Stromstrichsedimente mit Roll- und Suspensionsfracht, 211,53 m **35**

Abb. 3.3.1.3.1: feinkörniges limnisches Sediment, 199,14 m **36**

Abb. 3.3.1.3.2: Sediment mit äolischer Komponente, 184,70 m **36**

Abb. 3.3.2.1: sandführender verzweigter Fluss (sand-bed braided river) mit trogförmiger Schrägschichtung (trough cross-bedding) der Großrippeln und Rinnen, sowie planarer Schrägschichtung (planar slip-face bedding) der Strominseln [SCHÄFER, 2005] **37**

Abb. 3.3.2.2: grobe Bodenfracht mit durch Strömung suspendiertem Sand, der sich in verflochtenen Flusssystemen als Bedforms in Form von Rippeln, bzw. Großrippeln festlegt [SCHÄFER 2005], 162,70 m **38**

Abb. 3.3.2.3: Sediment mit hohen Sphärizitätswerten, 170,78 m **39**

Abb. 3.3.2.4: feinkörnige äolische Sedimente, 152.75 m **39**

Abb. 3.3.3.1: äolisch transportiertes Sediment, 148,50 m **40**

Abb. 3.3.3.2: limnisch abgelagertes Sediment, 139,30 m **41**

Abb. 3.3.4.1: sandige äolische Sedimente, 102,20 m **42**

Abb. 3.3.4.2: sandig-kiesige Sedimente, 95,82 m **42**

Abb. 3.3.5.1: schlecht sortierte Verteilung mit hohem Feinanteil und matrixgestützten Klasten, 87,50 m **44**

Abb. 3.3.5.2: Schmelzwassersedimente, 84,50 m **44**

Abb. 3.3.6.1: feine Suspensionsfracht aus energiearmem Milieu, 78,72 m **45**

Abb. 3.3.7.1: Stromstrichsedimente mit hohem Anteil Suspensionsfracht, 72,13 m **46**

Abb. 3.3.7.2: fluvioglazial aufgearbeitetes palustrisches Feinmaterial, 70,50 m **47**

Abb. 3.3.8.1: Stromstrichsedimente mit hohem Anteil Suspensionsfracht, 62,50 m **48**

Abb. 3.3.8.2: gut sortierte äolische Sedimente (Sortierung σ_1 = 0,33), 54,74 m **48**

Abb. 3.3.8.3: Sedimente mit hohem Anteil Suspensionsfracht, 50,35 m **48**

Abb. 3.3.8.4: äolisches Sediment mit linksschiefer Verteilung und Modus 0,28 mm, 25,58 m **49**

Abb. 3.3.8.5: feines Sediment mit bimodaler Verteilung, 20,15 m **50**

Abb. 3.3.9.1: Hauptmerkmale und Sedimentstrukturen im mesotidalen siliziklastischen Watt (basierend auf VAN STRATEN 1954; KLEIN 1970; GINSBURG 1975; REINECK 1984, und anderen aus EINSELE 1992). Vertikale Achse etwa 500-fach überhöht. **51**

Abb. 3.3.9.1.1: Schilllage, 19,46 m **52**

Abb. 3.3.9.2.1: küstennahes (offshore) Sediment, 18,22 m **54**

Abb. 3.3.9.2.2: küstennahes (offshore/Sandwattübergang) Sediment mit beginnender Bimodalität durch Gezeitenströmung, 16,33 m **54**

Abb. 3.3.9.3.1: Küstenentwicklung Eiderstedts von 5000 – AD 1750 mit Bohrlokation Garding-2 (Kreis) [verändert nach WIELAND, 1990] **55**

Abb. 3.3.9.3.2: feines Schlickwattsediment, 12,27 m **56**

Abb. 3.3.9.3.3: feinsandiges Sediment, 5,77 m **56**

Abb. 3.3.9.3.4: feines Sediment, 2,30 m **57**

Abb. 3.3.9.3.5: feinkörniges terrestrisches Sediment, 1,46 m **57**

Abb. 3.3.10.1: Faziesübersicht Kern Garding-2 mit Stratigraphie nach PROBORUKMI *et al*. [2017], sowie den Werten mittlere Korngröße (mean), volumenprozentualer Anteil der feinsten Fraktion (p_3 0.063 – 0.072), maximale Korngröße (max. grain size), Schiefe (skewness), Sortierung (sorting), sowie die mittlere anzahlbezogene Sphärizität, Symmetrie, Breiten-/Längenverhältnis und Konvexität (mean value $SPHT_0$, $symm_0$, b/l_0, $Conv_0$) **59**

Abb. 3.3.11.1: Schematische paläogeographische Rekonstruktion des Entwässerungssystems für die Zeit Reuver bis Tegelen (Spätpliozän bis Frühpleistozän). Die Ostsee existierte noch nicht. Weser und Elbe waren Nebenflüsse des Baltischen Flusssystems. Der Alpenrhein floss zunächst noch in die Rhône, fand aber im jüngsten Pliozän Anschluss an den Oberrhein (nach Gibbard 1988), [EHLERS 2011]. **60**

Abb. 4.1.1 Probenlokationen in Florida/USA und Guadeloupe/FR-GP (verändert nach www.stepmap.de) **67**

Abb. 4.1.2: Probenlokationen in Rheinland-Pfalz, Schleswig-Holstein, Hessen/BRD, Römö/DK und London/UK (verändert nach www.stepmap.de) **67**

Abb. 4.2.1.1: Scree-Plot der Eigenwerte der vier extrahierten Hauptkomponenten der Vergleichsproben mit durch Bootstrapping (n = 1.000.000) ermittelten 95-%-Konfidenzintervallen (als Balken dargestellt) und Broken-stick-Kriterium (erwartete Eigenwerte unter zufälligem Modell, unter der roten Linie liegende Eigenwerte repräsentieren nichtsignifikante Komponenten [JACKSON, 1993]). **68**

Abb. 4.2.1.2: Scatterplot der Vergleichsroben mit Biplot der Parameter auf den Achsen der Komponenten 1 und 2. Die Winkel reflektieren die Korrelation der Parameter [LEGENDRE & LEGENDRE, 2012]. Die Ellipsen umreißen grob ähnliche Ablagerungsräume/Sedimenttypen: schwarz: Tephra, Moräne; hellblau: kalt marin; grün: fluviatil; dunkelblau: warm marin. **70**

Abb. 4.2.1.3: Graphische Darstellung der Wertebereiche der Formparameter Sphärizität (SPHT), Symmetrie (Symm), Breiten-/Längenverhältnis (b/l) und Konvexität (Conv) mit Median, den Perzentilen 75 und 25, der Standardabweichung, sowie Ausreißern. Die Whisker reichen bis zum letzten Wert innerhalb des 1,5-fachen Interquartilsabstands (letzten Wert innerhalb der 1,5-fachen Höhe der Box). Ausreißer liegen innerhalb des dreifachen Interquartilsabstands (Kreise) bzw., außerhalb davon (Sterne). **71**

Abb. 4.2.2.2: Scree-Plot der Eigenwerte der vier extrahierten Hauptkomponenten der Proben Garding-2 mit durch Bootstrapping (n = 1.000.000) ermittelten 95-%-Konfidenzintervallen (als Balken dargestellt) und Broken-stick-Kriterium (erwartete Eigenwerte unter zufälligem Modell, darunterliegende Eigenwerte repräsentieren nichtsignifikante Komponenten [JACKSON, 1993]). **73**

Abb. 4.2.2.3: Scatterplot der Proben Garding-2 mit Biplot der Parameter auf den Achsen der Komponenten 1 und 2. Die Winkel reflektieren die Korrelation der Parameter mit den Hauptkomponenten und untereinander [LEGENDRE & LEGENDRE, 2012]. Aus Gründen der Übersichtlichkeit wurde auf eine Beschriftung der einzelnen Datenpunkte verzichtet. **74**

Abb. 4.2.3.1: Scatterplot der Vergleichsproben zusammen mit den Garding-2-Proben mit Biplot der Parameter auf den Achsen der Komponenten 1 und 2. Die Winkel reflektieren die Korrelation der Parameter [LEGENDRE & LEGENDRE, 2012]. Aus Gründen der Übersichtlichkeit wurde auf die Beschriftung der Datenpunkte verzichtet. **76**

Abb. 4.2.3.2: Scree-Plot der Eigenwerte der vier extrahierten Hauptkomponenten der Proben Garding-2 mit durch Bootstrapping (n = 1.000.000) ermittelten 95-%-Konfidenzintervallen (als Balken dargestellt) und Broken-stick-Kriterium (erwartete Eigenwerte unter zufälligem Modell, darunterliegende Eigenwerte repräsentieren nichtsignifikante Komponenten [JACKSON, 1993]). **77**

Abb. 4.3.1.1: Scatterplot der Hauptkomponentenanalyse, Komponenten 1 und 2, sowie der Biplot der Variablen **79**

Abb. 4.3.1.2: Verteilung der Proben aus wärmeren- (w) und kühleren (c) Ablagerungsgebieten **80**

Abb. 4.3.1.3: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 26, Ormond Beach, unteres Intertidal **83**

Abb. 4.3.1.4: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 27, Ormond Beach, Quietschsand, oberes Intertidal **83**

Abb. 4.3.1.5: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 5, Ormond Beach, Düne Leeseite **84**

Abb. 4.3.1.6: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 32, Saint Petersburg Beach, Tempestit **84**

Abb. 4.3.1.7: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 31, Saint Petersburg Beach, Intertidal **85**

Abb. 4.3.1.8: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 30, Saint Petersburg Beach, Supratidal **85**

Abb. 4.3.1.9: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 7, Saint Petersburg Beach, Düne, Leeseite **86**

Abb. 4.3.1.10: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 43, Tephra, Bohrkern Duppacher Maar, 24,10 m **86**

Abb. 4.3.11: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 45, Wingertsbergwand, „Autobahn“ hangend **87**

Abb. 4.3.1.12: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 46, Wingertsbergwand, „Autobahn“ Mitte **87**

Abb. 4.3.1.13: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 51, Bulawayo, Pool **88**

Abb. 4.3.1.14: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 50, Bulawayo Boden **89**

Abb. 4.3.1.15: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 47, Moräne 2 .....**89**

Abb. 4.3.1.16: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 49, Moräne Kiesgrube Andresen **89**

Abb. 4.3.1.17: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 15, Havneby, grober Strand, oberes Intertidal **90**

Abb. 4.3.1.18: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 16, Havneby, unteres Intertidal **91**

Abb. 4.3.1.19: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 17, Havneby, Pferdeloch **91**

Abb. 4.3.1.20: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 19, Havneby, oberes Sandwatt **92**

Abb. 4.3.1.21: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 8, Banan Klitten, oberes Intertidal **92**

Abb. 4.3.1.22: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 13, Banan Klitten, Kiesgrube **93**

Abb. 4.3.1.23: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 21, Juvre, Salzmarsch **93**

Abb. 4.3.1.24: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 22, Lakolk, unteres Intertidal **94**

Abb. 4.3.1.25: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 35, Nahe, Bad Münster am Stein, fein **95**

Abb. 4.3.1.26: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 33, Themse, London **95**

Abb. 4.3.1.27: Darstellung des Ergebnisses der Hauptkomponenten 1 und 2, sowie der Biplot der Variablen. Gestrichelt umrandet die verschiedenen Faziesräume: 1) klastisch/Moräne, 2) warm-marin, 3) fluviatil, 4) kalt-marin **96**

Abb. 4.3.1.28: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 14, Guadeloupe **97**

Abb. 4.3.2.1: Scatterplot der Vergleichsroben aus dem kombinierten Datensatz. Die Ellipsen umreißen grob ähnliche Ablagerungsräume/Sedimenttypen: schwarz: Tephra, Moräne; hellblau: kalt marin; grün: fluviatil; dunkelblau: warm marin **99**

Abb. 4.3.2.1.1: Proben 239 – 182 m, Tertiär, mäandrierender Fluss. Die Faziesbereiche der Vergleichsproben sind angedeutet (schwarz: Tephra, Moräne; hellblau: kalt marin; grün: fluviatil; dunkelblau: warm marin) **100**

Abb. 4.3.2.2.1: Proben 182 – 149 m, verflochtener Fluss. Die Faziesbereiche der Vergleichsproben sind angedeutet. **102**

Abb. 4.3.2.3.1: Proben 149 – 118 m, äolisch, Boden, Moor, limnisch **104**

Abb. 4.3.2.4.1: Proben 118 – 89 m, verflochtener Fluss, fluvioglazial **106**

Abb. 4.3.2.5.1: Proben 89 – 72,84 m, Moräne, verflochtener Fluss, palustrisch **108**

Abb. 4.3.2.6.1: Proben 72,13 – 40 m, verflochtener Fluss, äolisch, fluvioglazial **110**

Abb. 4.3.2.7.1: Proben 40 – 20 m äolisch, fluvioglazial/ästuarin **112**

Abb. 4.3.2.8.1: Proben 20 – 1 m, flachmarin, terrestrisch, Holozän; Farben nach Fazies: gelb: terrestrisch, grau: Schlickwatt, Hellblau: Sandwatt, braun: Mischwatt, dunkelblau: Schelf **114**

Abb. 5.1.1: Ausleseformular für die Grobfraktion > 63 µm **119**

Abb. 5.2.1.1: prozentualer Anteil der Komponenten der Biogenfraktion bis 20 m (Bivalven und -bruchstücke, Gastropoden und -bruchstücke, Pflanzenreste, Diatomeen, Foraminiferen, Seeigelstacheln, Bryozoen, Balanidenplatten, Schlangensternossikel, Ostrakoden, Kotpillen, Pyritframboide) gegen die Tiefe **120**

Abb. 5.2.1.2: Prozentualer Anteil der Komponenten der Biogenfraktion bis 75 m (Bivalven und -bruchstücke, Gastropoden und -bruchstücke, Pflanzenreste, Diatomeen, Foraminiferen, Seeigelstacheln, Bryozoen, Balanidenplatten, Schlangensternossikel, Ostrakoden, Kotpillen, Pyritframboide) gegen die Tiefe **121**

Abb. 5.2.1.1.1: Anwesenheitsdiagramm der identifizierten Taxa *Hydrobia ulvae*, *Cerastoderma edule*, *Retusa obtusa*, *Macoma balthica*, *Spisula solida*, *Mytilus edulis*, *Nucula nucleus*, *Corbula gibba*, *Ensis ensis, Mya truncata* und *Philine aperta* gegen die Tiefe **121**

Abb. 5.2.2.1: Darstellung der prozentualen Anteile mineralischen Bestandteile Quarz, Mineralaggregate, Hell-, sowie Dunkelglimmer Mineralkörner und Gesteinsfragmente bis 72 m Tiefe, sowie der Sedimentmodus (sed. mode) und der prozentuale Volumenanteil der feinsten Korngrößenklasse (p_3 0.063-0.072) **123**

Abb. 5.3.3.1: aus dem Sedimentmodus, den Kernfotos und den bevorzugten Lebensbedingungen der Mollusken abgeleitetes Faziesmodell, dargestellt gegen das Alter**127**

Abb. 5.3.3.2: Lithologie und Chronologie des Kerns Garding-2 mit Faziesmodell nach ZHANG *et al*. [2014], sowie aus Mollusken- und Sedimentdaten abgeleitet **128**

Abb. 5.3.3.3: relative Meeresspiegelkurve gegen das Alter, abgeleitet aus dem Faziesmodell (Abb. 5.3.3.2) **128**

Abb. 5.3.4.1: biogene Makroreste; unterlegt mit Faziesmodell gegen das Alter **130**

Abb. 5.3.4.2: Anwesenheitsdiagramm der Biogenkomponenten (Bivalven und -bruchstücke, Gastropoden und -bruchstücke, Pflanzenreste, Diatomeen, Foraminiferen, Seeigelstacheln, Bryozoen, Balanidenplatten, Schlangensternossikel, Ostrakoden, Kotpillen, Schwammnadeln) bis 72 m **131**

Abb. 5.3.4.3: Sedimentmodus, Feinanteil, sowie relative Häufigkeiten von Pflanzenresten, Kotpillen und Bryozoen von 20 bis 75 m Tiefe, sowie ^{14}C-Datierungen an Pflanzenresten (1 σ) **132**

Abb. 5.3.5.1: Darstellung der prozentualen Anteile mineralischer Bestandteile Quarz, Mineralaggregate, Hell- und Dunkelglimmer Mineralkörner und Gesteinsfragmente bis 7200 yr b2k, sowie der Sedimentmodus (sed. mode) und der prozentuale Volumenanteil der feinsten Korngrößenklasse (p_3 0.063-0.072), sowie hinterlegtem Sedimentfaziesmodell **133**

Abb. 5.3.5.2: Gipsaggregate, 11,64 m **133**

Abb. 5.3.5.3: Gipskristalle, 6,36 m **135**

Abb. 5.3.5.4: Darstellung der prozentualen Anteile mineralischer Bestandteile Quarz, Mineralaggregate, Hell- und Dunkelglimmer, Mineralkörner und Gesteinsfragmente von 20 – 72 m, sowie der Sedimentmodus (sed. mode), der prozentuale Volumenanteil der feinsten Korngrößenklasse (p_3 0.063-0.072), sowie der maximalen Korngröße (max grain size) **136**

Abb. 6.2.1: Agglutinierte Foraminifere *Psammosphaera fusca*, 77m **139**

Abb. 6.2.1.1: Abundanzen der Foraminiferen-Arten *Elphidium williamsoni*, *Ammonia beccarii*, *Quinqueloculina* sp., *Haynesina germanica*, *Trochammina inflata*, *Bolivina* sp., *Elphidium excavatum*, *Triloculina* sp., *Lagena* sp. gegen die Tiefe aufgetragen **140**

Abb. 6.2.1.2: Abundanzen der Foraminiferen-Arten *Elphidium williamsoni*, *Ammonia beccarii*, *Quinqueloculina* sp., *Haynesina germanica*, *Trochammina inflata*, *Bolivina* sp., *Elphidium excavatum*, *Triloculina* sp., *Lagena* sp., sowie der Sedimentmodus gegen das Alter aufgetragen; Altersmodell nach ZHANG *et al*. [2014] **140**

Abb. 6.2.2.1: Scree-Plot der Eigenwerte der 5 extrahierten Hauptkomponenten der Foraminiferendaten mit durch Bootstrapping (n = 1.000.000) ermittelten 95-%-Konfidenzintervallen (als Balken dargestellt) und Broken-stick-Kriterium (erwartete Eigenwerte unter zufälligem Modell, darunterliegende Eigenwerte repräsentieren nichtsignifikante Komponenten [JACKSON, 1993]) **142**

Abb. 6.3.2.1: Mikrohabitate benthischer Foraminiferen in einer marinen benthischen Umgebung, verändert nach JORISSEN [1999] **145**

Abb. 6.3.3.1: Abundanzen der Foraminiferen-Arten *Elphidium williamsoni*, *Haynesina germanica*, *Elphidium excavatum, Ammonia beccarii* und *Trochammina inflata*, der Anteil an Pflanzenresten, sowie der Sedimentmodus in mm und der Feinanteil repräsentiert durch die Korngrößenfraktion 0,063-0,072 mm in Vol. - % gegen das Alter [a b2k] aufgetragen **147**

Abb. 6.3.4.1: Scatterplot der Hauptkomponenten 1 und 2 mit den fünf Arten *Ammonia beccarii, Haynesina germanica, Elphidium excavatum, Elphidium williamsoni* und *Trochammina inflata,* die zusammen rund 70 % der Varianz erklären. Die Probenpunkte sind nach den zugeordneten Fazies eingefärbt (pink: terrestrisch (1,46 m), braun: Mischwatt, Cyan: Sandwatt, schwarz: Schlickwatt, dunkelblau: innerer Schelf). **148**

Abb. 7.1.2.1: a) Mit Epoxidharz präparierte Klappe von *C. edule*, b) gesägt, c) einzelner Schliff, d) auf Objektträger geklebter und polierter Schliff **152**

Abb. 7.1.3.1: Mit Mutvei'scher Lösung gefärbte Probe NHSA6L, ventraler Klappenrand, mit deutlich sichtbaren Wachstumslinien (die Außenseite der Klappe zeigt nach links). Die feinen Linien werden im Gezeitenzyklus gebildet, die groben (Pfeil) während längerer Wachstumsunterbrechungen (Kälte- oder Hitzeperioden, Fortpflanzung, Umlagerung durch Fressfeinde, usf.). **153**

Abb. 7.1.8.1: δ^{18}O und δ^{13}C-Werte von WH3R (gesammelt Sept. 2012) **157**

Abb. 7.1.8.2: Niederschlag 2011 und 2012 der Station List/Sylt [www.wetterkontor.de]....**158**

Abb. 7.1.8.1.1.1: Probe WH1R mit berechneter Temperatur (rot), gemessener Temperatur (grau) und korrigiertem δ^{18}O-Wert (blau) **160**

Abb. 7.1.8.1.1.2: Probe WH2R mit berechneter Temperatur (rot), gemessener Temperatur (grau) und korrigiertem δ^{18}O-Wert (blau) **161**

Abb. 7.1.8.1.1.3: Probe WH3R mit berechneter Temperatur (rot), gemessener Temperatur (grau) und korrigiertem δ^{18}O-Wert (blau) **161**

Abb. 7.1.8.1.1.4: δ^{13}C-Werte gegen monatlichen Niederschlag der Probe WH1R mit Regressionsgerader, deren Gleichung und dem Bestimmtheitsmaß R^2 .....**162**

Abb. 7.1.8.1.1.5: δ^{13}C-Werte gegen monatlichen Niederschlag der Probe WH2R mit Regressionsgerader, deren Gleichung und dem Bestimmtheitsmaß R^2 .....**163**

Abb. 7.1.8.1.1.6: δ^{13}C-Werte gegen monatlichen Niederschlag der Probe WH3R mit Regressionsgerader, deren Gleichung und dem Bestimmtheitsmaß R^2 .....**163**

Abb. 7.2.1.1: Ausschnitt der Inkremente von Exemplar WH1R. In der Vergrößerung sind die Inkremente zwischen zwei Springtiden gekennzeichnet. **165**

Abb. 7.2.1.2: Gezeiten im Tümlauer Hafen (Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie 2017) **166**

Abb. 7.2.2.1: Vergrößerter Ausschnitt eines Abschnitts von Exemplar b19,84mL (links Ventralrand) mit deutlich zonierter grüngelber Kathodolumineszenz entlang der Wachstumszonen **167**

Abb. 7.2.3.1: Die Ergebnisse der Isotopenmessungen $\delta^{18}O$ (rot) und $\delta^{13}C$ (blau) der nichtalterierten Exemplare in ‰ vs. PDB für die Proben WH1R, WH2R, WH3R, 2,23mL, 2,72mR, 19,46mL, 19,71mR und 19,84mL **170**

Abb. 7.2.3.2: Boxplots der $\delta^{13}C$-Werte der am wenigsten alterierten Bivalven mit Median, den Perzentilen 75 und 25, Standardabweichung, sowie Ausreißern. Die Whisker reichen bis zum letzten Wert innerhalb des 1,5-fachen Interquartilsabstands (letzten Wert innerhalb der 1,5-fachen Höhe der Box). Ausreißer liegen innerhalb des dreifachen Interquartilsabstands (Kreise) bzw., außerhalb davon (Sterne). **171**

Abb. 7.2.3.3: Boxplots der $\delta^{18}O$-Werte der am wenigsten alterierten Bivalven mit Median, den Perzentilen 75 und 25, Standardabweichung, sowie Ausreißern. Die Whisker reichen bis zum letzten Wert innerhalb des 1,5-fachen Interquartilsabstands (letzten Wert innerhalb der 1,5-fachen Höhe der Box). Ausreißer liegen innerhalb des dreifachen Interquartilsabstands (Kreise) bzw., außerhalb davon (Sterne). **172**

Abb. 7.3.1: Boxplots der $\delta^{18}O$-Werte der jeweiligen Exemplare mit Median (horizontale Linie innerhalb der Box), den Perzentilen 75 und 25 (Ober- und Unterkante der Box), sowie Ausreißern. Die Whisker reichen bis zum letzten Wert innerhalb des 1,5-fachen Interquartilsabstands (letzten Wert innerhalb der 1,5-fachen Höhe der Box, Standardabweichung σ). Als Kreise markierte Ausreißer liegen innerhalb des dreifachen Interquartilsabstands, Ausreißer außerhalb des dreifachen Interquartilsabstands sind als Sterne dargestellt **(**Alter aus Altersmodell nach ZHANG *et al*. [2014]). **174**

Abb. 7.3.2: Boxplots der $\delta^{13}C$-Werte der jeweiligen Exemplare mit Median (horizontale Linie innerhalb der Box), den Perzentilen 75 und 25 (Ober- und Unterkante der Box), sowie Ausreißern. Die Whisker reichen bis zum letzten Wert innerhalb des 1,5-fachen Interquartilsabstands (letzten Wert innerhalb der 1,5-fachen Höhe der Box, Standardabweichung σ). Als Kreise markierte Ausreißer liegen innerhalb des dreifachen Interquartilsabstands, Ausreißer außerhalb des dreifachen Interquartilsabstands sind als Sterne dargestellt **(**Alter aus Altersmodell nach ZHANG *et al*. [2014]). **175**

Abb. 7.3.3: Effekte von Evaporation, Präzipitation, polarem Schmelzwasser und Frosteffekten auf die Komposition stabiler Isotope und die Salinität [SHARP, 2007] **176**

Tafelverzeichnis

Tafel 5.2.1.1.1: a) Bivalve, 19,84 m; b) Bivalvenbruchstück; c) Gastropode, 7,02 m; d) Foraminifere, 18,22 m; e) Diatomee, 6,36 m; f) Seeigelstachel; g) Bryozoen, 8,59 m; h) Schwammnadel, 39,39 m; i) Ophiurenrest, 17,11 m; j) Balanidenplatte, 5,77 m; k) Ostrakode; l) glaukonitisierte Kotpillen, 25,14 m; m) Pflanzenrest; n) Pyritframboid, 17,11 m; o) Quarzkorn; p) Hellglimmer, 7,11 m; q) Dunkelglimmer, 17,11 m; r) Gesteinsbruchstück, 27,46 m; s) „Tonklumpen“, t) Plastikschnipsel vom Aufsägen des Liners, 17,11 m. a) bis n) biogen, m) bis s) mineralisch, t) anthropogen **122**

Tafel 6.2.1: Im holozänen Kernabschnitt ausgezählte Foraminiferen: a) *Elphidium williamsoni*, 19,68 m, b) *Haynesina germanica*, 18,22 m, c) *Elphidium excavatum*, 19,44 m, d) *Ammonia beccarii*, 19,29 m, e) *Trochammina inflata*, 7,60 m, f) *Quinqueloculina* sp., 17,11 m, g) *Lagena* sp., 1,46 m, h) *Triloculina* sp. 17,11 m **138**

Tafel 7.1.4.1: Die beprobten Exemplare 2,23m, 2,72mR, 4,52mR, 19,46mL, 19,46mR, 19,50mR, 19,58mR und 19,68mR **154**

Tafel 7.1.4.2: Die beprobten Exemplare 19,71mR, 19,78m, 19,71mR, 19,84m, 19,84mL, WH1R, WH2R und WH3R **155**

Tafel 7.2.2.1: Kathodolumineszenzaufnahmen von WH1R, WH2R, WH3R, 2.23mL, 2.72mL, 4.52m, 19.46mL, 19.46mR, 19.50mR und 19.58mR **168**

Tafel 7.2.2.2: Kathodolumineszenzaufnahmen von 19.68mR, 19.71m, 19.71mR, 19.78m, 19.84mL und 19.84mR **169**

Tabellenverzeichnis

Tab. 1.5.1: Datengrundlage für das Alters-Tiefenmodell Garding-2 .....**8**

Tab. 1.5.2: Zusammenfassung der palynologischen Charakteristika der local pollen assemblage zones (LPAZ) und Vergleich mit den konventionellen Pollenzonen von Firbas (1949) und Overbeck (1975), sowie Ablagerungsmilieus und Datierungsergebnisse von ZHANG *et al*. [2014] für den holozänen Abschnitt der Bohrung Garding-2 [PROBORUKMI *et al*., 2017] **15**

Tab. 3.1.3.1: Größenklassenmodell für die Camsizer®messungen, Fraktionsobergrenzen in mm (unterste Grenze 0,025 mm) **21**

Tabelle 3.3.1: Übersicht der Kernabschnitte mit beobachteter Fazies und Stratigraphie (nach PROBORUKMI *et al.* [2017] und PROBORUKMI & URBAN [2017]) **27**

Tab. 4.1.1: Aufstellung der Proben, die zur Hauptkomponentenanalyse verwendet wurden. Die Proben Nr.37 bis 40 wurden freundlicherweise von Frau Dipl.-Geol. Marieke Röhner zur Verfügung gestellt. Probe Nr. 47 wurde von Herrn Prof. F. Sirocko überlassen. Probe Nr. 14 wurde von Frau Dr. I. Diez gesammelt. Die Ziffern der ersten Spalte geben das Ablagerungsmilieu (facies) an (0 Düne, 1 marin, 2 fluviatil, 3 pyroklastisch (Tephra), 4 Moräne, 5 Verwitterung/Boden). **66**

Tab. 4.2.1.1: Zusammenfassung der Hauptkomponentenanalyse der Vergleichsproben. Angegeben sind die Eigenwerte der Komponenten (PC) 1 - 4, die durch jede Hauptkomponente erklärte Varianz in Prozent, die kumulative erklärte Varianz und die durch Bootstrapping ermittelten 95-%-Konfidenzintervalle der Eigenwerte (Bootstrap n = 1.000.000). **68**

Tab. 4.2.1.2: Koeffizientenmatrix für die Komponenten 1 und 2 der Vergleichsproben **69**

Tab. 4.2.1.3: Korrelationsmatrix für die Komponenten 1 und 2 der Vergleichsproben **69**

Tab. 4.2.1.4: Wertebereiche [% ≤ 0,9] der Formparameter Sphärizität (SPHT), Symmetrie (Symm), Breiten-/Längenverhältnis (b/l) und Konvexität (Conv) **71**

Tab. 4.2.2.1: Zusammenfassung der Hauptkomponentenanalyse der Proben Garding-2. Angegeben sind die Eigenwerte der Komponenten (PC) 1 - 4, die durch jede Hauptkomponente erklärte Varianz in Prozent, die kumulative erklärte Varianz und die

durch Bootstrapping ermittelten 95-%-Konfidenzintervalle der Eigenwerte (Bootstrap n = 1.000.000). **72**

Tab. 4.2.2.2: Koeffizientenmatrix für die Komponenten 1 und 2 der Proben Garding-2 ..... **73**

Tab. 4.2.2.3: Korrelationsmatrix für die Komponenten 1 und 2 der Proben Garding-2 ..... **73**

Tab. 4.2.3.1: Zusammenfassung der Hauptkomponentenanalyse der Proben Garding-2 zusammen mit den Vergleichsproben. Angegeben sind die Eigenwerte der Komponenten (PC) 1 - 4, die durch jede Hauptkomponente erklärte Varianz in Prozent, die kumulative erklärte Varianz und die durch Bootstrapping ermittelten 95-%-Konfidenzintervalle der Eigenwerte (Bootstrap n = 1.000.000). **77**

Tab. 4.2.3.2: Koeffizientenmatrix für die Komponenten 1 und 2 des gemeinsamen Datensatzes der Vergleichsproben und der Proben Garding-2 ..... **78**

Tab. 4.2.3.1: Korrelationsmatrix für die Komponenten 1 und 2 des gemeinsamen Datensatzes der Vergleichsproben und der Proben Garding-2 ..... **78**

Tab. 4.3.1.1: dynamische Viskosität η verschiedener Medien **81**

Tab. 5.3.2.1: Zusammenfassung der bevorzugten Habitate der Molluskenarten **125**

Tab. 6.2.2.1: Zusammenfassung der Hauptkomponentenanalyse der Foraminiferendaten. Angegeben sind die Eigenwerte der Komponenten, die erklärte Varianz in Prozent, die kumulative erklärte Varianz und die durch Bootstrapping ermittelten 95-%-Konfidenzintervalle der Eigenwerte (Bootstrap n = 1.000.000). **141**

Tab. 6.2.2.2: Koeffizientenmatrix für die Komponenten 1 und 2 der untersuchten Taxa **141**

Tab. 6.2.2.3: Korrelationsmatrix für die Komponenten 1 und 2 der untersuchten Taxa **142**

Tab. 7.1.1.1: Übersicht der bearbeiteten Bivalvenklappen **151**

Tab. 7.1.8.1.1.1: Werte zur Temperaturberechnung beispielhaft an Probe WH1R **159**

Tab. 7.2.2.1: Ergebnisse der Kathodolumineszenzuntersuchungen **167**

Tab. 8.1.1: Aufstellung der Proben für die ^{14}C-Datierung **179**

Tab. 8.2.1: Ergebnisse der ^{14}C-Datierungen **180**

Zusammenfassung

In dieser Arbeit wurde an tertiären und quartären Sedimenten der Bohrung Garding-2 mit unterschiedlichen Methoden eine Faziesrekonstruktion vorgenommen. Die Bohrung wurde im Gardinger Tertiärtrog abgeteuft, um eine möglichst vollständige Abfolge quartärer Sedimente zu erhalten, deren Untersuchung unter anderem zur Entschlüsselung der kleinräumig sehr unterschiedlichen Regressions- und Transgressionsgeschichte der südlichen Nordsee, sowie der Gliederung des Mittleren und Frühen Pleistozäns und der Analyse der Klimaentwicklung an der Plio-/Pleistozängrenze beitragen soll. Die Bohrlokation liegt an der Küste der südlichen Nordsee auf der Halbinsel Eiderstedt, war jedoch vor den großflächigen Eindeichungen des 11. Jh. während des Holozäns flachmarin. Liegend davon befinden sich fluviatile, äolische, lakustrine, palustrische und pedogene Sedimente des Pleistozäns, sowie des Pliozäns [ZHANG *et al*., 2014, PROBORUKMI *et al*., 2017, PROBORUKMI & URBAN, 2017].

An den gesamten Sedimenten wurden Korngrößen- und Formparameteranalysen mittels Camsizer®messung durchgeführt. Der Camsizer® erlaubt optoelektronische Analysen rieselfähiger Materialien in Korngrößenbereich 30 µm bis 30 mm in kürzester Zeit. Mit Hilfe von Mikroskopfotos und dem Formparameter Sphärizität wurde anhand der Siebkurve eine Fazieszuordnung der Sedimente des Kerns Garding-2 getroffen. Daraus ergibt sich, dass an der Bohrlokation im ausgehenden Pliozän ein distales mäandrierendes Flusssystem vorherrschte, das sich mit zunehmender Klimaänderung an der überlieferten Plio-/Pleistozängrenze zu einem verflochtenen Flusssystem änderte. Dieser Sedimentationstyp herrschte überwiegend das gesamte Pleistozän über vor, unterbrochen von der Entwicklung von Mooren und Sümpfen in Warmphasen (Sedimente der marinen Transgressionen während des Holstein- und Eem-Interglazials wurden erodiert und nicht überliefert), äolischen Sedimenten im Glazial, sowie Moränenmaterial durch Gletscher und fluvioglazialen Transport.

Von überwiegend rezenten Vergleichsproben bekannter Genese wurden, ebenfalls mittels Camsizer®, die Formparameter Sphärizität, Symmetrie, Breiten-/Längenverhältnis und Konvexität ermittelt. Es wurden kaltmarine, warmmarine, fluviatile und Tephra-, Moränen- und Verwitterungsproben herangezogen. Die Daten der vier Formparameter der rezenten Vergleichsproben wurden einer Hauptkomponentenanalyse unterzogen. Dabei

zeigte sich, dass der größte Teil der Varianz des Datensatzes durch zwei Hauptkomponenten erklärbar ist und sich hiermit die Proben nach Sedimentationsprozess, bzw. Ablagerungsmilieu gut voneinander abgrenzen lassen. Vergleichend auf die Sedimente des Kerns Garding-2 angewandt, zeigte sich diese Methode trotz geringer Probenzahlen und Sedimentvarianten vielversprechend und weitgehend widerspruchsfrei. Es lassen sich deutlich proximal abgelagerte Sedimente von distalen abgrenzen, zudem lässt das Ergebnis in gewissem Rahmen Aussagen über die Art des Transports und die klimatischen Bedingungen während der Sedimententstehung zu. Die Methode würde durch zusätzliche Proben aus weiteren Ablagerungsmilieus und insgesamt erhöhter Probenanzahl an Aussagekraft gewinnen.

Die holozänen und spätpleistozänen Sedimente bis 70 m Tiefe wurden einer Grobfraktionsanalyse unterzogen, welche die Partikel > 63 mm betrifft. An den Sedimenten der obersten 20 m des Holozäns wurde anhand von Sedimentparametern, sowie den Molluskenvorkommen eine Faziszuordnung vorgenommen. Demnach sind die ersten holozänen Sedimente des Kerns während des Atlantikums im Schelfbereich abgelagert worden. Der rasante Meeresspiegelanstieg zu Beginn des Holozäns erodierte einen Teil der spätpleistozänen Sedimente, sowie die Ablagerungen des Präboreals und Boreals [ZHANG *et al.,* 2014, PROBORUKMI & URBAN, 2017]. Der relative Meeresspiegel sank ab und es wurden während des Subboreals Sandwattsedimente abgelagert. Es folgte ein weiterer Meeresspiegelrückgang, der zur Bildung eines Schlickwatts führte, gefolgt von Mischwatt. Diesem folgte die Ausbildung eines Strandwalls oder einer Sandbank. Darüber lagern während des ausgehenden Subboreals und beginnenden Subatlantikums akkumulierte Mischwattsedimente, bis letztlich nach der Eindeichung des Gebiets um das 11. Jh. terrestrische und lagenweise Sturmflutsedimente abgelagert wurden.

Die im Sediment enthaltenen Foraminiferen wurden gesondert bestimmt und gezählt. Ihre Abundanzen bilden die Datengrundlage für eine weitere Hauptkomponentenanalyse, welche die ursprüngliche Fazieseinteilung durch die von den einzelnen Arten bevorzugten Umweltbedingungen (Salinität, Energieniveau) überwiegend bestätigt. Ein Rezentvergleich mit der Foraminiferenvergesellschaftung in einem ähnlichen

wie dem für Garding-2 angenommenen Milieu würde hier zu vermehrter Genauigkeit beitragen.

Die Bestrebungen, mit Hilfe der Daten der Verhältnisse stabiler Isotopen ($\delta^{18}O$ und $\delta^{13}C$), die Temperatur, bzw. die Entwicklung der Saisonalität im Holozän zu rekonstruieren verliefen ergebnislos. Es zeigte sich jedoch ein Signal, das als Isotopie der schmelzenden Eismassen im frühen Holozän gedeutet werden kann. Die genaue Datierung der untersuchten Bivalven ist hier jedoch notwendig, zudem haben sich nur wenige Bivalvenklappen als geeignet herausgestellt.

Die Ergebnisse der ^{14}C-Datierungen, die im grobsandig-kiesigen Sediment zwischen 20 und 70 m an Holzresten vorgenommen wurden, zeigen, dass den Holzresten Alter zwischen GI 6 (Greenland Interstadial) [SVENSSON *et al*., 2008] und GI 14-a [RASMUSSEN *et al*., 2014] im MIS 3 (Marine Isotope Stage) zuzuordnen sind, was sich mit Ergebnissen von SIROCKO *et al.* [2016] deckt, die für diesen Zeitraum in der Eifel einen Übergang von Fichtenwald über Fichten-Hainbuchen-Mischwald hin zu Borealem Wald und Steppenvegetation nachwiesen.

Abstract

In this study, a facies reconstruction was carried out at Tertiary and Quaternary sediments of research drillcore Garding-2 by different methods. The core was drilled in the Garding Tertiary Trough with the objective to obtain, as complete as possible, a sequence of Quaternary sediments, their investigation, including, to decipher the very diverse small-scale regression and transgression history of the southern North Sea, as well as the classification of the Middle and Early Pleistocene and to contribute to the analysis of the climate evolution around the Plio-/Pleistocene boundary. The core is located on the coast of the German southern North Sea on the peninsula Eiderstedt, but represented before the large-scale dykings in the 11th century took place, a shallow marine environment during the Holocene. Beneath these Holocene strata, fluviatile, aeolian, lacustrine, palustrine and pedogenic sediments of the Pleistocene and Pliocene are located [ZHANG *et al*., 2014, PROBORUKMI *et al*., 2017, PROBORUKMI & URBAN, 2017].

Grain size- and shape parameter analyses were performed on the entire sediments by Camsizer®measurements. The Camsizer® allows opto electronic analysis of free-flowing materials in grain sizes ranging from 30 µm to 30 mm in a very short time span. With microscope photos and the shape parameter sphericity, a facies assignment of the sediments of the core Garding-2 was carried out on the basis of their grain-size distributions. As a result, a distal meandering river system prevailed at the core location during the end of the Pliocene, which changed with progressing climate alterations at the documented Plio-/Pleistocene boundary to a braided river system. This type of sedimentation predominated throughout the Pleistocene, interrupted by the development of bogs and swamps in warm periods (sediments of marine transgressions during the Holstein and Eem interglacial were eroded and were not recorded), aeolian sediments during glacials, as well as till material by glaciers or fluvioglacial transport.

Predominantly recent reference samples of known genesis were taken and their shape parameters sphericity, symmetry, breadth-/length ratio and convexity were also determined by Camsizer® measurements. Cold marine, warm marine, fluvial and tephra, till and weathering samples were used. The data of the four shape parameters of the recent comparative samples were subjected to a principal component analysis. It was shown that

the majority of the variance of the data set can be explained by two principal components and that samples of the same group can be distinguished from others. Compared to the sediments of the core Garding-2, this method shows promising results, despite the low number of samples and sediment variants and appears largely consistent. It is possible to distinguish proximally deposited sediments from distal ones. In addition, the result allows a certain amount of information about the type of transport and the climatic conditions during sediment formation. The method would become more significant with additional samples from other depositional environments and an overall increased number of samples.

The Holocene and Late Pleistocene sediments up to a depth of 70 m were subjected to a coarse fraction analysis which concerned the particles > 63 mm. A Facies classification of the sediments of the top 20 m of the Holocene was performed on the basis of sediment parameters, as well as the deposited molluscs. Accordingly, the lowermost Holocene sediments of the core were deposited in the shelf area during the Atlantic stage. During the rapid sea-level rise at the beginning of the Holocene, part of the Late Pleistocene sediments, as well as the deposits of the Preboreal and Boreal [ZHANG *et al*., 2014, PROBORUKMI & URBAN, 2017] were eroded. The sea level dropped and sand flat sediments were deposited during the Subboreal. Another sea level decline followed, leading to the formation of mud flats, followed by mixed flat sediments. This was followed by the formation of a beach wall or a spit. On top of this mixed flat sediments were deposited during the outgoing Subboreal and the beginning of the Subatlantic, until finally, after the dyking of the area around the 11th century, terrestrial sediments and intercalated storm tide sediments were deposited.

The foraminifers in the sediment were separately determined and counted. Their abundances form the data base for a further principal component analysis, which confirms the original facies classification due to the environmental conditions (salinity, energy level) preferred by the individual species. A comparison with the foraminiferal association in a recent setting similar to that presumed for Garding-2 would contribute to increased accuracy.

The efforts to reconstruct the temperature and the development of the seasonality in the Holocene by means of the data of stable isotope ratios ($\delta^{18}O$ and $\delta^{13}C$) were

inconclusive. However, it showed a signal that can be interpreted as the isotopy of the melting ice masses in the early Holocene. The exact dating of the examined bivalves is, nevertheless, necessary here, besides, only a few bivalve shells have been found to be suitable.

The results of the radiocarbon dating of wood residues from coarse, gravelly sediment between 20 and 70 m show that the pieces show ages between GI 6 (Greenland Interstadial) [SVENSSON *et al*., 2008] and GI 14-a [RASMUSSEN *et al.*, 2014] in the MIS 3 (Marine Isotope Stage), which is consistent with results of SIROCKO *et al*. [2016], which showed a transition from spruce forest over spruce-hornbeam mixed forest to boreal forest and steppe vegetation for this period in the Eifel.

1 Einleitung

1.1 Ziel der Arbeit

Das Projekt der Forschungsbohrung Garding-2 wurde durchgeführt, um eine vollständige Abfolge quartärer Sedimente zu erhalten, die ein weiteres Puzzleteil der Entschlüsselung der kleinräumig sehr unterschiedlichen Regressions- und Transgressionsgeschichte der südlichen Nordsee darstellt. Zielsetzung des Projekts war darüber hinaus die Datierung der Interglaziale und deren palynologische Charakterisierung, sowie die Gliederung des Mittleren und Frühen Pleistozäns und die Analyse der Klimaentwicklung an der Plio-/Pleistozängrenze.

Diese Arbeit soll nun mittels sedimentologischer Untersuchungen den Ablagerungsraum und die Sedimentfazies klassifizieren, um hierdurch zu einem umfassenderen Verständnis der Verhältnisse der Meeresspiegelgeschichte und der klimatischen Bedingungen am Ort der Bohrlokation und im norddeutschen Küstenraum zu gelangen. Zusätzlich wurde eine Grobfraktionsanalyse der Sedimente (bis 70 m Tiefe) durchgeführt. Anhand der Organismenvorkommen (Mollusken), sowie der Sedimentparameter (Korngröße, Feinanteil) wurde eine Fazieseinteilung des oberen, holozänen Abschnitts vorgenommen. Aus Sedimentproben bekannter Genese wurde ein Vergleichsdatensatz erstellt und mittels Hauptkomponentenanalyse der Camsizer®parameter geprüft, ob sich die Proben hinsichtlich der Genese in den Hauptkomponenten unterscheiden, bzw. ob die im Datensatz enthaltene Varianz mehrere Faktoren zur Erklärung derselben zulässt. An geeigneten Exemplaren *Cerastoderma edule* wurde mittels stabiler Isotopenverhältnisse $\delta^{18}O$ und $\delta^{13}C$ untersucht, ob eine Temperaturrekonstruktion möglich ist und die Entwicklung der Saisonalität während des Holozäns nachzuvollziehen ist.

1.2 Wissenschaftliche Partner innerhalb des Projekts

Das Projekt Garding-2 wurde unter der Leitung von Prof. M. Frechen durchgeführt. Dr. C. Rolf und J. Zhang vom Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik, LIAG Hannover führten Datierungen, Bohrlochgeophysik und geophysikalische Bohrkernmessungen durch. Dr. A. Grube vom Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume (LLUR), Abteilung Geologie und Boden in Flintbek übernahm die Geologische Betreuung der Bohrung, die

Regionale Geologie, und die administrative Koordination vor Ort. Prof. B. Urban und M. Sekhar Proborukmi von der LEUPHANA Universität Lüneburg, Institut für Ökologie ermittelten die Palynologie und rekonstruierten die Paläo-Umwelt, sowie das Paläoklima anhand dieser Daten.

1.3 Stand der Forschung

1.3.1 Meeresspiegel südliche Nordsee

Seit dem letzten Jahrhundert wurden zahlreiche Studien im Nordseeküstenbereich unternommen, um Sedimentationsprozesse, Paläoklimabedingungen, sowie eustatische und glazioisostatische Geschichte zu rekonstruieren [ZHANG *et al*. 2014 und darin zitierte Arbeiten]. Galt die Nordsee lange Zeit als isostatisch unbeeinflusst und dadurch ideal für Studien der eustatischen Meeresspiegelkurve, rekonstruierte BEHRE [2003, 2007] zwei Meeresspiegelkurven für den gesamte deutsche Nordseeküste aus den derzeit vorhandenen Daten, die, besonders im späten Holozän, starke Schwankungen des Meeresspiegels aufweisen. Neuere Studien zeigen jedoch, dass der gesamte Nordwesteuropäische Raum von postglazialen isostatischen Bewegungen, die mit dem Schmelzen des Nordeuropäischen Eisschilds zusammenhängen, beeinflusst worden sein könnte [ZHANG *et al*., 2014, VINK *et al* 2007 und darin zitierte Arbeiten]. Auf Grund der spärlich vorhandenen Felddaten bestehen weiterhin Debatten über das Muster der holozänen Meeresspiegelentwicklung und die Akkumulation von Sediment im Raum des deutschen Nordseesektors [ZHANG *et al*. 2014].

1.3.2 Stabile Isotope

Die Geochemie der leichten stabilen Isotope, wie sie heute bekannt ist, begann, als Harold Urey semiempirische Berechnungen der Fraktionierung stabiler Isotopenverhältnisse leichter Elemente zwischen idealen Gasen und einfachen aquatischen Ionen aus spektroskopischen Daten und den Methoden statistischer Mechanik vorstellte. Es war bekannt, dass $^{18}O/^{16}O$-Verhältnisse mariner Kalke etwa 3 ‰ höher als die von Ozeanwasser sind und dass Ozeanwasser höhere Werte als Süßwasser aufweist. Angeregt durch Paul Niggli wendete Urey seine Interessen dem Temperaturkoeffizienten der Sauerstoffisotopenfraktionierung zwischen $CaCO_3$ und H_2O zu und schloss aus Schätzungen basierend auf seinen Berechnungen, dass, dieser Koeffizient hoch genug sein müsste, um die Temperaturen

fossiler Ozeane aus Sauerstoffisotopenanalysen von Karbonat in fossilen Muscheln zu bestimmen [SHARP, 2007].

In den 1940ern reichte jedoch die Präzision von Isotopenmessungen nicht aus, um paläoklimatisch bedeutende Temperaturschätzungen zu erzielen. Urey versammelte eine Gruppe junger Wissenschaftler, um daran zu arbeiten. 1950 hatte es die Gruppe geschafft, die Präzision genügend zu erhöhen. Aus diesen Arbeiten ging die oxygen isotope paleotemperature scale [UREY *et al*., 1948; EPSTEIN *et al*., 1951; UREY *et al*. 1951] hervor. Von diesen Anfängen entwickelte sich die stabile Isotopenforschung zu dem Punkt an dem heute tausende Massenspektrometer in Laboren auf der ganzen Welt in Betrieb sind und Messungen der Verhältnisse stabiler Isotope zur Klärung von Fragen in diversen Bereichen, einschließlich Geochemie, Klimatologie, Hydrologie, Pflanzenphysiologie, Ökologie, Archäologie, forensische Medizin, Meteorologie und Atmosphärenwissenschaften, Meteoritenforschung, Paläobiologie und Bakteriologie [SHARP, 2007].

1.3.3 *Cerastoderma edule* als Proxy

Durch ihr gezeitenbedingtes Wachstum lassen sich einzelne Schalenabschnitte der Herzmuschel, *Cerastoderma edule*, leicht bestimmten Zeiträumen zuordnen und gezielt beproben, was sie zunächst für die Rekonstruktion verschiedener Umweltparameter, z.B. Wassertemperatur oder Salinität, geeignet erscheinen lässt. Ihr Wachstum hängt auch von ihrer Position im intertidalen Bereich ab. Während sie im unteren Nassstrandbereich schneller wachsen und weniger Niedrigwasser unterlegen sind, können sie mehr Zeit zum Filtrieren und der Nahrungsaufnahme aufbringen [MONTAUDOIN & BACHELET, 1996, DABOUINEAU & PONSERO, 2009].

MOOK [1970] schloss aus seinen Untersuchungsergebnissen an *Cerastoderma edule*, dass die Bildung des Schalenkarbonats mit dem Meerwasser im Gleichgewicht erfolgt, was sowohl für die Sauerstoff- als auch die Kohlenstoffisotope gilt.

1.3.4 Foraminiferen

Foraminiferen stellen die diverseste Gruppe schalentragender Mikroorganismen in modernen Ozeanen dar [GUPTA, 1999]. Die Zahl rezenter Foraminiferen wird heute auf etwa 10 000 Arten geschätzt [VICKERMAN, 1992]. Davon ist die Mehrzahl benthisch, nur etwa 40 – 50 Arten leben planktisch [GUPTA, 1999]. Seit dem 17. Jahrhundert sind die Schalen rezenter

Foraminiferen aus Strandsedimenten bekannt [CIFELLI, 1990]. Der Vorteil der Nutzung von Foraminiferen liegt in ihrer bemerkenswerten Dichte in diversen marinen Sedimenten und ihrer hervorragenden Erhaltung. Traditionell liegt der Fokus von Foraminiferenverteilungsstudien auf der Rekonstruktion der Wassertiefe, außer bei randmarinen Arten, die zudem stark von der Salinität beeinflusst werden [GUPTA, 1999].

Die moderne Foraminiferenökologie begann in den späten 1930ern bis 1950ern mit den Arbeiten von RHUMBLER [1935], der Färbemethoden untersuchte, MYERS [1942], der eine erste Auffassung von Populationsdynamik einführte, sowie BOLTOVSKOY [1964], BANDY [1956] und PHLEGER [1951], die Feldstudien durchführten [MURRAY, 2006].

Frühere Arbeiten über Foraminiferenökologie zeigen die zunehmende Menge an Information, sowie Verlagerungen in der Annahme, welche Variablen als bedeutungsvoll erachtet werden: Tiefenverteilungen [PHLEGER, 1960a]; biogeographische Verteilungen [BOLTOVSKOY, 1965, BOLTOVSKOY & WRIGHT, 1976]; die Anwendung von Diversitätsindices und ternären Plots von Wandstrukturen, um die Eigenschaften von Vergesellschaftungen zusammengefasst darzustellen [MURRAY, 1973]; Vergesellschaftungen im Zusammenhang mit Wassertemperatur, Salinität und Substrat [MURRAY, 1991].

1.3.5 Korngrößenanalyse

Von den 1960ern bis 1980ern wurde eine große Anzahl von Arbeiten über statistische Parameter von Korngrößenverteilungen rezenter Ablagerungsmilieus und die Unterscheidung von Strand- Dünen- und Flusssanden veröffentlicht, in denen die graphische Berechnungsmethode von FOLK und WARD [1957] oder errechnete Momentmessungen [FRIEDMAN, 1961] zur Anwendung kamen. Daraufhin wurden mehr als hundert Arbeiten, von denen die Mehrheit den Zusammenhang zwischen Korngrößenparametern und Ablagerungsmilieu stützt, veröffentlicht, wie z.B.: INMAN [1952], TUCKER & VACHER [1980] und BUCKLEY & CRANSTON [1991]. Zur selben Zeit herrschte die allgemeine Übereinkunft, dass die Textur von Sand und Sandsteinen einen der wichtigsten Parameter der Lithofaziesinterpretation darstellt, und dass Korngrößendaten ein unverzichtbares Mittel zu diesem Zweck darstellen [MARTINS, 2003].

Eine Diskussion bei SYVITSKI [1991] zeigt, dass eine große Zahl von Wissenschaftlern versucht hat, Muster in der Partikelgrößenverteilung zu entdecken. Nach TANNER [1991a, b]

enthält die Korngrößenverteilung von Sand sehr viel mehr Informationen über Transport und Ablagerung, zwei wichtigen Schritten im Sedimentzyklus [MARTINS, 2003].

Eine detaillierte Analyse der Genauigkeit moderner Partikelmessinstrumente, ein bedeutendes Unterfangen, um erfolgreich repräsentative Kurven und Parameter zu erhalten, findet sich bei SYVITSKI *et al*. [1991]. Ebenso demonstrieren sie, bezüglich ihrer Anwendung in etlichen weiteren geologischen Studien wie Stratigraphie und Meeresspiegel [TANNER, 1991b], glaziale und periglaziale Sedimente [STRAVERS *et al*., 1991], marine Geochemie [KRANK & MILLIGAN, 1991] und marine geotechnische Studien [HEIN, 1991] den Bedarf an präzisen Korngrößendaten aus Sedimentproben [MARTINS, 2003].

Um höhere Genauigkeiten bei der Korngrößenanalyse zu erzielen wurde eine große Anzahl an Methoden (z.B. Sedigraph, Coulter Counter, Absetzzylinder) entwickelt. Schließlich zeigte TANNER [1991a, b], dass eine einzelne Sandprobe nicht viel Information liefert, da Variabilität der Proben untereinander ein wichtiges Merkmal des Sandkörpers sein könnte und entwickelte das Konzept der Probenabfolge („sample suite“), wobei ein Set verwandter Proben aus einem einzigen Transport- und/oder Ablagerungssystem genommen wird [MARTINS, 2003].

1.3.6 Camsizer®

Der Retsch Camsizer® wurde zur Prozess- und Qualitätskontrolle industrieller Prozesse entwickelt und beispielsweise eingesetzt, um den Anteil zerbrochener Exemplare (z.B. Glaskugeln oder Kaffeebohnen) zu bestimmen. Wissenschaftlich wurde der Camsizer® zuvor in Studien verschiedener Sedimente angewendet, so zum Beispiel Tsunami- und Überschwemmungsablagerungen, Tephramaterial, sowie in der Mineralogie [e.g., MOORE *et al*., 2007, 2011; PHANTUWONGRAJ *et al*., 2013; ANDRONICO *et al*., 2013, 2014; LO CASTRO & ANDRONICO, 2008; YU *et al*., 2013; DILL *et al*., 2009;].

1.4 Untersuchungsgebiet

Die Bohrung Garding 2 wurde in der Randsenke des Salzstocks Oldenswort (Gardinger Trog) positioniert (Abb. 1.4.1), die durch das aufsteigende Salz der Senkung unterliegt. Zudem ist der Salzstock Teil des Westholsteintrogs als Randbecken des Glückstadtgrabens, der seinerseits einen Teil des Zentraleuropäischen Beckens (Central European Basin System, CEBS) darstellt [MAYSTRENKO *et al*., 2005].

Der Salzstock Oldenswort weist die tiefste Randsenke der Salzstöcke Schleswig-Holsteins auf, wie seismische Untersuchungen im Vorfeld der Bohrung ergaben, weshalb hier das vollständigste Profil quartärer mariner und terrestrischer warm- und kaltzeitlicher Sedimente mit den entsprechenden Übergängen erwartet wurde.

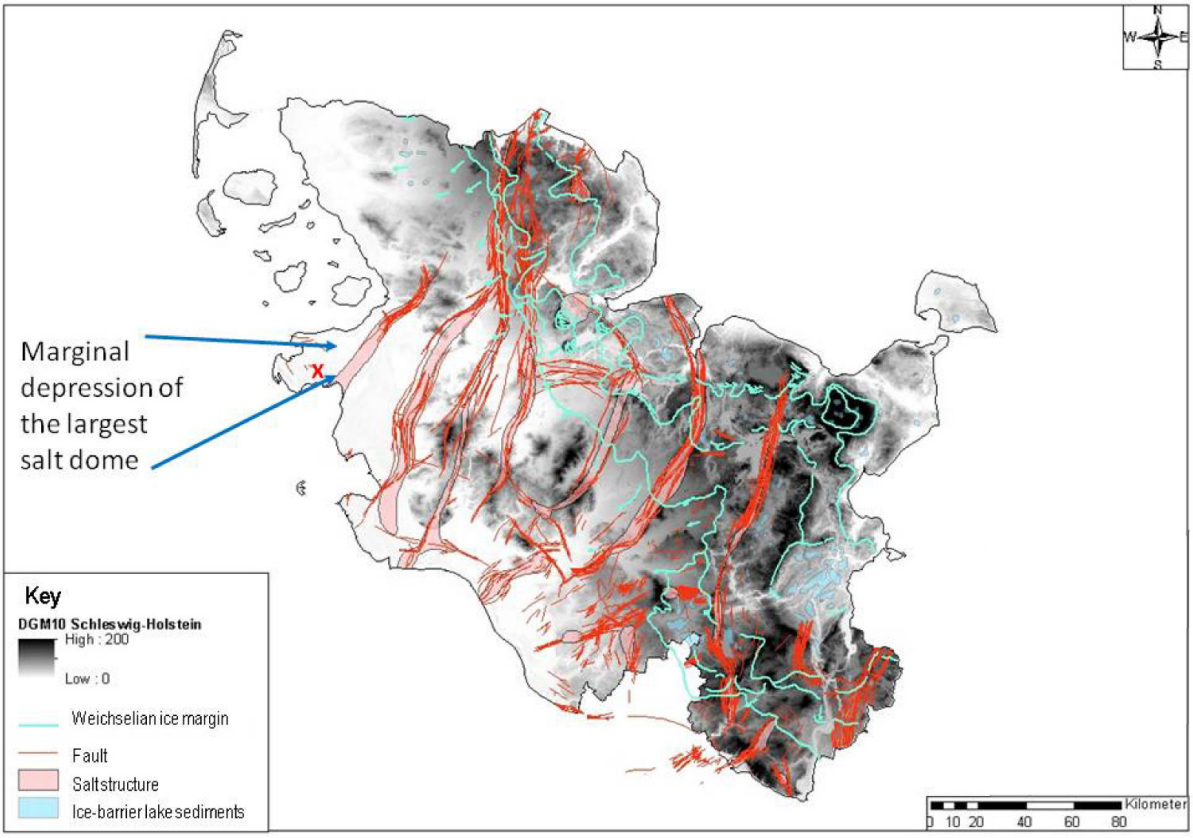


Abb. 1.4.1: Karte von Schleswig-Holstein mit weichselzeitlicher Eisrandlage, Salzstöcken und Bohrlokation (rotes Kreuz) im Bereich der Randsenke des Salzstocks Oldenswort (verändert nach LEHNÉ, 2005])

1.4.1 Glückstadtgraben und Westholsteintrog

Der Glückstadtgraben ist eine der tiefsten post-Permischen Strukturen innerhalb des Zentraleuropäischen Beckensystems. Er liegt zentral darin am Übergang von Nordsee zu Ostsee, sowie zwischen dem Niedersächsischen Becken und dem Ringköbing-Fünen-Hoch. Dem Glückstadtgraben liegt das südliche Permische Becken zu Grunde, welches zwischen Oberkarbon und Unterperm entstand. Durch ein Extensionsereignis im Keuper trat im Glückstadtgraben starke Halokinese auf, was zu rascher Subsidenz im zentralen Bereich führte, der den „Kern“ des Glückstadtgrabens darstellt. Während des Jura bis zur Unterkreide unterlag das Gebiet außerhalb des Grabens relativem Uplift, sowie regionaler Erosion des erhöhten Reliefs. Als sich während des Känozoikums ein starkes

Subsidenzzentrum in der Nordsee entwickelte, wurde auch im Glückstadtgraben die Subsidenz reaktiviert und beschleunigt. Während des Paläogens und Neogens wanderten die Sedimentationszentren allmählich zu den Flanken des Beckens. Die Daten deuten auf eine Kontrolle post-Permischer Entwicklung durch graduellen Rückzug des Salzes, angeregt durch die ursprüngliche Erschöpfung entlang des Triassischen Subsidenzzentrums hin. In diesem Sinne wurde der Glückstadtgraben zumindest teilweise als Randbeckensynklinale während post-Permischer Zeiten gebildet. Der heutige Hamburger Trog, sowie der Ost- und Westholsteintrog (Abb. 1.4.1.1) stellen das einstweilige Endstadium dieses langwierigen Prozesses dar, der immer noch andauern könnte [MAYSTRENKO *et al*., 2005].

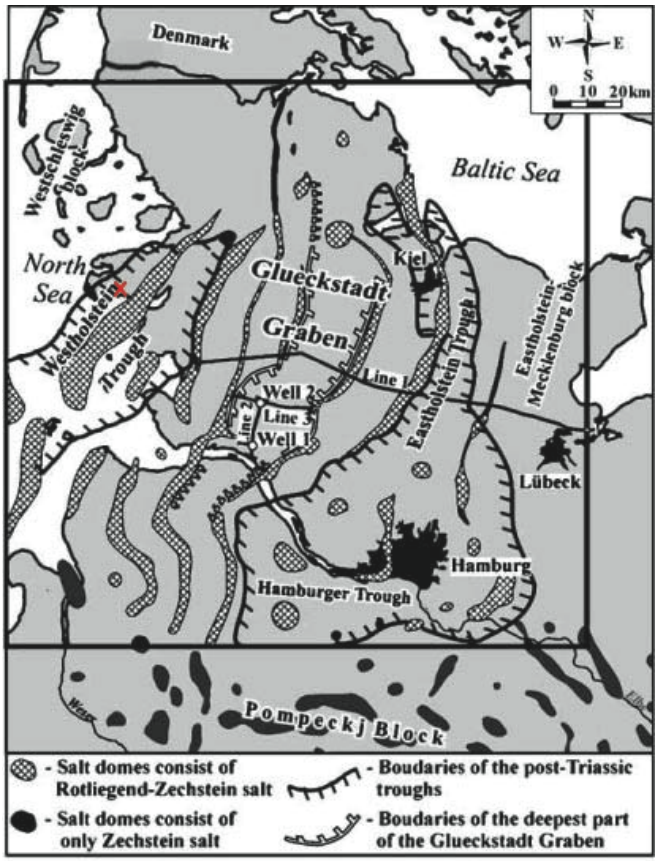


Abb. 1.4.1.1: Tektonische Karte des Glückstadtgrabens mit Salzstöcken, West- und Ostholsteintrog, Hamburger Trog, sowie der Bohrlokation Garding-2 (verändert nach MAYSTRENKO *et al*., [2005])

1.5 Stratigraphie

Ein Alters/Tiefen-Modell (Abb. 1.5.5) wurde aus den jeweils jüngsten, nicht invertierten OSL/^{14}C-Datierungen von ZHANG *et al.* [2014] bis 25 m, liegend davon mit ^{14}C-Datierungen von B. KROMER [unpubl.] erstellt (Tab. 1.5.1). Da bei ZHANG *et al*. [2014] zu beobachten ist, dass die OSL-Alter meist jünger als die ^{14}C-Datierungen ausfallen, ist es wahrscheinlich, dass

die von KROMER [unpubl.] an Holzresten gemessenen ^{14}C-Alter ebenfalls zu hoch für die entsprechende Tiefe ausfallen und Höchstalter darstellen. Auch die durch B. KROMER [unpubl.] ermittelten invertierten ^{14}C-Alter (Proben 26,88 m, 27,10 – 28,40 m, 29,49 – 29,84 m, 30,65 – 32,13 m, 36,08 m, Alter siehe Tab. 8.2.1, Abb. 1.5.5) zeigen ebenfalls eine Zeitstellung der Teufen ins MIS 3.

Tab. 1.5.1: Datengrundlage für das Alters-Tiefenmodell Garding-2

Depth [m]	age [a b2k]	method	author
2	1,000	estimation after literature (diking activities)	ZHANG *et al.,* 2014
3.25	1,478	OSL	ZHANG *et al.,* 2014
4.3	1,568	OSL	ZHANG *et al.,* 2014
6.25	1,918	OSL	ZHANG *et al.,* 2014
7.265	1,988	OSL	ZHANG *et al.,* 2014
7.625	2,008	OSL	ZHANG *et al.,* 2014
8.25	2,348	OSL	ZHANG *et al.,* 2014
10.25	2,468	OSL	ZHANG *et al.,* 2014
12.5	2,758	OSL	ZHANG *et al.,* 2014
14.25	2,848	OSL	ZHANG *et al.,* 2014
16.22	3,118	OSL	ZHANG *et al.,* 2014
18.25	4,398	OSL	ZHANG *et al.,* 2014
19.65	6,908	OSL	ZHANG *et al.,* 2014
23.25	12,588	OSL	ZHANG *et al.,* 2014
25.25	16,088	OSL	ZHANG *et al.,* 2014
29.36	34,005	^{14}C	KROMER, unpubl.
66.43	47,663	^{14}C	KROMER, unpubl.

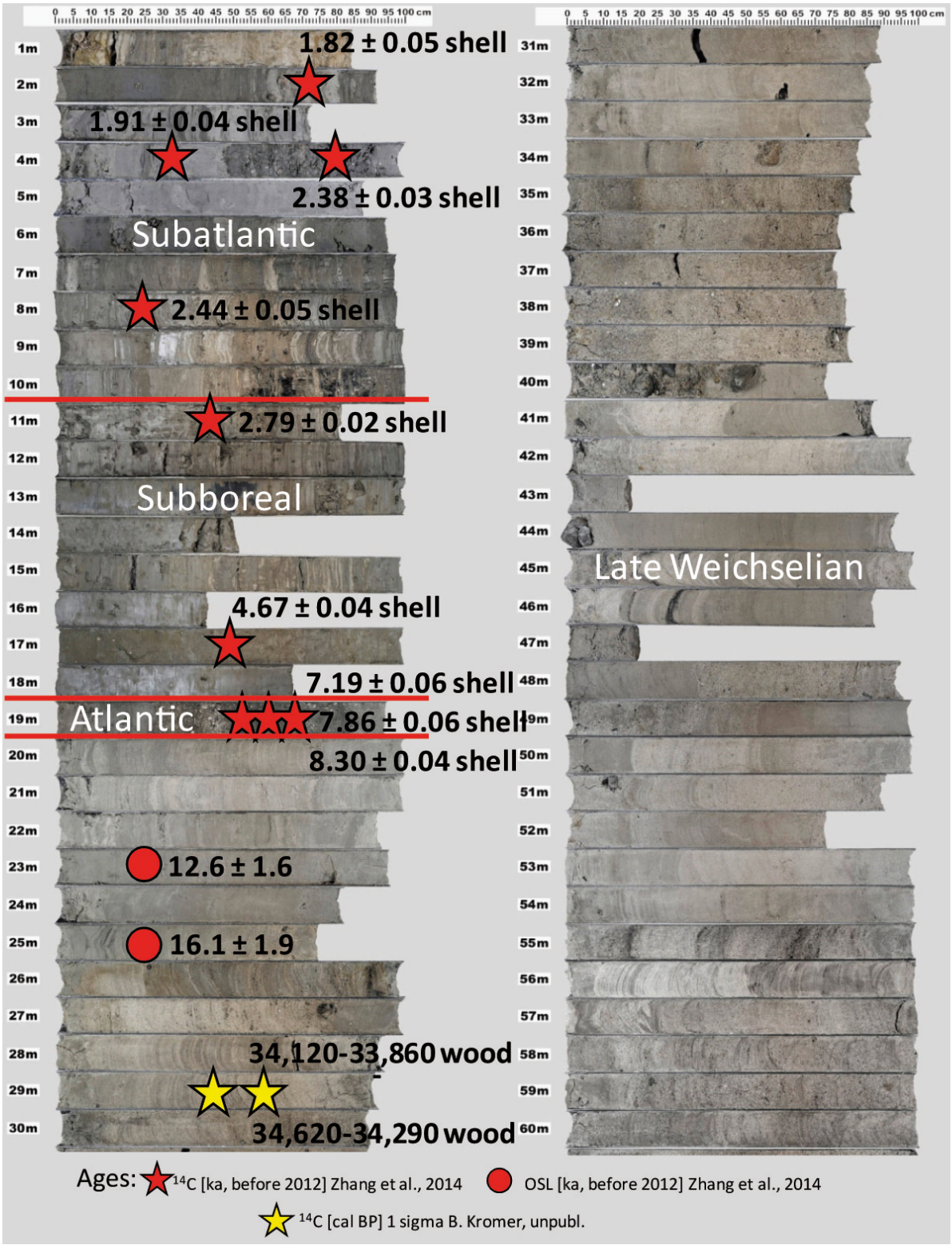


Abb. 1.5.1: Bohrung Garding- 2, 1 – 60 m, Stratigraphie nach PROBORUKMI *et al*. [2017] und PROBORUKMI & URBAN, [2017]

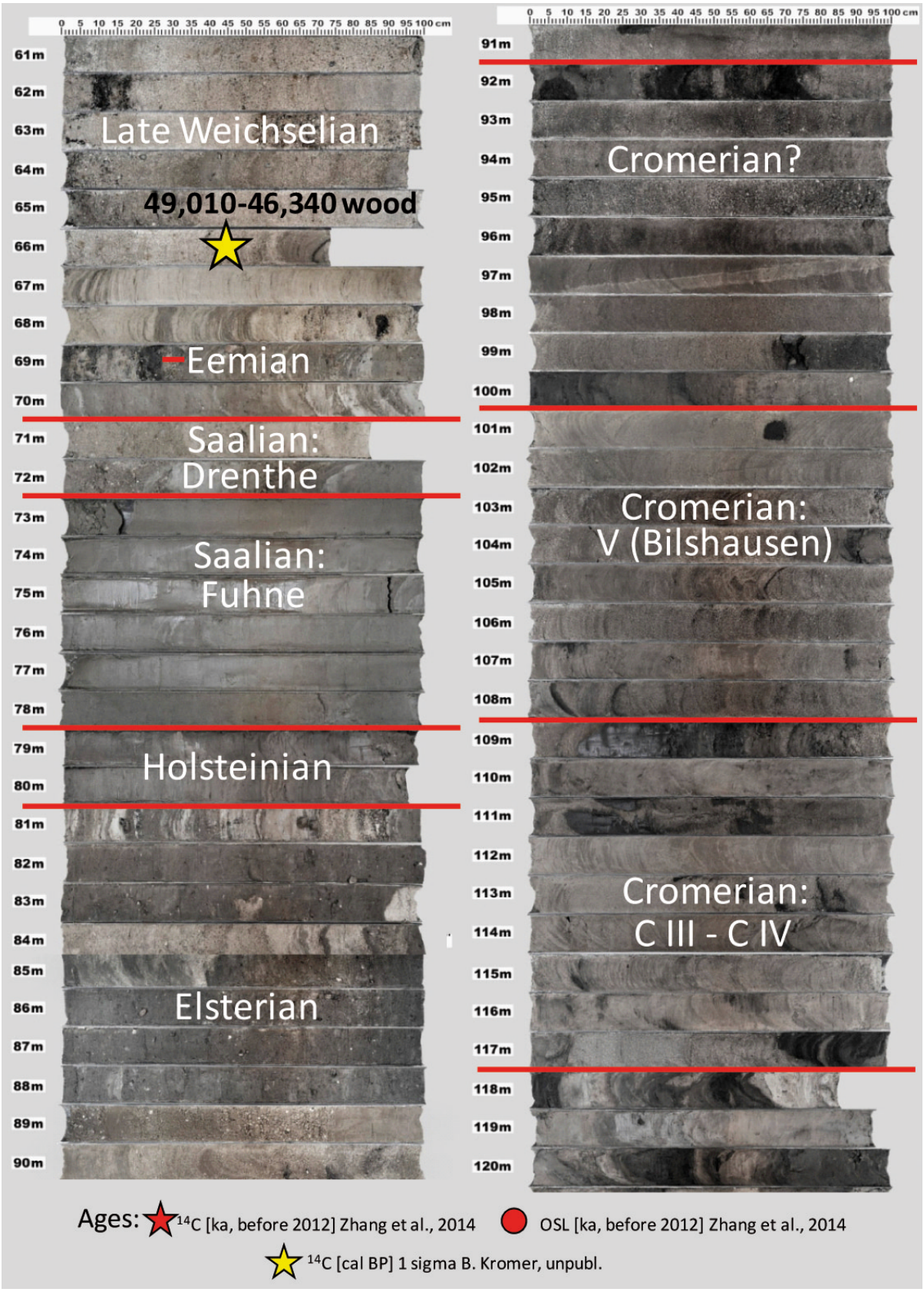


Abb. 1.5.2: Bohrung Garding- 2, 61 – 120 m, Stratigraphie nach PROBORUKMI *et al*. [2017]

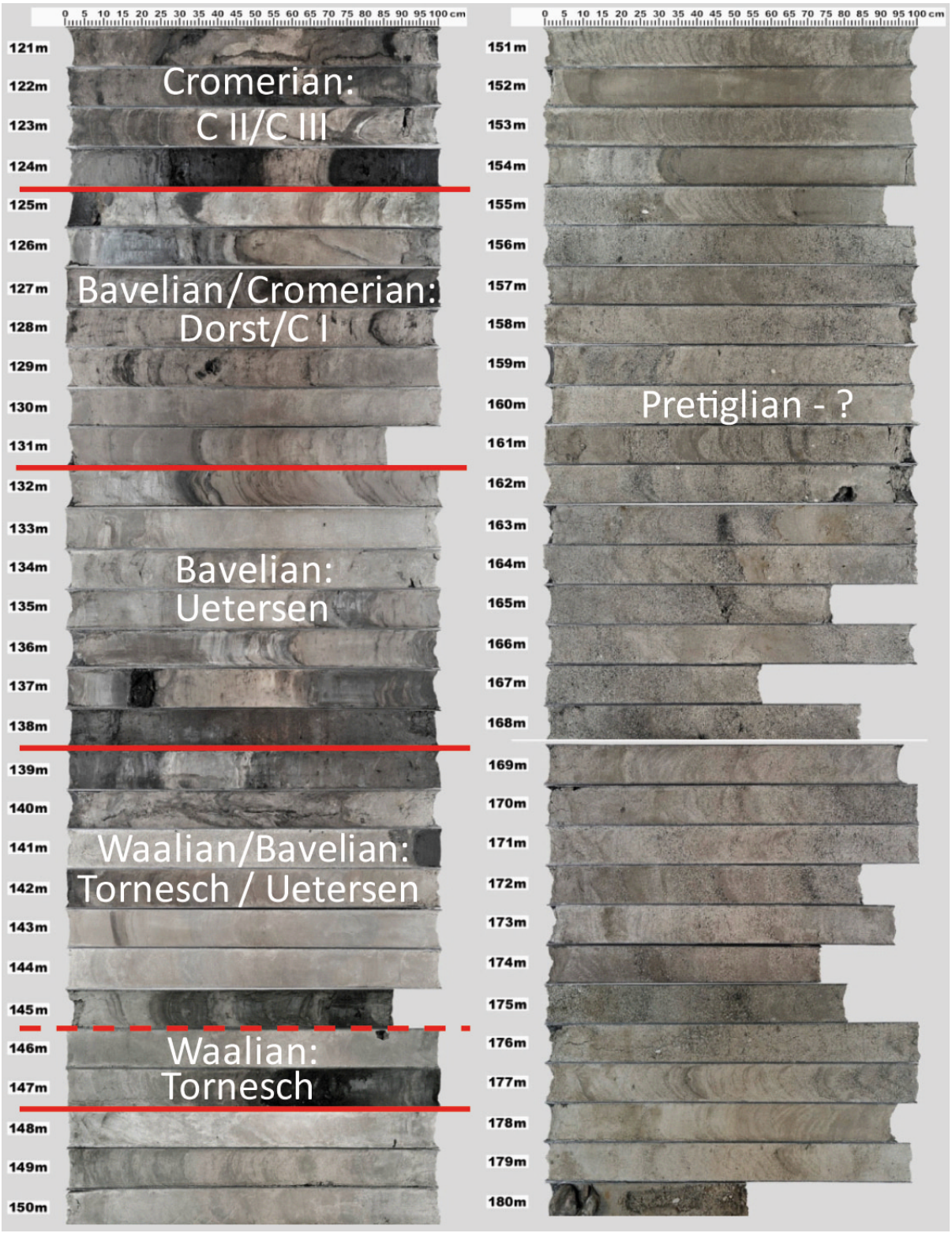


Abb. 1.5.3: Bohrung Garding- 2, 121 – 180 m, Stratigraphie nach PROBORUKMI *et al*. [2017]

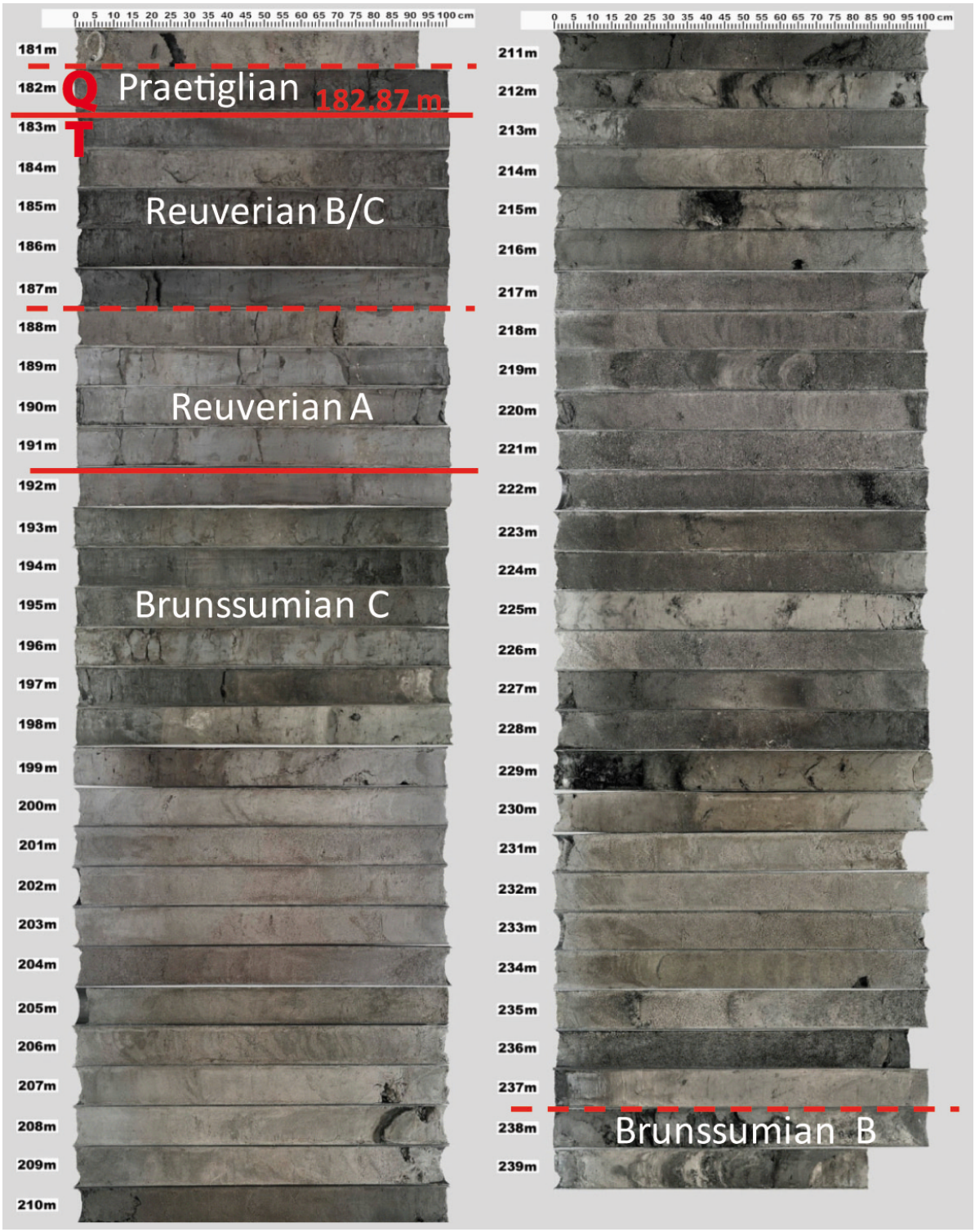


Abb. 1.5.4: Bohrung Garding- 2 181 – 239,80 m, Stratigraphie nach PROBORUKMI *et al*. [2017]

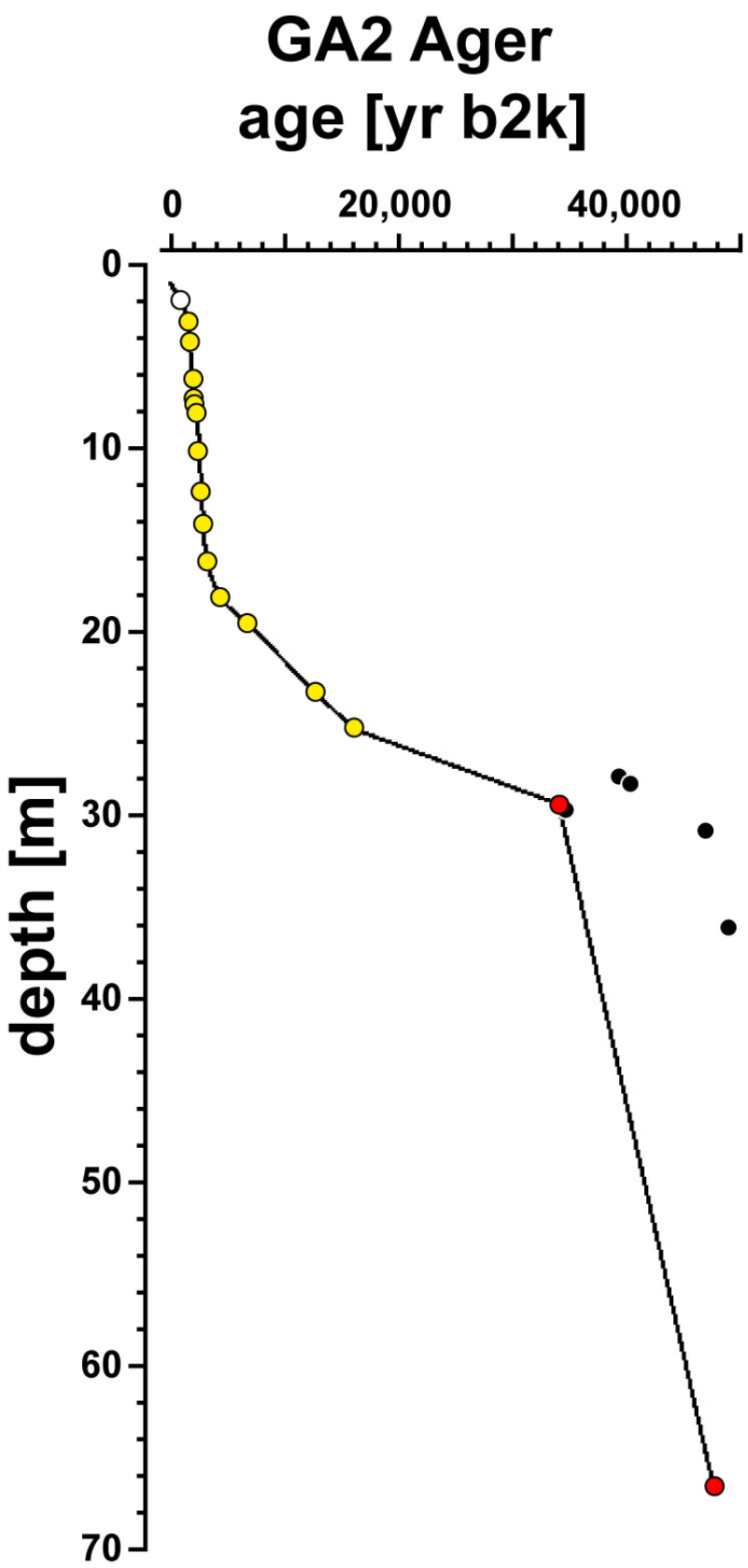


Abb. 1.5.5: Alters-Tiefenmodell der Bohrung Garding-2 mit der Lage der zugrunde liegenden Datenpunkte aus Tab. 1.5.1 (weiß: Schätzung, gelb OSL-Alter [ZHANG *et al.*, 2014], rot: Radiokarbonalter [KROMER, unpubl.], schwarz: invertierte Radiokarbonalter [KROMER, unpubl.]

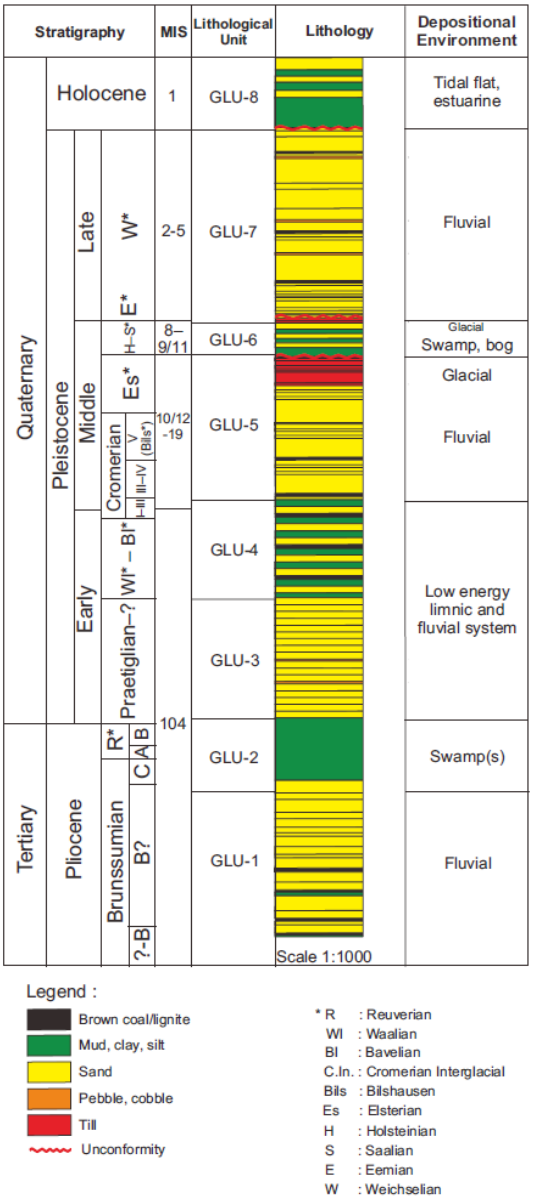


Abb. 1.5.6: Stratigraphische Zusammenfassung von Garding-2. Chronostratigraphie, Lithologie und Ablagerungsmilieu jeder lithologischen Einheit, sowie deren Korrelation zum MIS-System [PROBORUKMI *et al.,* 2017]

PROBORUKMI *et al.* [2017] und PROBORUKMI & URBAN [2017] erarbeiteten anhand von paläoökologischen, lithologischen, geochemischen und geochronologischen Methoden eine stratigraphische Zuordnung der Kernabschnitte für Garding-2 (Abb. 1.6). Der holozäne Bereich bis etwa 20 m (Tab. 1.2) wurde zudem palynologisch, sedimentologisch und geochemisch untersucht [PROBORUKMI & URBAN 2017].

Tab. 1.5.2: Zusammenfassung der palynologischen Charakteristika der local pollen assemblage zones (LPAZ) und Vergleich mit den konventionellen Pollenzonen von Firbas (1949) und Overbeck (1975), sowie Ablagerungsmilieus und Datierungsergebnisse von ZHANG *et al*. [2014] für den holozänen Abschnitt der Bohrung Garding-2 [PROBORUKMI *et al*., 2017]

Depth Range (m)	LPAZ	Palynological Characteristics	Depositional Environment	Pollen Zones		Holocene Zonation (Blytt and Sernander)	Numerical Dating (Zhang et al. 2014)	
				Firbas (1949)	Overbeck (1975)		AMS ^{14}C (BP, before 2012)	OS L (BP, before 2012)
1.33–11.53	GH-3	*Quercus, Alnus, Corylus, Ulmus, Fagus, Carpinus, Tilia, Fraxinus*	Backshore (Dunes)	IX	X^{NWD}	Subatlantic	1820 ± 50 (2.70 m)	
		Increase of salt marsh and dune vegetation, Cyperaceae, Ericaceae					2229 ± 50 (3.50 m)	1500 ± 190 (3.50 m)
		Single grains of *Abies*	Shoreface (Barrier Island, Spit)					
		Increase of Cerealia-type and decrease of Poaceae					2380 ± 30 (4.80 m)	2050 ± 250 (5.25 m)
		Unconformity (between 11.00 and 10.85 m)					2790 ± 20 (11.41 m)	2800 ± 250 (11.25 m)
11.53–16.19	GH-2	*Quercus, Alnus, Ulmus, Tilia, Fraxinus*	Foreshore (Tidal Flat)	VIII	IX^{NWD}	Subboreal		2990 ± 25 (13.25 m)
		First occurrence of ***Fagus*** and ***Carpinus***						
		Increase of terrestrial herbs						
16.19–19.56	GH-1	Unconformity (core loss: 17.00–16.45 m)						**3130 ± 260 (16.22 m)**
		Quercus, Alnus, Corylus, Ulmus, Tilia, Fraxinus	Offshore				4670 ± 40 (17.44 m)	4430 ± 550 (17.25 m)
		Considerable amounts of *Alnus* and *Betula*						
		Increase of *Corylus*, Poaceae and heliophilous herbs						
Unconformity								
19.80–20.00	–	*Quercus, Corylus, Alnus, Tilia, Ulmus*	Offshore	VI–VII	$VIII^{NWD}$	Atlantic	7860 ± 60 (19.61 m)	6920 ± 900 (19.65 m)
		High amounts of *Pinus* and Poaceae					8300 ± 40 (19.77 m)	
		Very low values heliophilous herbs						
Unconformity								13300 ± 220 (20.25 m)

2 Probengewinnung

2.1 Forschungsbohrung Garding-2

Die Forschungsbohrung Garding-2 (Gardinger Trog) wurde vom 21.2.2011 bis April 2011 Im Auftrag des Leibniz-Instituts für Angewandte Geophysik Hannover abgeteuft. Die Bohrlokation befindet sich auf 54°18’13.74‘‘N, 08°46’35.22‘‘E, bzw. 3485562 (R), 6019328 (H). Die Bohrung wurde von der Firma Ivers Brunnenbau GmbH, Osterrönfeld als Kernbohrung im Ramm- und Seilkernverfahren durchgeführt. Die Bohrlokation befindet sich in Schleswig-Holstein im Kreis Nordfriesland auf der Halbinsel Eiderstedt innerhalb der Gemeinde Welt an der Adresse Alter Gardinger Deich 20 (Abb. 2.1.1). Ziel der Bohrung war die Gewinnung von Bohrkernen mit Sedimentgesteinen des Quartärs und die Durchführung bohrlochgeophysikalischer Messungen. Als Endteufe waren 300 m geplant, der Kern Garding-2 umfasst letztendlich 239,80 m Sediment, da die tertiären Sedimente schon etwas früher als erwartet erreicht wurden. Der Kern Garding-2 wird im Kernarchiv des LIAG Hannover in der Außenstelle Grubenhagen gelagert, wo er von Herrn Pietrzok fotografiert und von den jeweiligen Arbeitsgruppen beprobt wurde. Dr. A. Grube nahm die Kernbeschreibung vor.

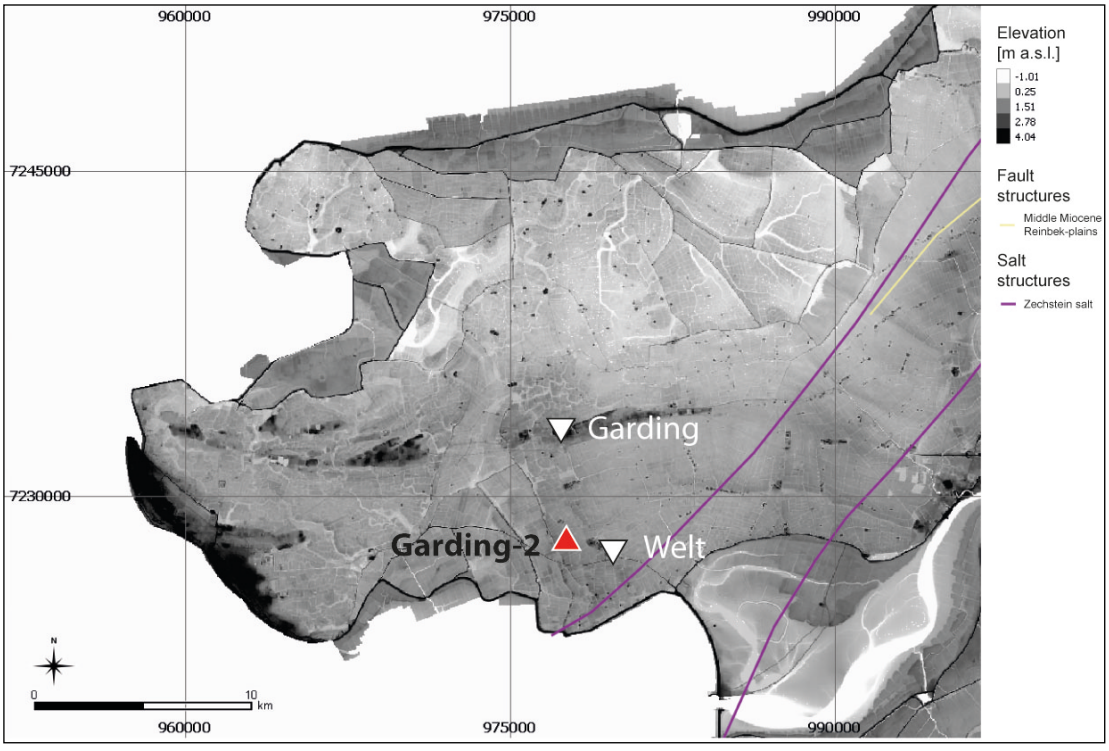


Abb. 2.1.1: Digitales Geländemodell von Eiderstedt mit den Ortschaften Garding und Welt, sowie der Bohrlokation des Garding-2 Kerns [SIROCKO & ALBERT, unpubl.]

2.2 Beprobung

Es wurden 1-4 cm des Kerns beprobt und zwischen 50 und 100 ml Sediment entnommen (Abb. 2.2.1). Um die maximalen Strömungsgeschwindigkeiten abbilden zu können, wurden die jeweils grobkörnigsten Abschnitte beprobt. Ab etwa 90 m wurde eine Probe pro Kernmeter entnommen. Um Pollenanalysen durch Prof. B. Urban und M. Sekhar Proborukmi (LEUPHANA Universität Lüneburg, Institut für Ökologie (Palynologie, Paläo-Umwelt, Paläoklima)) zu ermöglichen, wurden Torf- und Braunkohlelagen sowie feine organikreiche Lagen nach Möglichkeit nicht beprobt. Ebenso wurden grobe Geschiebelagen von Dr. A. Grube beprobt. Proben der ersten 10 Kernzentimeter wurden nicht verwendet, wenn sie kontaminiert oder gestört wirkten.

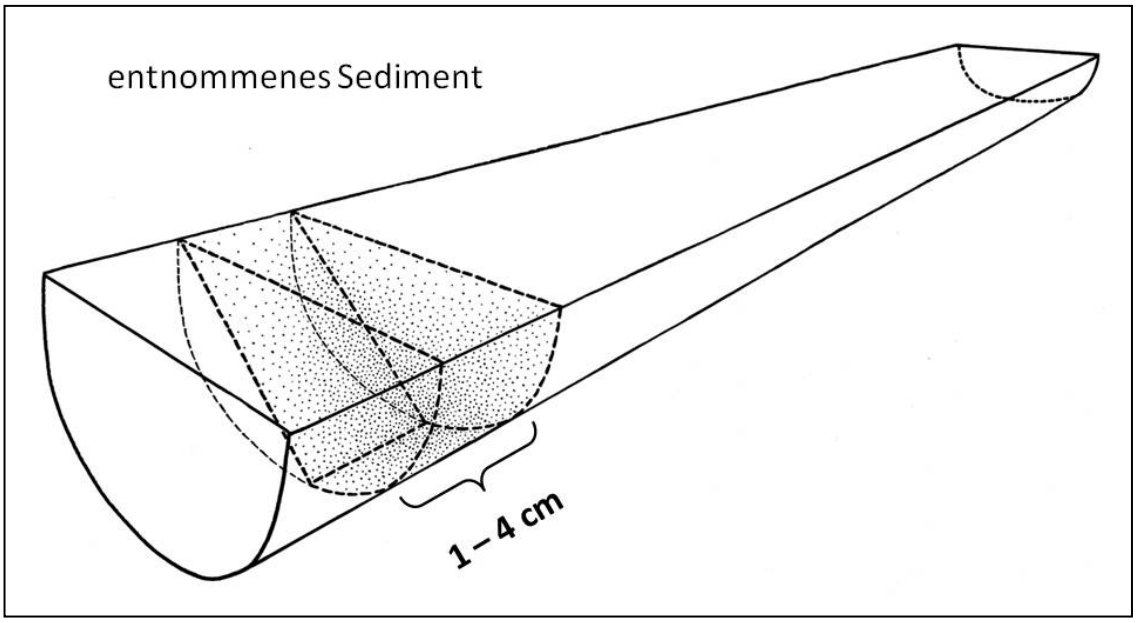


Abb. 2.2.1: Schema zur Materialentnahme der einzelnen Proben aus den Kernhälften

2.3 Probenaufbereitung

Die Proben wurden zunächst durch Nasssiebung von der Feinfraktion befreit. Die so erhaltene Grobfraktion (> 63 μm) wurde im Trockenschrank bei 50°C getrocknet. Die aufbereiteten Proben, bzw. einzelne Bestandteile davon wurden nun den verschiedenen Untersuchungen (Grobfraktionsanalyse, Camsizer®messung, Sclerochronologie, ^{14}C-Datierung) unterzogen und entsprechend wie dort beschrieben weiter behandelt.

3 Camsizer® Partikelanalyse

3.1 Material und Methoden

Die Partikelanalysen wurden mit dem Retsch Camsizer® (Seriennummer 0508, Softwareversion 4.4.19.418) durchgeführt. Dabei wurden sowohl die Größe als auch Formparameter der Partikel ermittelt. Der Camsizer® ist ein opto-elektronisches Gerät, mit dem Korngrößenverteilungen und Formparameter an rieselfähigen Lockersedimenten ermittelt werden können. Es lassen sich Partikel der Größe zwischen 30 μm und 30 mm untersuchen.

3.1.1 Probenvorbereitung

Bei der Probennahme wurde darauf geachtet, dass die Proben in etwa einem Umfang von 2-3 Millionen Körnern entsprechen, damit die Korngrößenanalysen statistisch relevant sind, die Messzeit jedoch nicht wesentlich über 5-10 Minuten hinausgeht. Korngrößenabhängig ergaben sich Probenmengen zwischen 50 und 100 ml. Um eine rieselfähige Probe zu erhalten wurde die Fraktion < 63 mm mittels Schlämmen abgetrennt und die Probe bei 50°C im Trockenschrank getrocknet.

3.1.2 Messvorgang

Das Schüttgut wird in einen auf dem Gerät befindlichen Trichter (Abb. 3.1.2.1) gegeben und passiert eine vibrierende Schüttrinne, die das Material dem Mess-Schacht mit der Detektions-Zone zuführt. Die einzelnen Partikel fallen in den Schacht und werden mit Stroboskoplicht (30 Hz) angestrahlt. Die Projektion der einzelnen Partikel auf eine Milchglasscheibe wird mit zwei Kameras (Abb. 3.1.2.2) aufgenommen. Insgesamt werden so 60 Bilder pro Sekunde aufgenommen.

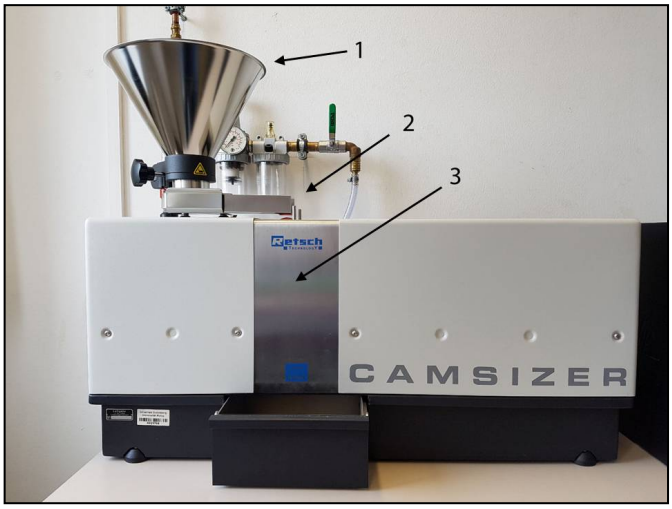


Abb. 3.1.2.1: Ansicht des Camsizers® im Labor mit angeschlossener Druckluftleitung im Hintergrund; 1) Einfülltrichter, 2) Schüttrinne, 3) Mess-Schacht

Damit die Partikel annähernd gleich schnell in den Mess-Schacht (Abb. 3.1.2.1) fallen, wird hier ein Unterdruck mittels Venturi-Düse erzeugt. Andernfalls fallen die größeren Partikel wesentlich schneller als die kleineren durch das Aufnahmefeld, was zur Überrepräsentation der kleineren Partikel führt, da diese mehrmals von den Kameras (Abb. 3.1.2.2) erfasst werden.

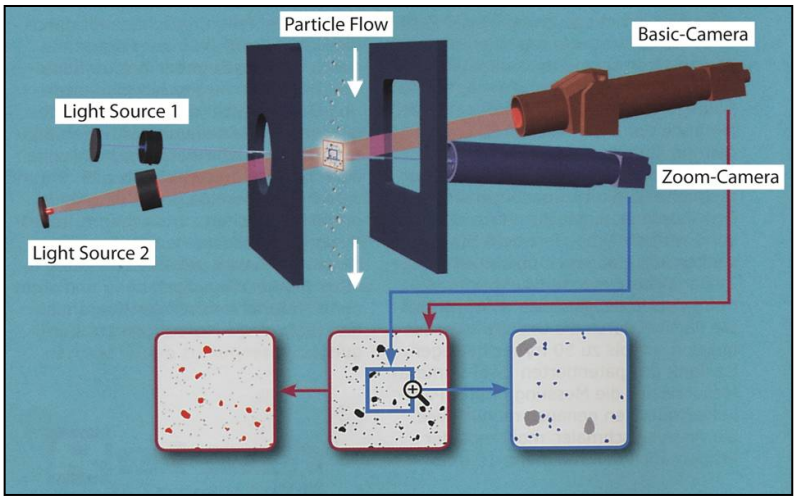


Abb. 3.1.2.2: Mess-Schacht mit Basic- und Zoomkamera, sowie den beiden Stroboskoplichtquellen (Light-Source 1 und 2) [verändert nach Retsch Technology 2010]

Die Zoom-Kamera (Abb. 3.1.2.2) erfasst die kleineren Partikel der Größe zwischen 30 µm und 3 mm und die Basic-Kamera die größeren zwischen 3 und 30 mm. Durch die automatische Justierung der Vibrationsstärke der Schüttrinne wird über eine Anpassung der Menge des in den Schacht fallenden Materials verhindert, dass die Partikel zu dicht hineinfallen und durch

Überlappung größere, abweichend geformte Partikel vortäuschen als tatsächlich vorhanden sind.

3.1.3 Partikelgrößenverteilung

Die Partikelgröße wurde mittels x_c min, der kleinsten gemessenen Sehne durch den Flächenschwerpunkt, ermittelt. Der Durchmesser x_c min dient als Rechengrundlage für das Partikelvolumen, wodurch das errechnete Ergebnis dem der Siebung in der Darstellung als Histogramm, bzw. Summenkurve am nächsten kommt (Abb. 3.1.3.1 und 3.1.3.2).

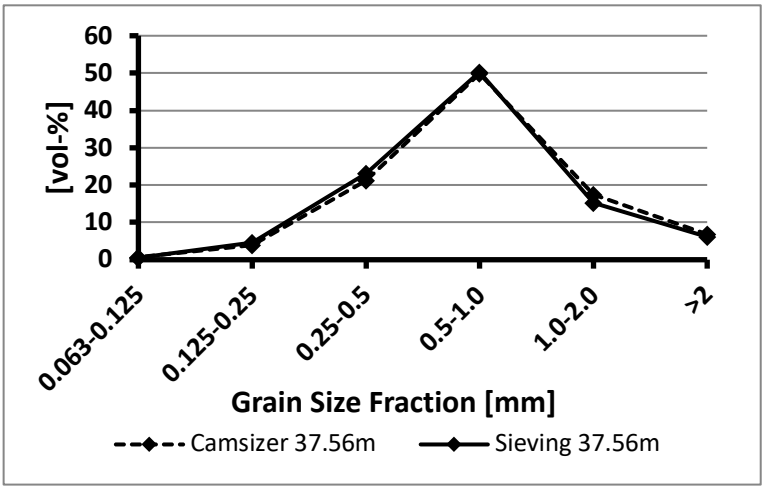


Abb. 3.1.3.1: Vergleich der Camsizer®messung (gestrichelte Linie, Volumen-%) mit den Ergebnissen der Siebung (durchgehende Linie, Gewichts-%) für Probe 37,56 m

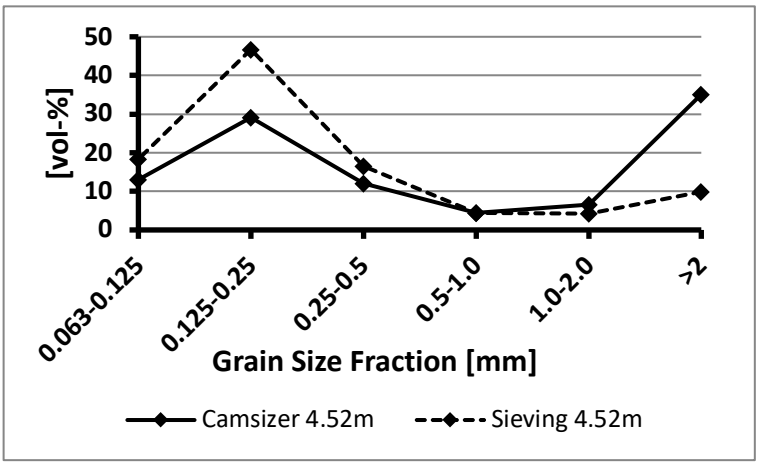


Abb. 3.1.3.2: Vergleich der Camsizer®messung (gestrichelte Linie, Volumen-%) mit den Ergebnissen der Siebung (durchgehende Linie, Gewichts-%) für Probe 4,52 m

Bei einigen Messungen traten Abweichungen zwischen dem Ergebnis der Camsizer®-Messung in Volumenprozent und dem der Siebung in Gewichtsprozent auf. Dies ist durch

den hohen Anteil an Bivalven in diesen Proben zu erklären. Aus der Projektionsfläche der Klappe wird anhand der gemessenen Durchmesser ein Volumen berechnet, das in dieser Größe nicht existiert, da die Bivalvenklappe eine dicke gekrümmte Fläche darstellt und nur ein relativ geringes Volumen aufweist. Das Ergebnis der Messungen wird von der Camsizer®-Software automatisch in 1000 Größenklassen gespeichert. Im Diagramm sind bis zu 50 Korngrößenklassen darstellbar, die sich auch nach der Messung beliebig ändern lassen. Für diese Arbeit wurde eine Darstellung in 45 Größenklassen (Tab. 3.1.3.1) gewählt, die beginnend von 0,0625 mm als Untergrenze, in 1/5 Φ-Intervallen bis 30 mm reicht.

Tab. 3.1.3.1: Größenklassenmodell für die Camsizer®messungen, Fraktionsobergrenzen in mm (unterste Grenze 0,025 mm)

0.0718	0.0825	0.0947	0.1088	0.1250
0.1436	0.1649	0.1895	0.2176	0.2500
0.2872	0.3299	0.3789	0.4353	0.5000
0.5744	0.6598	0.7579	0.8706	1.0000
1.1487	1.3195	1.5157	1.7411	2.0000
2.2974	2.6390	3.0314	3.4822	4.0000
4.5948	5.2780	6.0629	6.9644	8.0000
9.1896	10.5561	12.1257	13.9288	16.0000
18.3792	21.1121	24.2515	27.8576	30.0000

Das Ergebnis der Messung lässt sich im Fenster „Diagramm“ darstellen. Die Korngrößenverteilung lässt sich z.B. als Balkendiagramm $p_{0/3}$ (Abb. 3.1.3.3), als Summenverteilungskurve $Q_{0/3}$ (Abb. 3.1.3.4) sowohl volumen- (Index 3) als auch partikelanzahlbezogen (Index 0), darstellen.

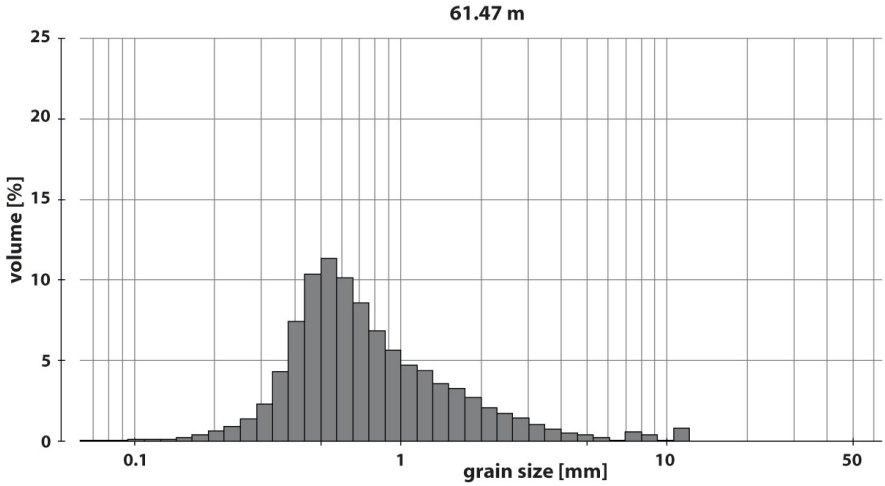


Abb. 3.1.3.3: Histogramm der Volumenprozente der Korngrößenklassen von Probe 61,47 m

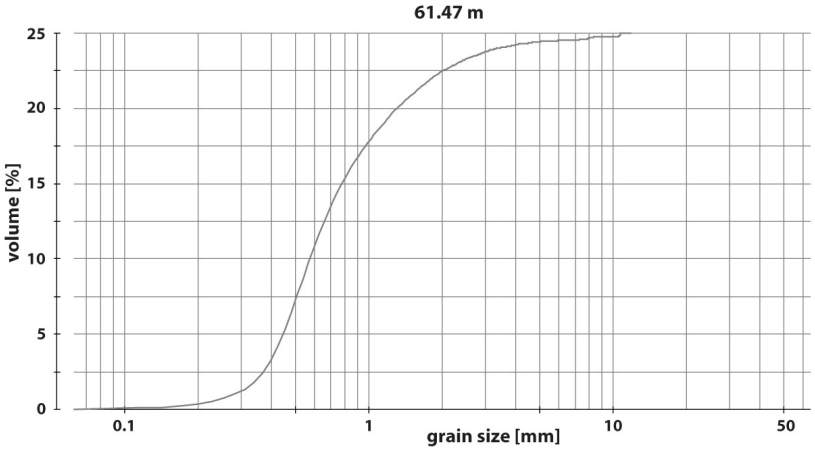


Abb. 3.1.3.4: Summenkurve der Volumenprozente von Probe 61,47 m

3.1.4 Deskriptive Statistik

Aus den bei den Camsizer®messungen für jede Probe gespeicherten Daten wurden zur statistischen Interpretation die deskriptiven statistischen Parameter Median, Mittelwert, Sortierung, Schiefe und Kurtosis mit den folgenden Formeln (1-8) berechnet.

Median (median):

$$Md = \Phi_{50} \quad (\mathbf{1})$$

Mittelwert (mean):

$$M_9 = (\Phi_{10} + \Phi_{20} + \Phi_{30} + \Phi_{40} + \Phi_{50} + \Phi_{60} + \Phi_{70} + \Phi_{80} + \Phi_{90}) / 9 \quad (\mathbf{2})$$

Sortierung σ_1 (sorting):

$$\sigma_1 = ((\Phi_{16} - \Phi_{84}) / 4) + ((\Phi_5 - \Phi_{95}) / 6{,}6) \quad (\mathbf{3})$$

verändert nach [FOLK & WARD 1957]

Mit dieser Formel (3), die die graphische Standardabweichung σ_1 [FOLK & WARD 1957] liefert (3), werden 90% der Häufigkeitskurve erfasst und eine Streuung definiert, die des 1,65-fachen Standardabweichung beiderseits des Mittelwertes entspricht [TUCKER 1996].Diese wird mit der Streuung von 68% einer Population (1 Standardabweichung, 1σ beiderseits des Mittelwertes) kombiniert [TUCKER 1996].

Schiefe SK_1 (skewness):

$$SK_1 = (\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\,\Phi_{50}) / (2\,(\Phi_{84} - \Phi_{16})) + (\Phi_5 + \Phi_{95} - 2\,\Phi_{50}) / (2\,(\Phi_{95} - \Phi_5)) \quad (\mathbf{4})$$

[FOLK & WARD 1957]

Als Maß für die Asymmetrie einer Verteilung werden die Unterschiede zwischen Median und Mittelwert herangezogen, die variieren, je nachdem, ob sich eine Verteilung in Abweichung von der symmetrischen Normalverteilung zu einer Seite neigt. Aus dem Mittelwert minus Median geteilt durch den Korngrößenbereich in Bezug auf das errechnete Mittel lassen sich zuverlässige Schiefedaten erhalten [TUCKER 1996].

Kurtosis K_G (kurtosis):

$$K_G = (\Phi_{95} - \Phi_5) / (2{,}44\,(\Phi_{75} - \Phi_{25})) \quad (\mathbf{5})$$

[FOLK & WARD 1957]

Die Kurtosis ist das Maß aus dem Verhältnis der Streuungen der Extremwerte einer Verteilung und ihres Zentrums [TUCKER 1996].

3.1.5 Partikelformparameter

Aus den verschiedenen Durchmessern der Partikel werden zu jedem Korn die Formparameter Sphärizität, Symmetrie, Breiten-/Längenverhältnis und Konvexität berechnet.

3.1.5.1 Sphärizität (Sphericity, SPHT)

Das Maß der Sphärizität gibt an, wie sehr die Form des Partikels von der idealen Kugelform (SPHT = 1) abweicht (Abb. 3.1.5.1.1). Sie wird als

$$SPHT = 4\pi A / U^2 \quad (\mathbf{6})$$

berechnet, wobei A die gemessene Fläche der Partikelprojektion und U den Umfang/die Ausdehnung der Partikelprojektion darstellt [Retsch Technology 2010].

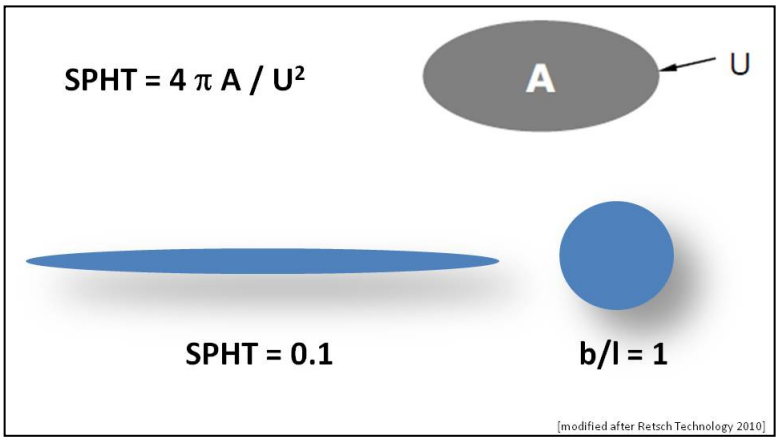


Abb. 3.1.5.1.1: Darstellung der Sphärizität (SPHT)

3.1.5.2 Symmetrie (Symmetry, Symm)

Die Symmetrie der Partikel errechnet sich aus dem minimalen Verhältnis der Abstände des Flächenschwerpunkts zu den Rändern in der gegebenen Messrichtung (Abb. 3.1.5.2.1). Für asymmetrische Partikel ist Symm < 1, liegt das Zentrum der Fläche außerhalb des Partikels ($r_1 / r_2 < 0$), ist Symm < 0,5 [Retsch Technology 2010].

$$Symm = ½ (1 + \min (r_1 / r_2)) \quad (7)$$

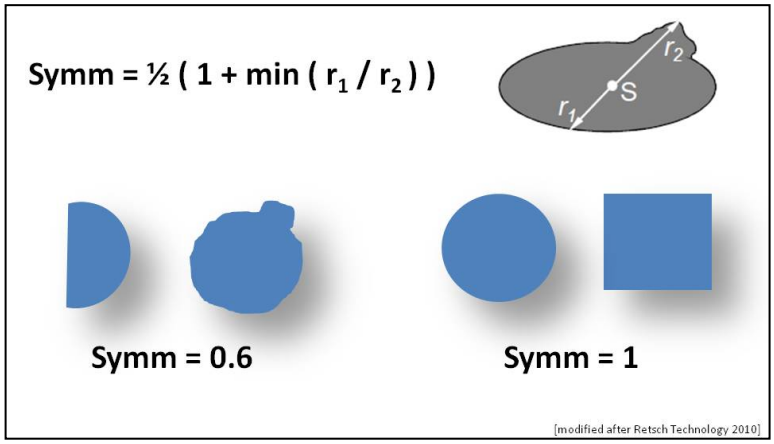


Abb. 3.1.5.2.1: Darstellung der Symmetrie (Symm)

3.1.5.3 Breiten-/Längenverhältnis (breadth-/length-ratio, b/l)

Das Breiten-/Längen-Verhältnis wird als Quotient der kleinsten gemessenen Sehne durch den Flächenschwerpunkt ($x_{c\ min}$) und dem größten Feret-Durchmesser ($x_{Fe\ max}$, größter

Abstand paralleler Tangenten) einer gemessenen Anzahl von x_c und x_{Fe}-Werten errechnet (Abb. 3.1.5.3.1).

$$b/l = x_{c\,min} / x_{Fe\,max} \quad (8)$$

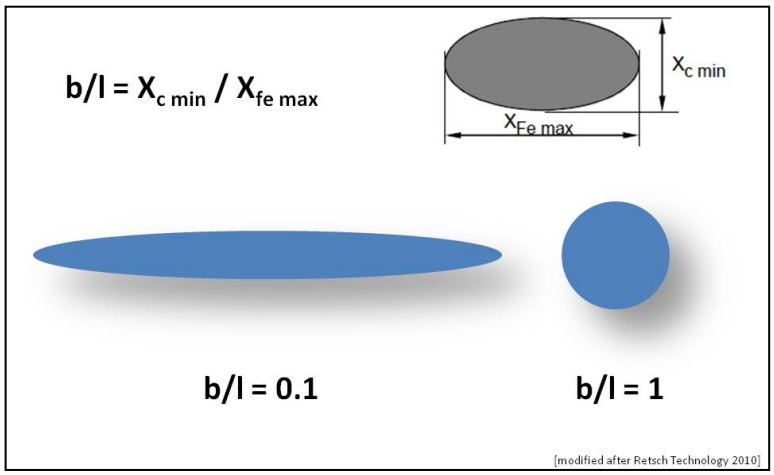


Abb. 3.1.5.3.1: Darstellung des Breiten-/Längenverhältnisses (b/l)

3.1.5.4 Konvexität (Convexity, Conv)

Die Konvexität ist die Quadratwurzel des Verhältnisses der realen Fläche zur konvexen Fläche des Partikels (Abb. 3.1.5.4.1).

$$Conv = (A_{real} / A_{conv})^{1/2} \quad (9)$$

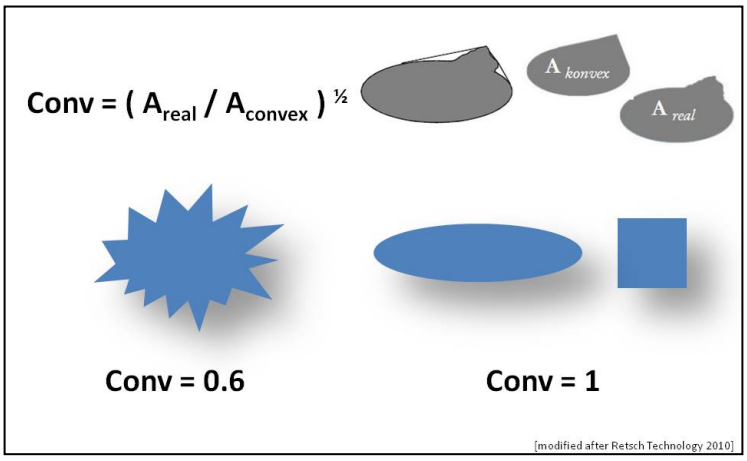


Abb. 3.1.5.4.1: Darstellung der Konvexität (Conv)

3.2 Ergebnisse

Mit dem Camsizer® lassen sich sehr viele Messwerte generieren, in dieser Aufstellung sind nur einige davon berücksichtigt. Aus den entsprechenden Perzentilen wurden (Abb. 3.2.1)

nach Folk & Ward [1957] die statistischen Parameter Schiefe, Sortierung und Kurtosis berechnet.

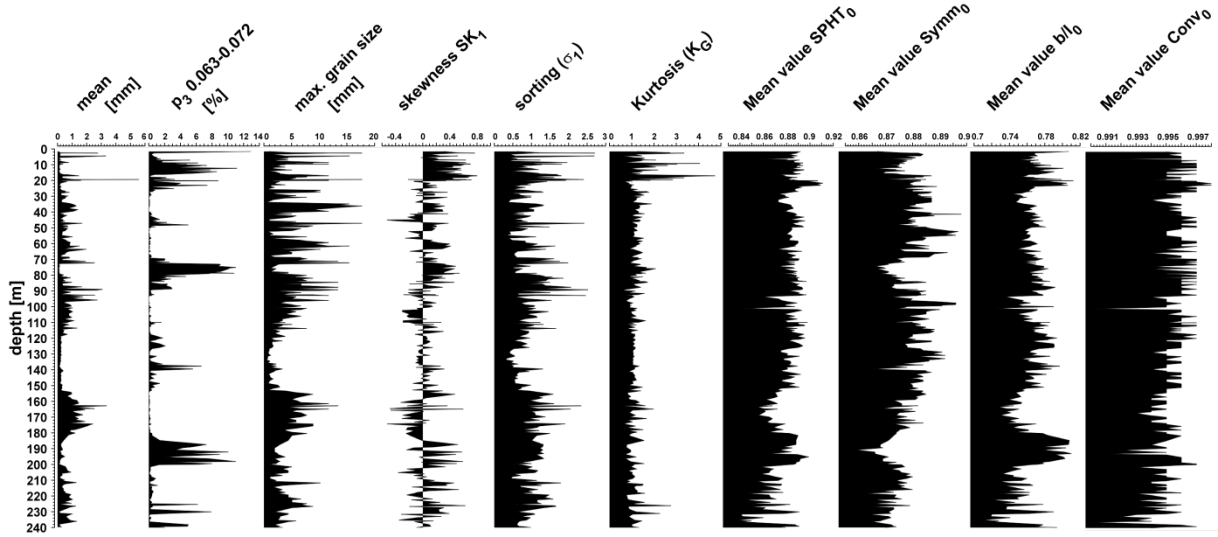


Abb. 3.2.1: Darstellung der Camsizer®parameter und statistischen Größen gegen die Tiefe der Proben des Kerns Garding-2. Mittelwert (mean), kleinste gemessene Kornfraktion (p_3 (0,063 – 0,072 mm)), maximale Korngröße, Schiefe, Sortierung, Kurtosis, Mittelwert der anzahlbezogenen Sphärizität (mean value $SPHT_0$), Mittelwert der anzahlbezogenen Symmetrie (mean value $Symm_0$), Mittelwert des anzahlbezogenen Breiten-/Längenverhältnisses (mean value b/l_0), Mittelwert der anzahlbezogenen Konvexität (mean value $Conv_0$).

Der Mittelwert der Korngröße (Abb. 3.2.1) bewegt sich zwischen maximal 2,843 mm in 19,46 m und minimal 0,088 mm in 1,46 m Tiefe und liegt damit im Bereich von Feinkies bis Feinsand. Der volumenprozentuale Anteil der feinsten Kornfraktion (0,063 – 0,072 mm) erreicht stellenweise über 12 % (1,46 m). Da sowohl die Ton- als auch die Siltfraktion durch Nasssiebung entfernt wurde, ist dieser Parameter als Indikator für das Vorhandensein von Silt- und Tonmaterial ausgewählt wurden. Die maximale Korngröße liegt in der Korngrößenfraktion 16 – 18,379 mm im Mittelkiesbereich (Abb. 3.2.1). Die Sortierung liegt im Kern Garding 2 zwischen 0,31 in 132,70 m (sehr gute Sortierung) und 2,72 in 2,63 m (sehr schlechte Sortierung) Tiefe (Abb. 3.2.1). Die Schiefe bewegt sich zwischen 0,8 in 17,11 m (stark positiv) und -0,53 in 44,88 m Tiefe (stark negativ). Die Kurtosis im Kern Garding 2 liegt zwischen maximal 4,74 in 17,11 m (extrem schmalgipfelig/leptokurtisch) und minimal 0,53 in 162,7 m (sehr breitgipfelig/platykurtisch) Tiefe (Abb. 3.2.1). Die Parameter Sphärizität ($SPHT_0$), Symmetrie ($Symm_0$), Breiten-/Längenverhältnis (b/l_0) und Konvexität ($Conv_0$) nehmen über die gesamte Kernlänge tendenziell vom Liegenden ins Hangende zu. Die Symmetrie und das Breiten-/Längenverhältnis zeigen zudem eine gewisse Zyklizität über die Tiefe (Abb. 3.2.1).

3.3 Diskussion

Hierzu wurde der Kern auf Grundlage der Camsizer®parameter und nach Augenschein (Farbänderungen, Textur, Korngrößenzyklen, etc.) in Abschnitte ähnlicher sedimentologischer und möglicherweise klimatischer Bedingungen gegliedert (Tab. 3.3.1). Die Diskussion erfolgt abschnittsweise.

Tabelle 3.3.1: Übersicht der Kernabschnitte mit beobachteter Fazies und Stratigraphie (nach PROBORUKMI *et al.* [2017] und PROBORUKMI & URBAN [2017])

Tiefe	Fazies	stratigraphische Zuordnung
239,80 – 182 m	mäandrierender Fluss, Moor, Boden, limnische Sedimente	Tertiär: Brunssum, Reuver
181,92 – 149 m	verflochtener Fluss	Quartär: Prätegelen
149 – 117,72 m	äolisch, limnisch, Moor, Würgeboden	Waal-Komplex, Bavel-Komplex, Cromer-Komplex
117,72 – 89 m	verflochtener Fluss	Cromer III - V
89 – 79,85 m	fluvioglaziales Sediment	Elster-Kaltzeit
79,85 – 72,80 m	palustrisch	Holstein, Fuhne/Saale-Komplex
72,80 – 69,30 m	verflochtener Fluss	Drenthe/Saale-Komplex
69,30 – 19,85 m	verflochtener Fluss, fluvioglaziales Sediment, äolisch	Eem, Weichsel-Kaltzeit
19,85 – 1,00 m	flachmarin, terrestrisch	Holozän/8400 - 1000 a b2k

Die Abschätzung der Strömungsgeschwindigkeiten der Sedimenterosion, bzw. Sedimentation erfolgte mit Hilfe des Hjulström-Diagramms (Abb. 3.3.1).

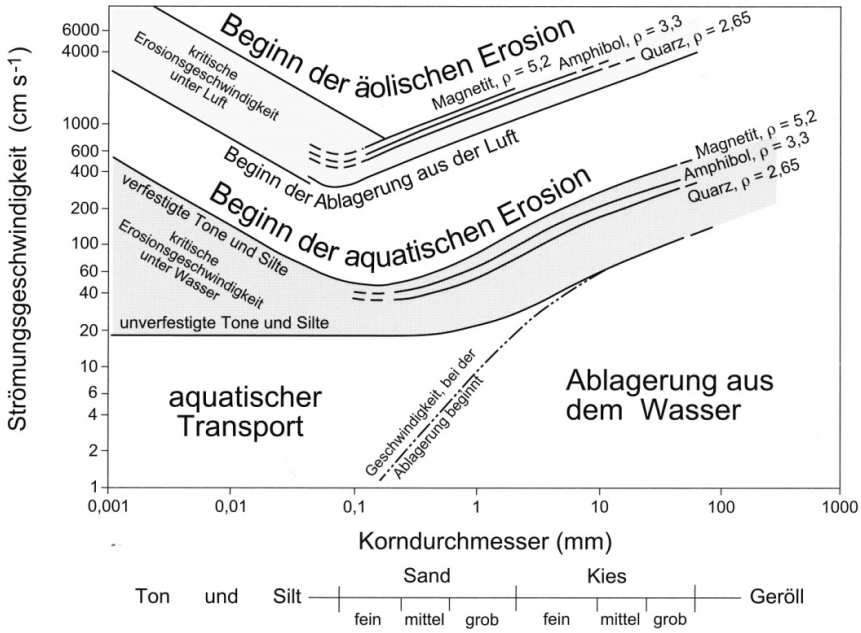


Abb. 3.3.1: Hjulström-Sundborg-Diagramm mit den Bedingungen für Erosion, Transport und Ablagerung von Sedimentkörnern unter Wasser und unter Luft [BAHLBURG & BREITKREUZ 2004]

3.3.1 239,80 – 182 m

mäandrierender Fluss; Tertiär

Der unterste Kernabschnitt von 239,80 - 182 m zeigt abwechselnd tonig-siltige und sandig-kiesige Lagen. Die abwechselnd siltig-tonigen und sandig-kiesigen Lagen des Abschnitts 239 – 199 m wurden als Ablagerungen eines distalen mäandrierenden Flusssystems mit Überflutungsebene klassifiziert (Abb. 3.3.1.1). Dabei bilden die feinen Sedimente die Überflutungsebene, bzw. verlandende Altgewässer ab und die gröberen kiesigen, bzw. siltigen Sande die Sedimente des Stromstrichs, des Gleithangs bzw. Dammbruchsedimente.

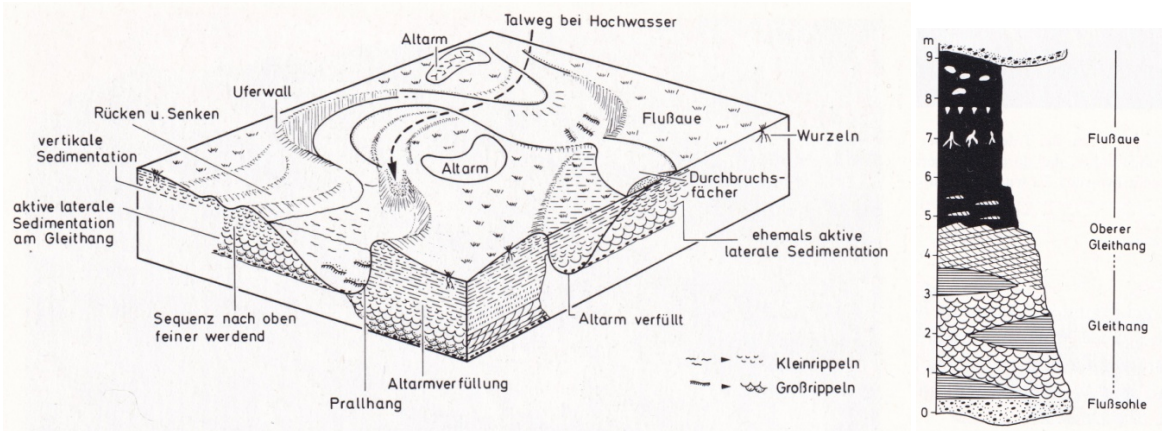


Abb. 3.3.1.1: Blockdiagramm mit den wichtigsten morphologischen Elementen eines mäandrierenden Flusssystems [REINECK 1984]. Erosion am Prallhang und laterale Sedimentationen an den Gleithängen. Groß-

und Kleinrippeln ergeben entsprechend Schrägschichtungspakete, die nach oben in Korn und Gefüge feiner werden. Das Säulenprofil zeigt die vertikale, nach oben feiner werdende Abfolge eines Gleithangs.

3.3.1.1 239,84 - 236,84 m

mäandrierender Fluss; Tertiär: Brunssum

Der unterste Abschnitt von 239,84 bis 236,84 m besteht aus hell- und dunkelgrauen, teilweise unregelmäßig geschichteten Sedimenten mit relativ hohem Silt- und Tongehalt. Der Hauptmodalwert liegt zwischen 0,28 mm in 239,70 m und 0,11 mm in 237,8 m Tiefe und sinkt zum Hangenden geringfügig ab. Sedimente dieser Korngröße werden bei Strömungsgeschwindigkeiten unter 2 cms^{-1}, bzw. im stehenden Gewässer in einem energiearmen Milieu abgelagert (Hjulström-Diagramm, Abb. 3.3.1). Bei dem Sediment handelt es sich um Hochflutlehm der Überflutungsebene eines mäandrierenden Flusses (Abb. 3.3.1.1). Es könnte sich auch um die Füllung eines abgeschnürten Altarms des Fließgewässers handeln. Auf dem feinen Sediment kam es teilweise zu Bodenbildung (238,65 – 238,15 m und 237,05 – 238,85 m), wie die an Organik reichen Lagen zeigen. Der Bodenhorizont in Kernmeter 238 wurde durch überlagernde feine Sedimente begraben, was auf Subsidenz hindeutet, aber auch veränderte Klimabedingungen (höhere Niederschlagsmengen) anzeigen kann. Der darüber liegende Bodenhorizont ist in 237 m durch Erosion abgetragen.

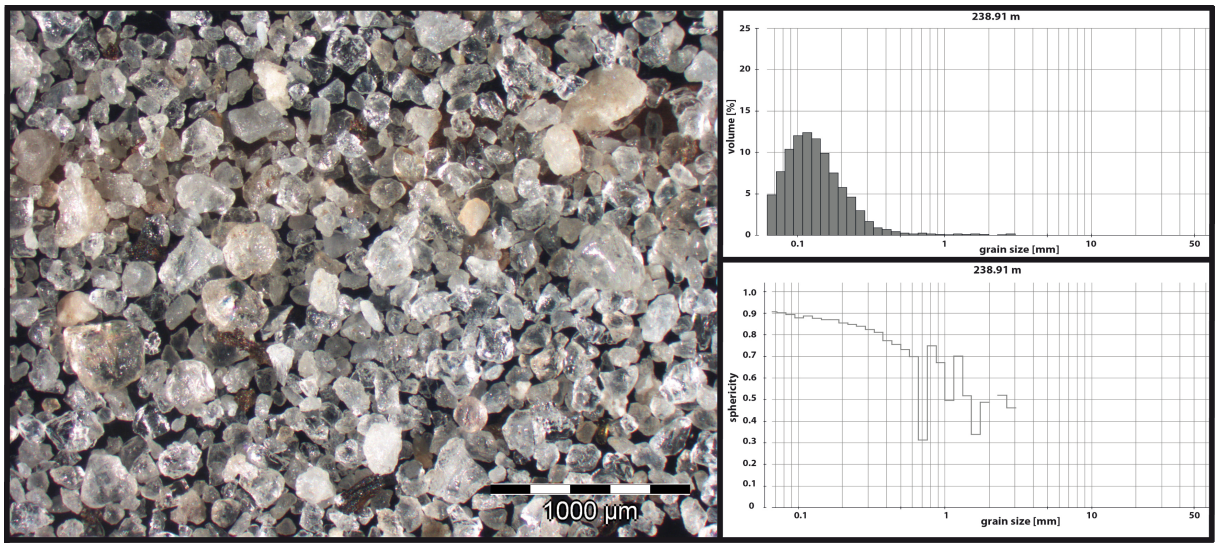


Abb. 3.3.1.1.1: Hochflutsediment, Korngrößenverteilung und Sphärizitätsverlauf, 238,91 m

3.3.1.2 236,84 – 199,40 m

mäandrierender Fluss; Brunssum

In den Proben 229,83 - 229,85 m und 199,14 - 199,16 m wurde viel heller Ton mit sehr großem Quellvermögen beobachtet. Es hat zum Zeitpunkt der Bildung der Sedimente feuchtwarmes Klima geherrscht, so dass sich Montmorillonit bilden konnte. Möglicherweise handelt es sich auch um die Füllung eines Altarmes, der allmählich verlandete. Die von PROBORUKMI *et al*. [2017] erhobenen Pollendaten weisen sowohl auf Flussufervegetation/Galeriewald (*Salix, Ulmus, Pterocarya*) als auch auf einen Auebruch (*Taxodium, Nyssa, Sequoia*) hin.

Die Erosionsdiskordanz in 236,84 m Tiefe markiert den Beginn der Ablagerung von gröberen Rinnensedimenten. Die Kernmeter 236 und 235 zeigen die gröbsten Sedimente des Stromstrichs (Abb. 3.3.1.2.1 und 3.3.1.2.2) mit einer Korngröße (Modus) in 236,08 m bei 1,14 mm und in 235,44 m bei 0,84 mm, was Strömungsgeschwindigkeiten von bis zu 5 - 6 cms^{-1} bei der Ablagerung entspricht (Hjulström-Diagramm, Abb. 3.3.1). Die maximale Korngröße liegt bei 5,86 mm in Probe 235,44 m (Abb. 3.3.1.2.2), was einer maximalen Ablagerungsgeschwindigkeit von knapp 20 cms^{-1} entspricht, die im Rahmen von Hochflutereignissen erreicht werden. Die linksschiefe Verteilung des bei hohen Strömungsgeschwindigkeiten transportierten und später bei geringeren Strömungsgeschwindigkeiten im Feinbereich ausgewaschenen Reliktsediments wird von einer symmetrischen Verteilung überlagert (Modus ca. 0,8 mm), welche Sediment anzeigt, das bei einem späteren Prozess bei geringerer Strömungsgeschwindigkeit (ca. 6 cms^{-1}) abgelagert wurde.

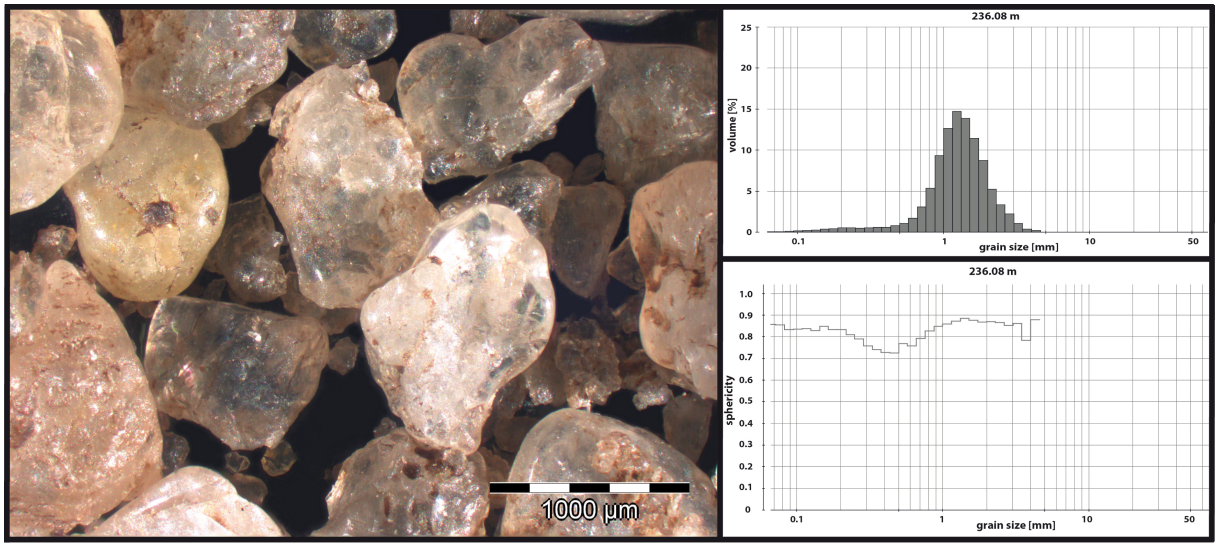


Abb. 3.3.1.2.1: Korngrößenverteilung der Rinnensedimente des Stromstrichs, 236,80 m

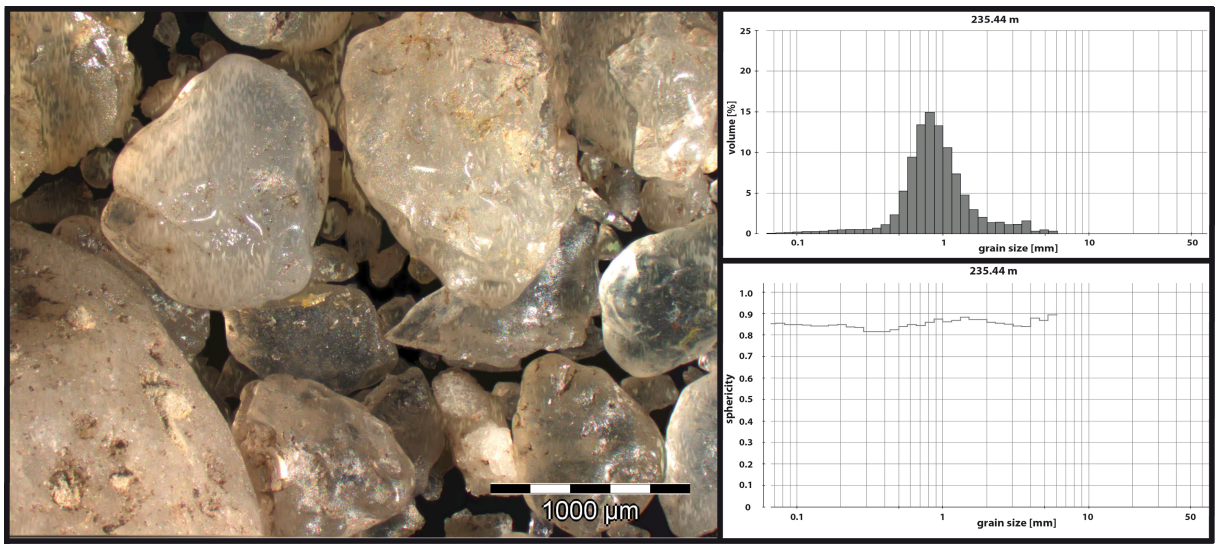


Abb. 3.3.1.2.2: Sediment des Stromstrichs mit maximaler Korngröße 5,86 mm, 235,44 m

Die Korngröße des Hauptmodus liegt zwischen 234 und 231 m zwischen 0,42 und 1,28 mm (2. Modus bei Bimodalität, Abb. 3.3.1.2.3), was Strömungsgeschwindigkeiten zwischen 2,5 und 6 cms^{-1} entspricht (Hjulström-Diagramm, Abb. 3.3.1). Die Sedimente im Hangenden zeigen zwischen 234 und 231 m teilweise Laminierung im cm-Größenbereich. Die Camsizer®-Histogramme zeigen teilweise dazu passende Bimodalität, siehe 233,55 m (Abb. 3.3.1.2.3). Diese Sedimente werden als Gleithangsedimente eines mäandrierenden Flusses interpretiert. Die Gleithangsedimente zwischen 236 und 231 m zeigen eine relativ hohe Sphärizität (Abb. 3.3.1.2.1, 3.3.1.2.2 und 3.3.1.2.3). Vermutlich herrschten im nordöstlich der Bohrlokation in Skandinavien gelegenen Einzugsgebiet des Fließgewässers bereits kühlere/trockenere Klimabedingungen, die dort zu äolischem Transport und besserer Rundung der Partikel führte.

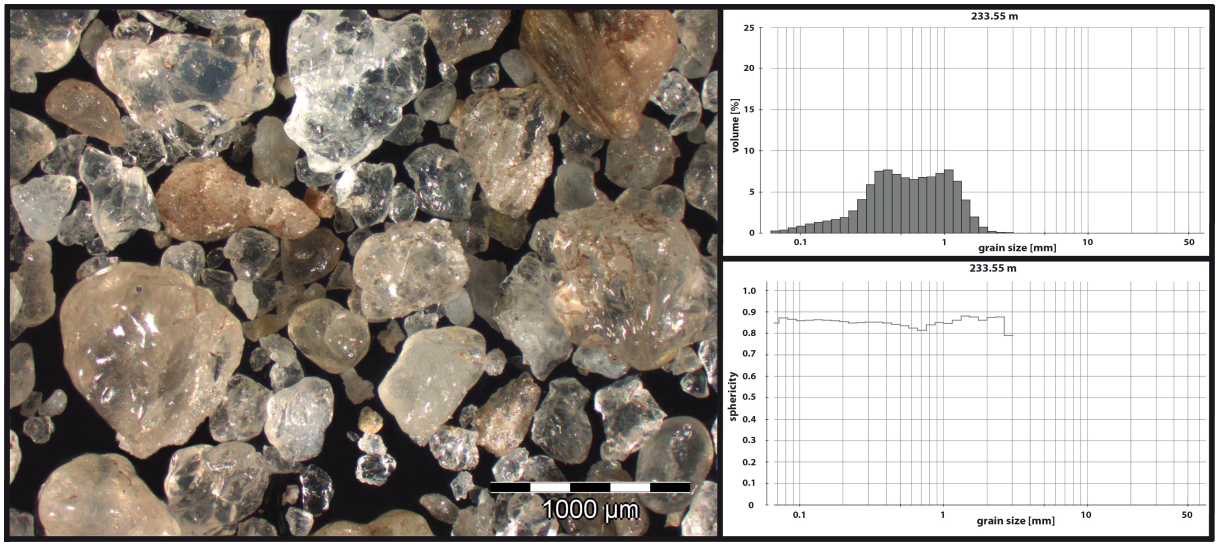


Abb. 3.3.1.2.3: bimodale Korngrößenverteilung der Sedimente des Gleithangs, 233,55 m

Auf die Gleithangsedimente folgen zwischen 231 und 229 m wieder feinere Sedimente (Abb. 3.3.1.2.4). Der Modus liegt bei 230,83 m bei 0,15 mm und die linksschiefe Verteilung legt äolischen Transport nahe. Es könnte sich um Dünensedimente oberhalb des Strandbereichs handeln, die langsam in die Überflutungsebene übergehen (Abb. 3.3.1.2.5) und in Kernmeter 229 Bodenbildung durchlaufen.

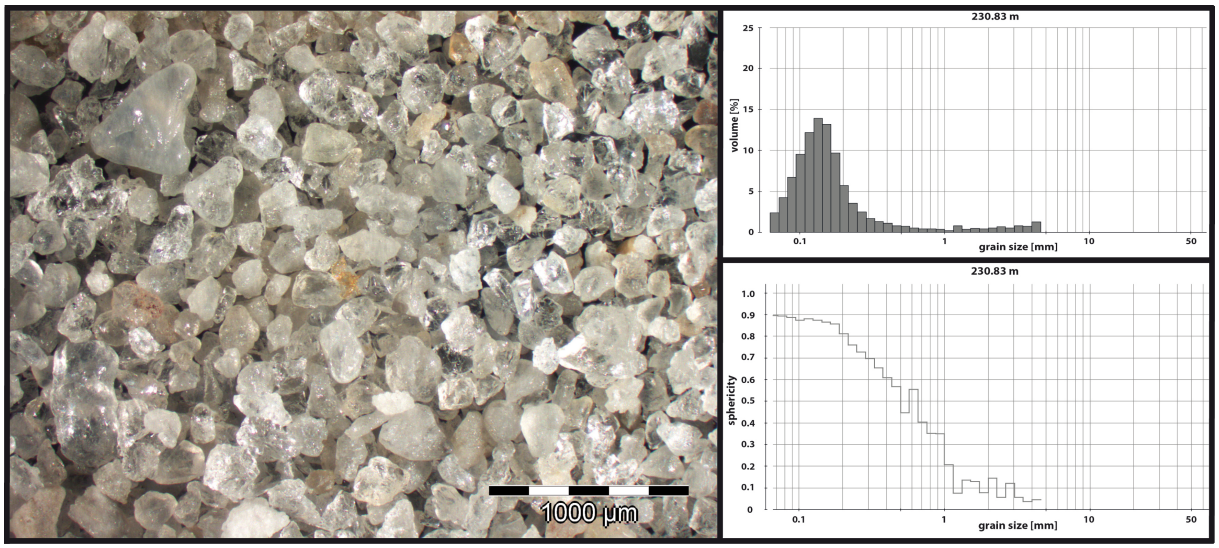


Abb. 3.3.1.2.4: Korngrößenverteilung der Dünensedimente, 230,83 m

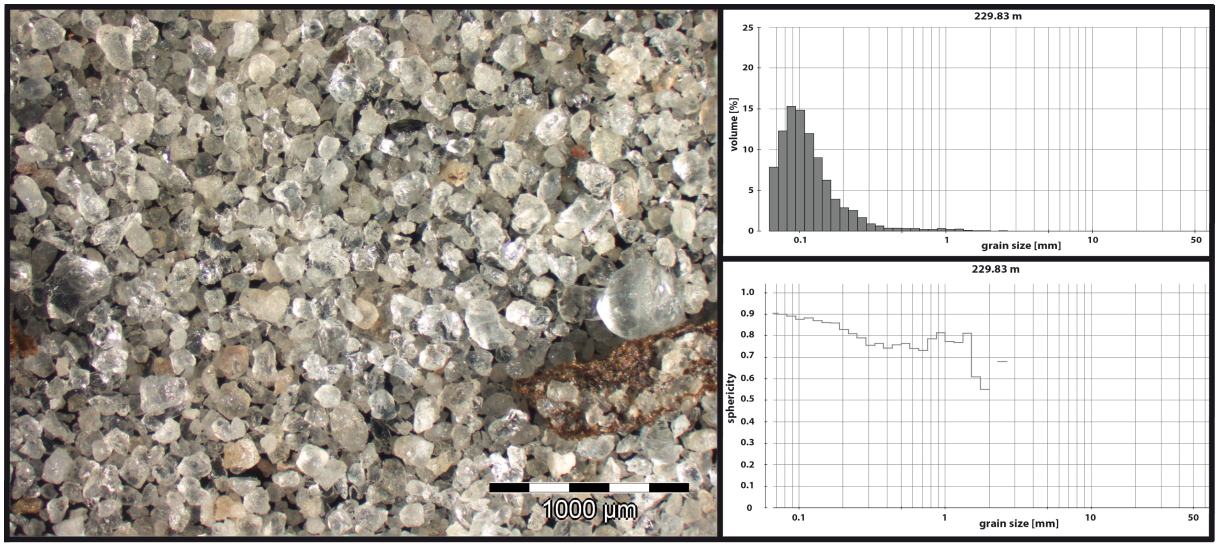


Abb. 3.3.1.2.5: Korngrößenverteilung der Überflutungsebene, 229,83 m

Oberhalb von 229 m sind die Rinnensedimente dominierend und bis 199 m nur untergeordnet kürzere Abschnitte mit Sedimenten der Überflutungsebene überliefert. Dies könnte mit einem Wechsel in der Vegetation zusammenhängen, die sich von Wäldern des Brunssum allmählich zu einer überwiegend waldlosen, aber Ericaceen-reichen Vegetation von boreal-ozeanischem Klimatyp im folgenden Reuver, der sich im nordöstlichen Liefergebiet vermutlich eher vollzog, als dies an der Bohrlokation durch Pollendaten nachweisbar ist. Nimmt die Vegetationsdecke der Landschaft ab, kommt es zu vermehrter oberflächlicher Sedimentabtragung. Damit nimmt die Sedimentfracht der Flüsse erheblich zu.

Aus den Camsizer®daten (Abb. 3.3.10.1) lässt sich für diesen Abschnitt (239,84 bis 182 m) erkennen, dass der Median (median) und Mittelwert (mean) bis ca. 185 m einen leicht abnehmenden Trend zeigen. Dies zeigt möglicherweise, dass sich die Kernlokation durch Senkung der Erosionsbasis und der damit verbundenen Zunahme der Sinuosität [SCHUMM, 2005], bzw. rückschreitende Erosion im Liefergebiet nach distal verlagert hat. Eine zunehmende Sinuosität erfolgt u.a. durch Zunahme der Sedimentfracht, die zur allmählichen Abkühlung des Klimas und verstärkter Denudation im Liefergebiet passt. Ebenso tritt eine Erhöhung der Sinuosität bei Erhöhung des Geländegradienten ein, was durch absinkenden Meeresspiegel (Absinken der Erosionsbasis) hervorgerufen werden kann.

Die maximale Korngröße steigt in Kernmeter 226 sprunghaft auf 8,88 mm an, was auf erhöhte Fließgeschwindigkeiten hindeutet. Dies kann durch Hochwasser hervorgerufen werden, jedoch auch durch eine abrupte Erniedrigung der Sinuosität durch Abschnürung von

Mäanderschleifen, z.B. nach Schmelzwasserereignissen. In 227,85 m [GRUBE, 2011] zeigen Tongerölle, dass zuvor trockengefallene Flächen mit trockenrissiger Tonschicht erneut geflutet wurden, was auf wechselhafte Wasserstände schließen lässt.

Abschnitt 229 – 211 m deutet auf eine klimatisch/ökologisch instabile Phase hin. Im Abschnitt 229 - 217 m zeigt die Korngrößenverteilung eine Zunahme der maximalen Strömungsgeschwindigkeit, so dass auch gröbere Partikel in Suspension transportiert werden konnten (Abb. 3.3.1.2.6). In 219,11 m betrug die Strömungsgeschwindigkeit etwa 10 cms^{-1} (Hjulström-Diagramm, Abb. 3.3.1) um die grobsandigen Sedimente mit Hauptmodus 1,68 mm ablagern zu können, ihr Transport begann bei Strömungsgeschwindigkeiten ab etwa 40 cms^{-1}.

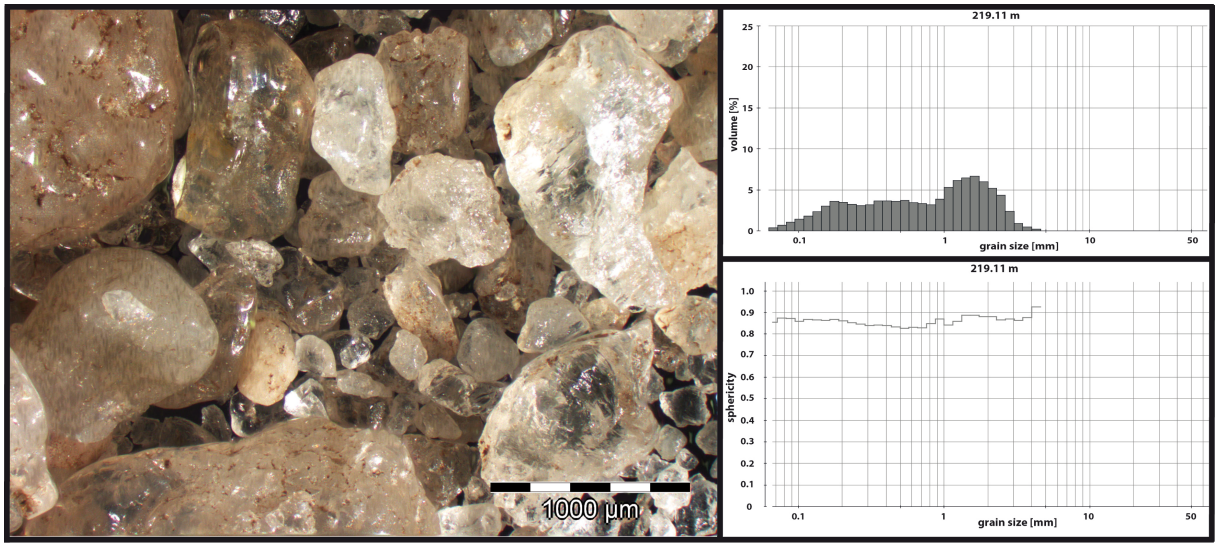


Abb. 3.3.1.2.6: schlecht sortierte, sowie polymodale Verteilung, durch wechselnde Fließgeschwindigkeiten transportiert, 219,11 m

Zwischen 213,20 und 212,45 m befindet sich ein in turbulenter Strömung entstandener, mit Feinmaterial aufgefüllter Kolk. Darüber folgen in Kernmeter 211 Stromstrichsedimente mit erhöhter Suspensionsfracht, jedoch auch erhöhter Bodenfracht (Abb. 3.3.1.2.7).

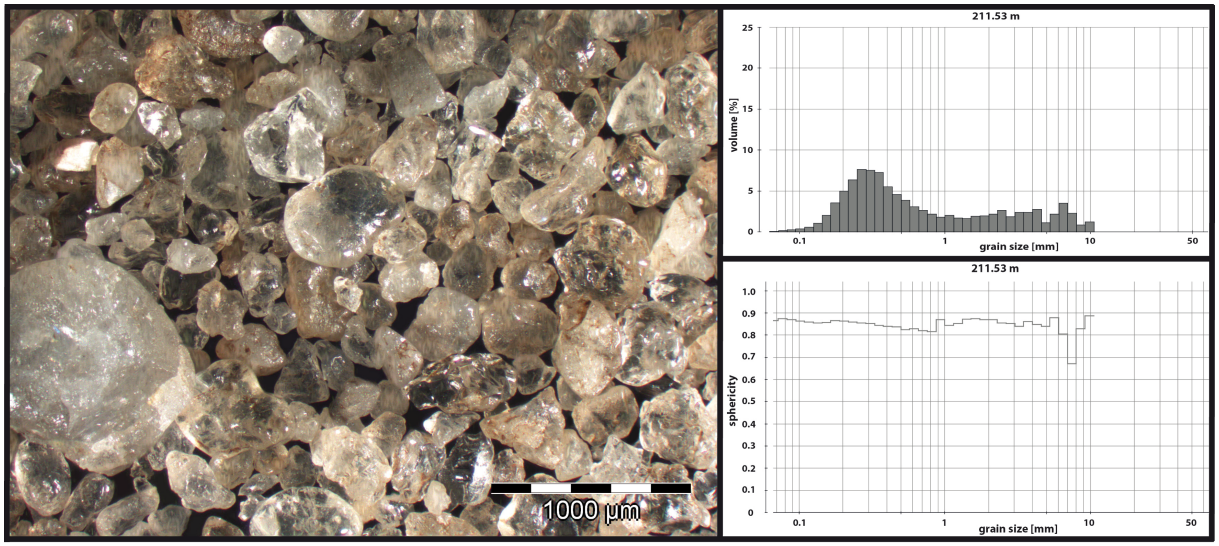


Abb. 3.3.1.2.7: Stromstrichsedimente mit Roll- und Suspensionsfracht, 211,53 m

3.3.1.3 199,40 – 181, 92 m

Moor, Boden, limnische Sedimente; Tertiär: Brunssum, Reuver

Oberhalb von 199,40 m sind feinsandig-tonig-siltige Sedimente erhalten (Abb. 3.3.1.3.1). Hier wurde hauptsächlich feine Suspensionsfracht transportiert. Die Korngrößenverteilung mit Hauptmodus um, bzw. kleiner als 0,1 mm, sowie der hohe Anteil an Silt und Ton legt einen teilweise limnischen Charakter der Sedimente nahe. Die Sedimente zeigen Zonen von Bodenbildung. Im hangenden Teil oberhalb 187 m zeigt sich Vermoorung. Desweiteren zeigt sich im hangenden Teil des Abschnitts eine Erhöhung der mittleren anzahlbezogenen Sphärizität (ca. ab Kernmeter 199, Abb. Abb. 3.3.10.1), die auf eine Abkühlung und äolisch transportierte Sedimente hinweist (Abb. 3.3.1.3.2).

Eine Abkühlung spiegelt sich ebenfalls in den Pollendaten zwischen 182,78 und 182 m, die Sedimente des Reuver B am Übergang zum Prätegelen zeigen [PROBORUKMI *et al.* 2017].

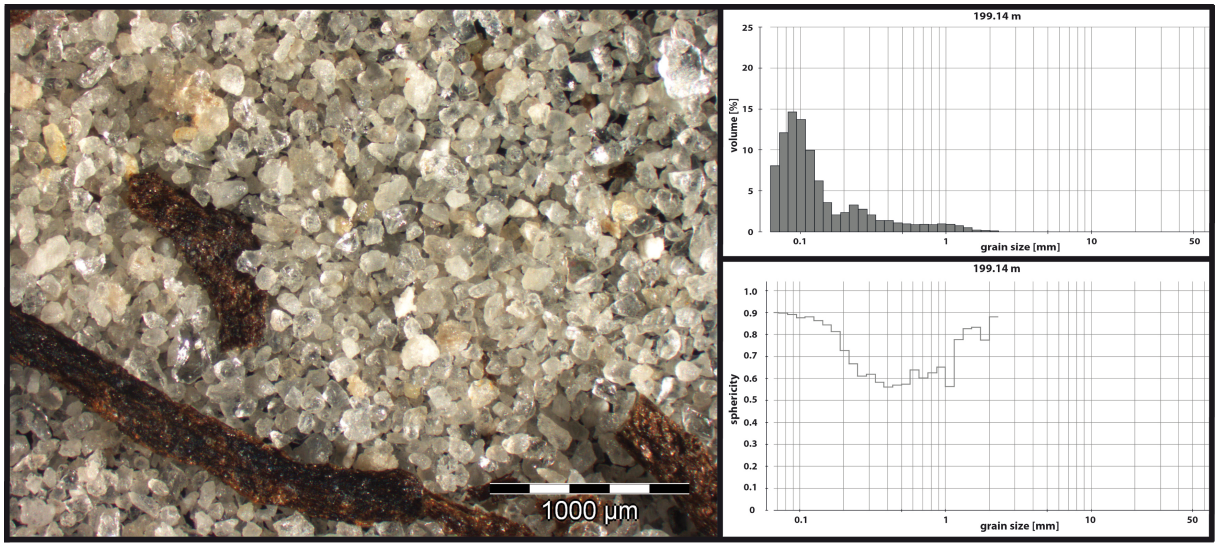


Abb. 3.3.1.3.1: feinkörniges limnisches Sediment, 199,14 m

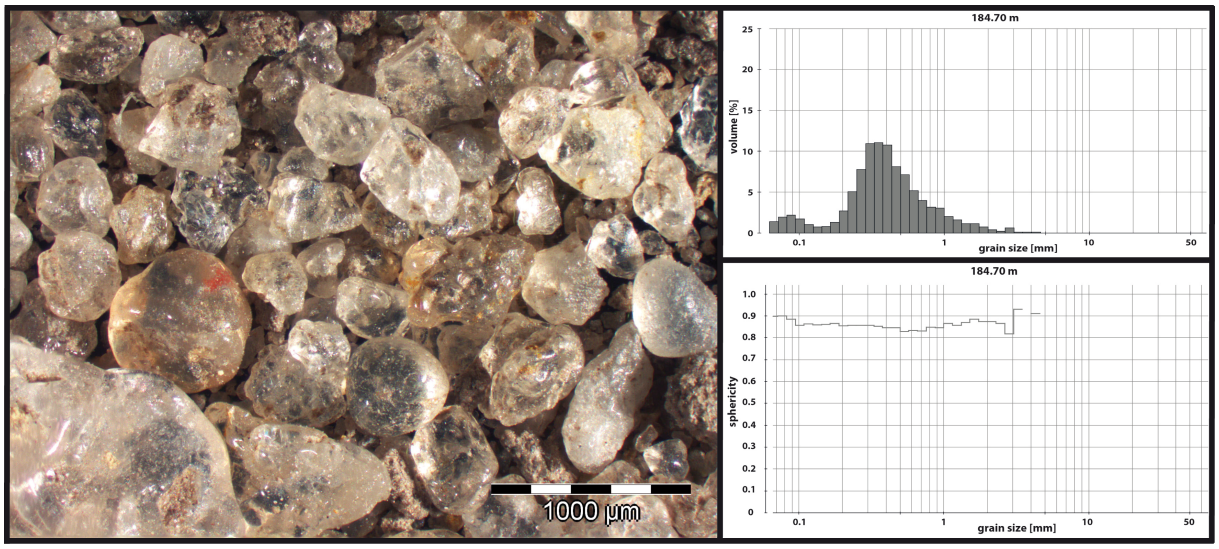


Abb. 3.3.1.3.2: Sediment mit äolischer Komponente, 184,70 m

3.3.2 181,92 – 149 m

verflochtener Fluss; Quartär: Prätegelen

Die Sequenz beginnt in 181,92 m mit grobsandigem Sediment, überlagert von mittelkiesigem Sediment zwischen 180 und 180,55 m, zwischen 180 und 177 m wurden grobsandige Sedimente abgelagert. Hier kam es vermutlich zu Materialverlust und –störung durch eine im Bohrloch verkantete Sonde. Gröbere und feinere Sedimente sind derart ineinander geschaltet, dass man von einem verflochtenen Flusssystem (braided river) als Ablagerungsraum ausgehen kann (Abb. 3.3.2.1).

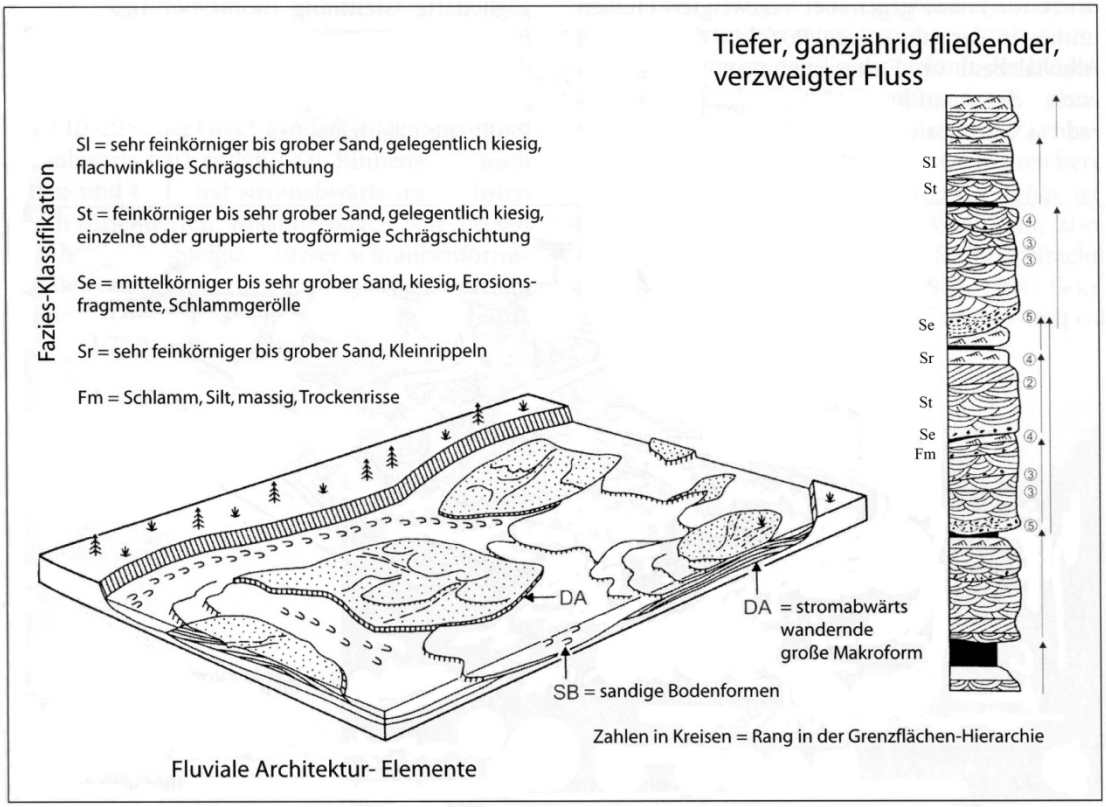


Abb. 3.3.2.1: sandführender verzweigter Fluss (sand-bed braided river) mit trogförmiger Schrägschichtung (trough cross-bedding) der Großrippeln und Rinnen, sowie planarer Schrägschichtung (planar slip-face bedding) der Strominseln [SCHÄFER, 2005]

Hier wird anteilig mehr Bodenfracht im Verhältnis zur Suspensionsfracht befördert, außerdem füllt das Flusssystem das gesamte Flussbett aus. Es gibt also keine, bzw. kaum siltig-tonige Ablagerungen der Überflutungsebene. Durch die reduzierte Vegetation und dadurch erhöhte Sedimentfracht durch Verwitterung und Denudation entstehen in Kaltzeiten oft verflochtene Flusssysteme. Im hier betrachteten Flussabschnitt würde eine Senkung der Erosionsbasis (Meeresspiegelabsenkung) zudem zu einer Erhöhung des

Gradienten führen, was die Ausbildung eines verflochtenen Flusssystems (im Gegensatz zum mäandrierenden) zusätzlich begünstigt. Die Vergröberung und Verfeinerung der Sedimente kann durch Veränderung der Erosionsbasis durch Absinken und Wiederansteigen des Meeresspiegels zustande kommen, jedoch auch durch Veränderungen im Liefergebiet (z.B. Gletscherrückzug). Die zwischen 181,92 und 162,70 m zunehmende maximale Korngröße zeigt eine Vergröberungsabfolge mit zwei Phasen der Vergröberung zwischen jeweils 182 und 175 m, sowie 175 und 162 m, wie sie beispielsweise beim Downfilling [SCHUMM, 2005] zustande kommt. Dabei erhöht sich die Sedimentproduktion stark, entweder durch tektonische Prozesse (Subsidenz oder Uplift im Liefergebiet), oder eine klimatische Veränderung, die durch veränderte Vegetationsbedeckung zu erhöhtem und gröberem Sedimentaufkommen führt. Die Zyklen können auch schlicht die horizontale Verlagerung der einzelnen Flussarme und Bildung von Flussinseln abbilden, die im Gewässer nebeneinander erfolgt, im Kern jedoch gemäß der Waltherschen Faziesregel die Sedimentabfolgen auch in der vertikalen zu finden ist. Zu Beginn des Quartärs wird die Vergröberung sehr wahrscheinlich klimatisch induziert zu sein.

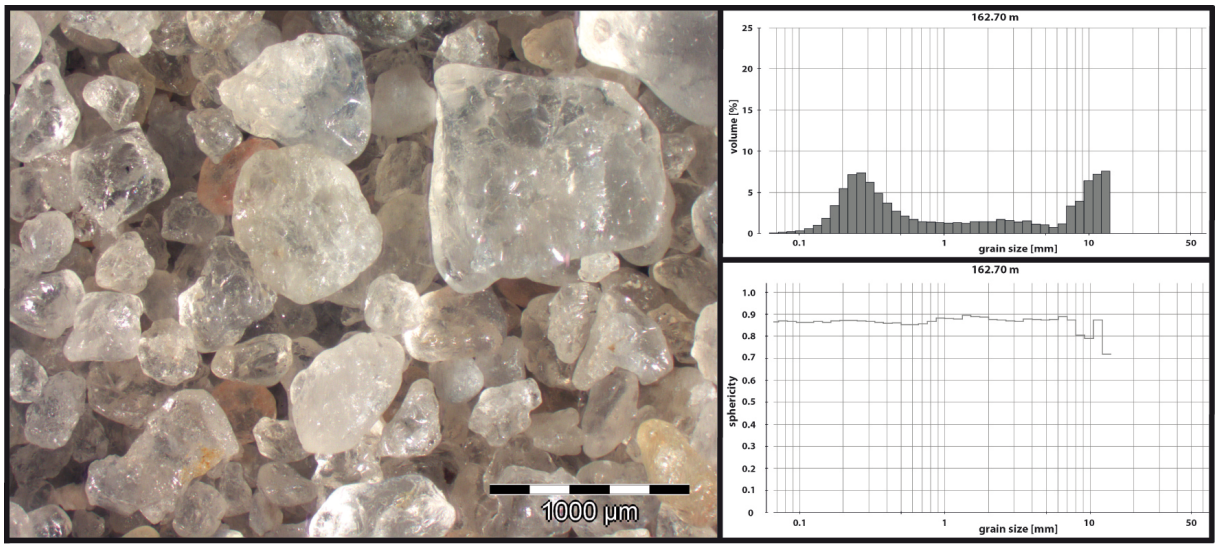


Abb. 3.3.2.2: grobe Bodenfracht mit durch Strömung suspendiertem Sand, der sich in verflochtenen Flusssystemen als Bedforms in Form von Rippeln, bzw. Großrippeln festlegt [SCHÄFER 2005], 162,70 m

Zum Teil sind äolische Sedimente abgelagert, wie die hohen Sphärizitätswerte (SPHT ± 0,9) von Probe 170,78 m im Bereich zwischen 1 und 4 mm (ca. 6 – über 10 ms^{-1}/Windstärke 4 - 6 Bft) nahelegen. Diese bilden im Flusssystem Rippel und Dünen, wenn sie ins Flussbett eingetragen werden und sind deshalb mit grobem Sediment in bimodaler Verteilung

abgelagert (Abb. 3.3.2.2 und 3.3.2.3). Die hoch sphärischen Partikel können allerdings bereits durch frühere Ablagerungszyklen gerundet gewesen und angereichert worden sein.

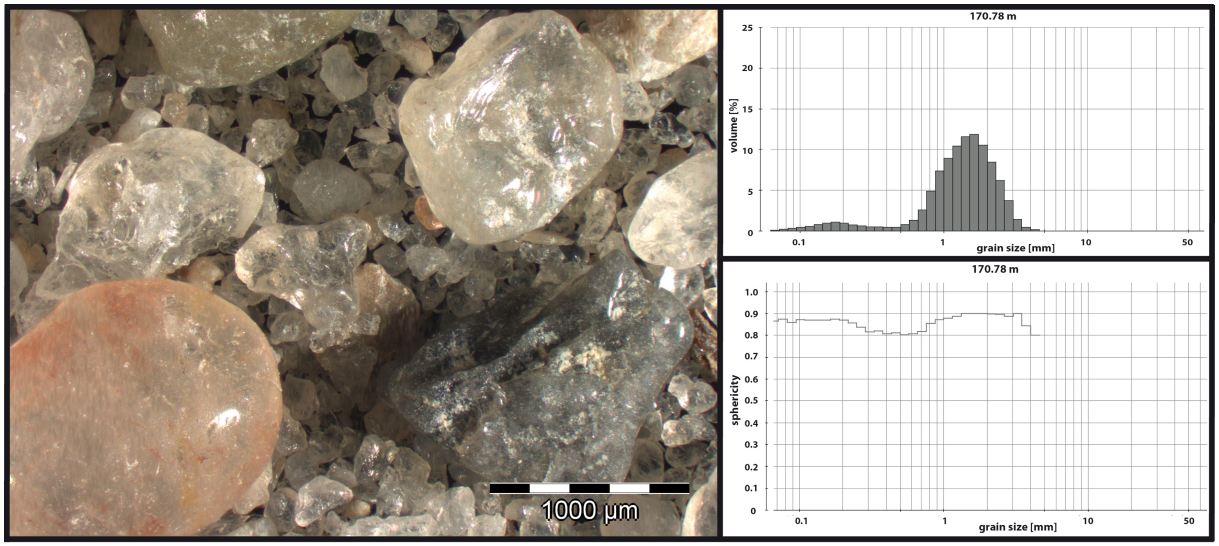


Abb. 3.3.2.3: Sediment mit hohen Sphärizitätswerten, 170,78 m

Die Sedimente verfeinern sich ab 158 m und von 152,75 bis 149 m wurden äolische Sedimente abgelagert, die eine gute Sortierung und symmetrische bis linksschiefe Verteilung bei geringer Korngröße (Modus 0,1 - 0,3 mm) zeigen (Abb. 3.3.2.4). Partikel der Korngröße 0,1 mm kommen gemäß Hjulström-Diagramm bei Windgeschwindigkeiten ab etwa 4 ms^{-1} zur Ablagerung. Es handelt sich hier vermutlich um Flussinseln im verflochtenen Flusssystem.

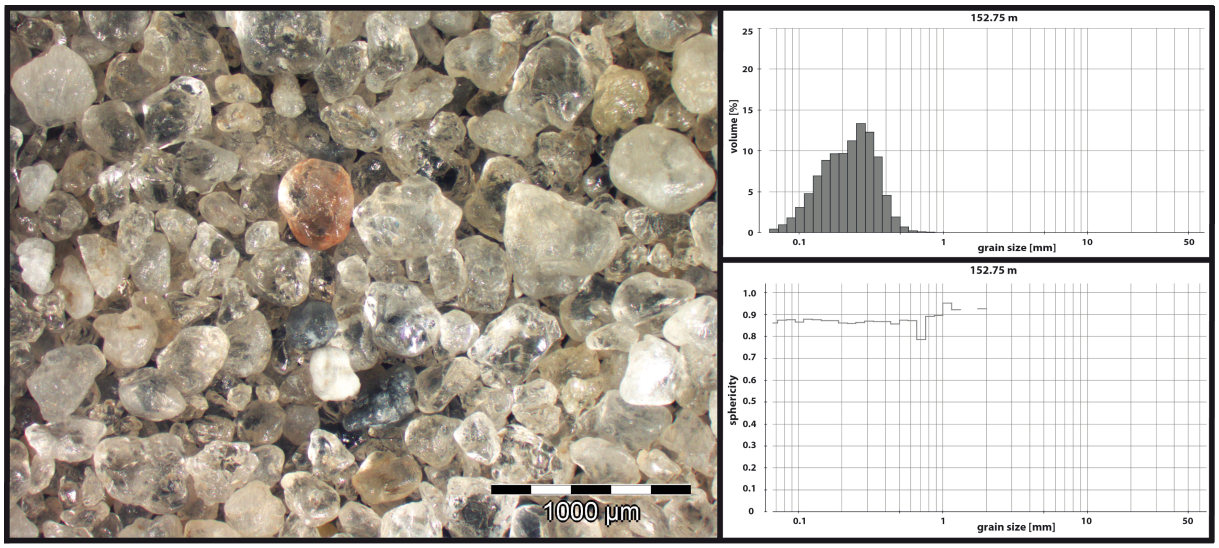


Abb. 3.3.2.4: feinkörnige äolische Sedimente, 152,75 m

3.3.3 149 – 117,72 m

äolisch, limnisch, Moor, Würgeboden; Waal-Komplex, Bavel-Komplex, Cromer-Komplex

Die mittel- bis feinsandigen Sedimente zeigen eine gut sortierte, symmetrische oder linksschiefe Verteilung bei geringen Korngrößen, die auf äolischen Transport schließen lässt (Abb. 3.3.3.1). In den Kernmetern 147 und 145 befinden sich Torfhorizonte und bei 141,93 m liegt ein Bodenhorizont.

Hangend von 140,75 m sind die Sedimente reicher an organischem Material und dadurch dunkler gefärbt, sowie mit höherem, teils sehr hohem Silt- und Tonanteil. Zwischen 137,17 und 137,24 m befindet sich ein Abschnitt Braunkohle. In Kernmeter 140 ist ein Frostriss überliefert. Die eingeschalteten tonigen Sedimente zwischen 139 und 135,60 m sind möglicherweise im limnischen Milieu abgelagert worden. Die Probe 139,30 m (Abb. 3.3.3.2) enthielt 95 % äußerst quellfähigen Ton (Montmorillonit?) vermischt mit Silt. Das Stillgewässer trocknete durch klimatische Wechsel periodisch aus, bzw. vermoorte (140,75 - 137,17 m), während sich dann äolisch eingetragene Sedimente ablagerten und sich, wie hier zu beobachten, mit den limnischen Sedimenten abwechseln.

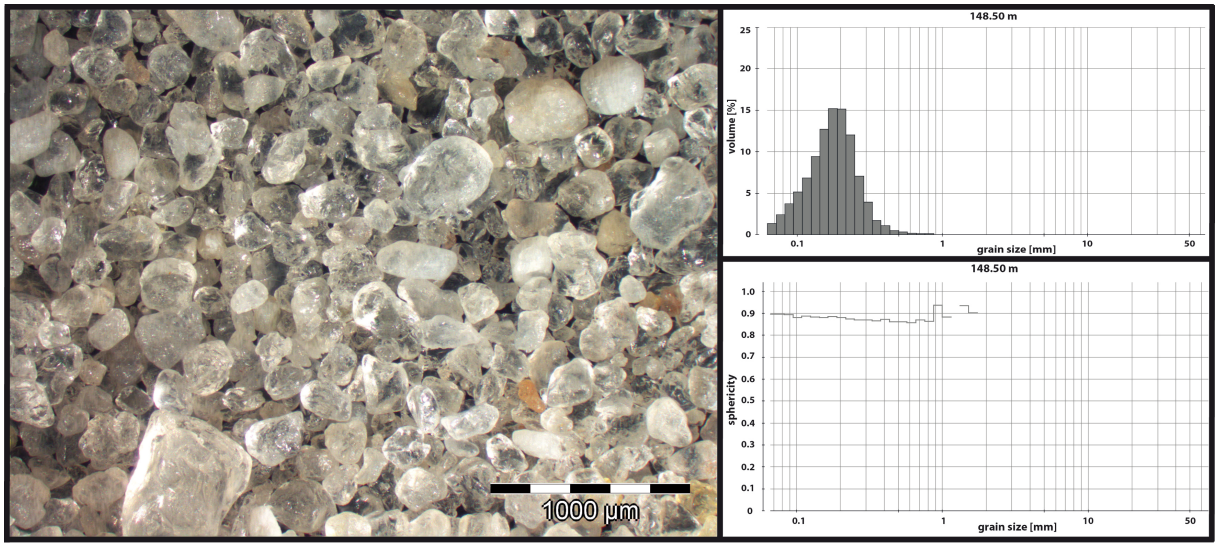


Abb. 3.3.3.1: äolisch transportiertes Sediment, 148,50 m

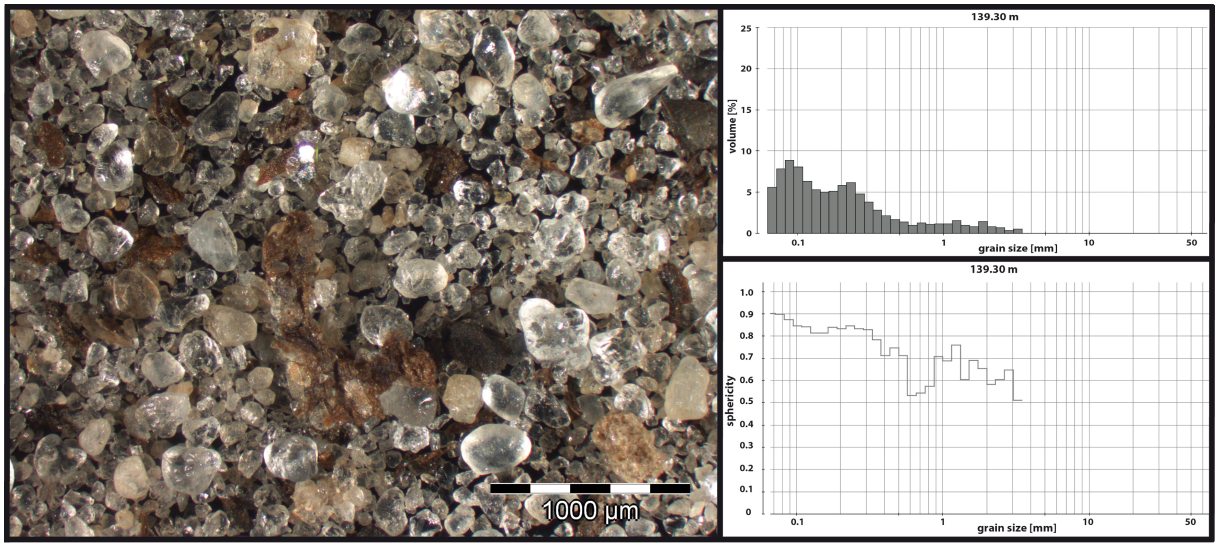


Abb. 3.3.3.2: limnisch abgelagertes Sediment, 139,30 m

Zwischen 135,67 und 129,70 m ist der Gehalt an Organik gering und das Sediment zunächst wieder hellgrau gefärbt. Oberhalb 129,70 m nimmt der Organikgehalt wieder zu und die Farbe wechselt zu bräunlich, es sind zudem Torfhorizonte ausgebildet. Zwischen 127,50 und 128 m, sowie in Kernmeter 140 liegen weitere Frostrisse. Die Sedimentlagen erscheinen zwischen 124 und 121 m abschnittsweise kryoturbiert.

Wie die Ergebnisse der Palynologie [PROBORUKMI *et al*. 2017] zeigen, findet in diesem Abschnitt eine Aufeinanderfolge kühlerer und wärmerer Perioden statt, mit letztem Auftreten von *Tsuga* in 119,50 m. Die stratigraphische Einordnung dieses Abschnitts (149 – 119,5 m) erfolgte in Waal - Bavel und Cromer I - III. Die Salinität (kaum bis moderat, 0,88 – 3,26%) deutet zusammen mit dem feinen Sediment auf limnische bis ästuarine/niedrigenergetische fluviatile Prozesse hin [PROBORUKMI *et al*. 2017].

3.3.4 117,72 – 89 m

verflochtener Fluss; Cromer III - V

Bei 117,72 m werden die torfig-feinsandig-siltigen Sedimente unter Bildung einer Erosionsdiskordanz von grobsandigen Sedimenten abgelöst (Abb. 3.3.4.1). Die hohen Sphärizitätswerte der Partikel > 1 mm (SPHT > 0,9) lassen auf äolischen Transport bei relativ hohen Windgeschwindigkeiten (10 ms^{-1}) und über lange Distanzen schließen (Abb. 3.3.4.2).

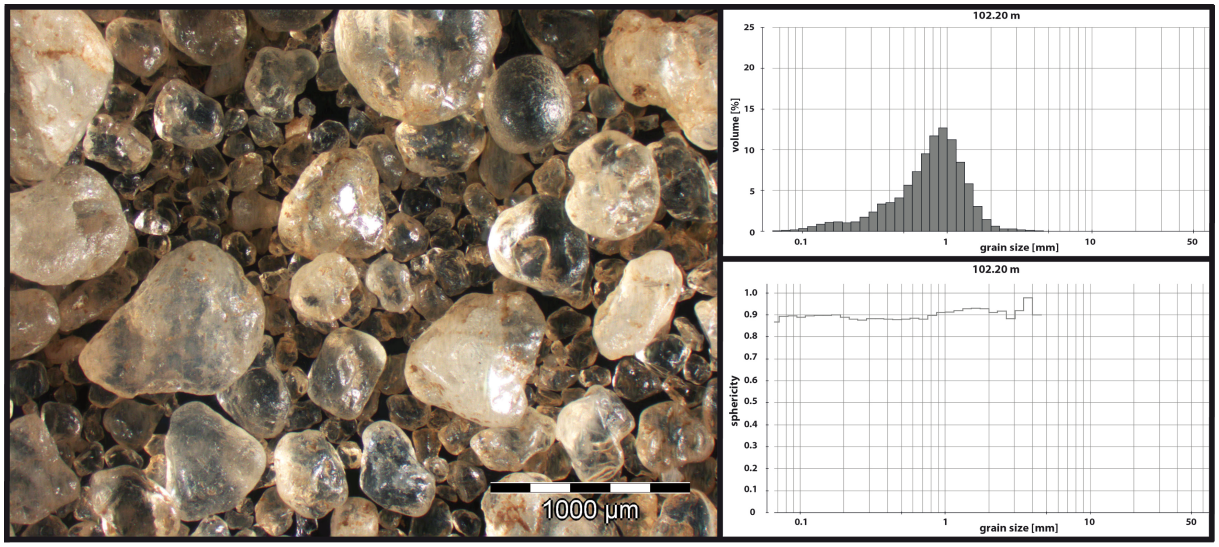


Abb. 3.3.4.1: sandige äolische Sedimente, 102,20 m

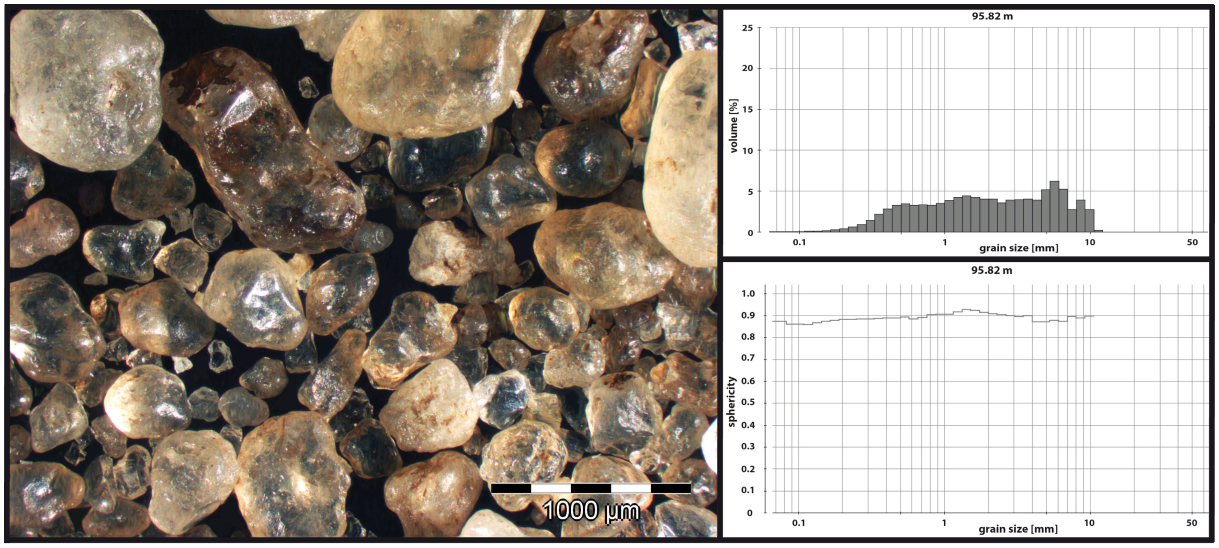


Abb. 3.3.4.2: sandig-kiesige Sedimente, 95,82 m

Hangend von 113,87 m folgt ein Abschnitt mit gröberen und feineren grobsandigen/feinkiesigen Sedimenten (Abb. 3.3.4.2) mit wachsender maximaler Korngröße und zum Teil aufgearbeiteten Torfstücken, sowie einem Frostriss in 111 m.

Zwischen 99,66 und 100,55 m liegt ein Bodenhorizont. Hangend schließen sich weitere grobsandige/feinkiesige Sedimente an. Der Abschnitt endet bei 89 m mit groben Stromstrichsedimenten. Es handelt sich um Sedimente eines relativ feinkörnigen verflochtenen Flusses. Das Sedimentaufkommen war hoch, was auf Bedingungen ohne Bodenbedeckung durch Bewuchs schließen lässt. Die Feinkörnigkeit lässt darauf schließen, dass sich die Bohrlokation zu dieser Zeitphase im distalen Flussbereich befand. In den Kaltzeiten fand keine Vergletscherung des Bereiches der Bohrung Garding-2 statt. In den

wärmeren, niederschlagsreicheren Phasen, bzw. bei steigendem Meeresspiegel, kam es auf Strominseln zu Hochmoorbildung. Die starke Abkühlung des Bodens bei relativ hohem Wassergehalt führte zur Bildung von Frostrissen (111 m). Insgesamt ist über diesen Abschnitt sowohl ein Anstieg der mittleren als auch der maximalen Korngröße zu verzeichnen (Abb. 3.3.10.1) was möglicherweise signalisiert, dass das Flusssystem an Proximalität zunimmt und damit das Vorrücken der Front des Fennoskandischen Eisschildes abbildet. Der Abschnitt 91 – 89 m zeigt eine deutliche Vergröberung des Sediments und signalisiert vermutlich das Vorrücken der Gletscherfront in die unmittelbare Nähe der Garding-2-Bohrlokation. Die Komponenten sind gerundet und unterlagen noch einem gewissen Transport.

PROBORUKMI *et al*. [2017] wiesen anhand der Pollendaten zu Beginn der Einheit die Entwicklung einer kühleren Phase mit einer offenen Landschaft (Ericaceae, *Thalictrum*, *Artemisia*, und *Myrica*) nach. Die Einheit oberhalb 109,45 bis 92,11 m zeigt charakteristische Merkmale der jüngeren Warmperioden des Cromer-Komplexes und Ähnlichkeiten zum Bilshausen- oder Rhume-Interglazial. Durchgehende Anwesenheit von *Myrica*, Ericaceae und *Sphagnum*, das Auftreten von *Salix* und *Typha latifolia*, sowie Abwesenheit von Karbonat im Sediment zeigen Süßwasserfeuchtgebiete an [PROBORUKMI *et al*. 2017]. Gegen 109,45 m nehmen riparische Elemente (*Myrica*, *Salix* und *Quercus*) wieder zu und deuten auf Galerie- und Auwälder hin. Die Änderungen der Umweltbedingungen sind typisch für die Warmperioden des jüngeren Cromer. Aus Mangel an genügend feinem Sediment ist die eindeutige Zuordnung zu einer bestimmten Unterstufe des Cromer-Komplexes problematisch [PROBORUKMI *et al*. 2017].

3.3.5 89 – 79,85 m

fluvioglaziales Sediment; Elster-Kaltzeit

Die Sedimente zwischen 89 und 85,40 m, sowie zwischen 83,90 und 82 m erscheinen dunkelgrau und schlecht sortiert, das Gefüge erscheint matrixgestützt (Abb. 3.3.5.1) mit gröberen Klasten. Das Sediment erscheint kompositionell unreif, mit einem höheren Anteil an Mineralen außer Quarz, sowie Gesteinsbruchstücken. Das Sediment wurde als Elsterzeitliches Moränenmaterial klassifiziert [GRUBE, 2011]. Dazwischen, von 85,40 bis 83,90 m (Abb. 3.3.5.2) und hangend von 82 bis 79,85 m, befinden sich besser sortierte Schmelzwassersedimente.

Die Pollendaten einer Probe aus 92,11 m zeigen eine schon relativ kalte Phase mit sumpfig-riparischer Baumflora, wie *Betula*, *Alnus* und *Myrica*. In 89 m nimmt die magnetische Suszeptibilität sprunghaft zu, was darauf hindeutet, dass Material mit höheren Werten durch Flüsse oder Gletscher an die Bohrlokation transportiert wurde, folglich zeigt der Peak gemischte Sedimentquellen, in diesem Fall Moränenmaterial, an [PROBORUKMI *et al*. 2017].

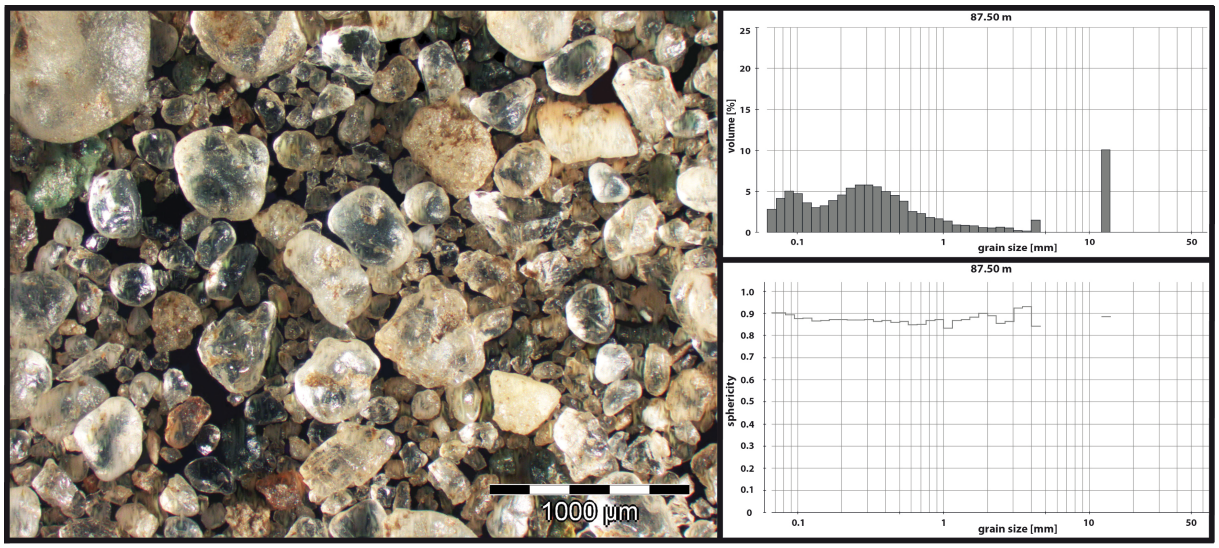


Abb. 3.3.5.1: schlecht sortierte Verteilung mit hohem Feinanteil und matrixgestützten Klasten, 87,50 m

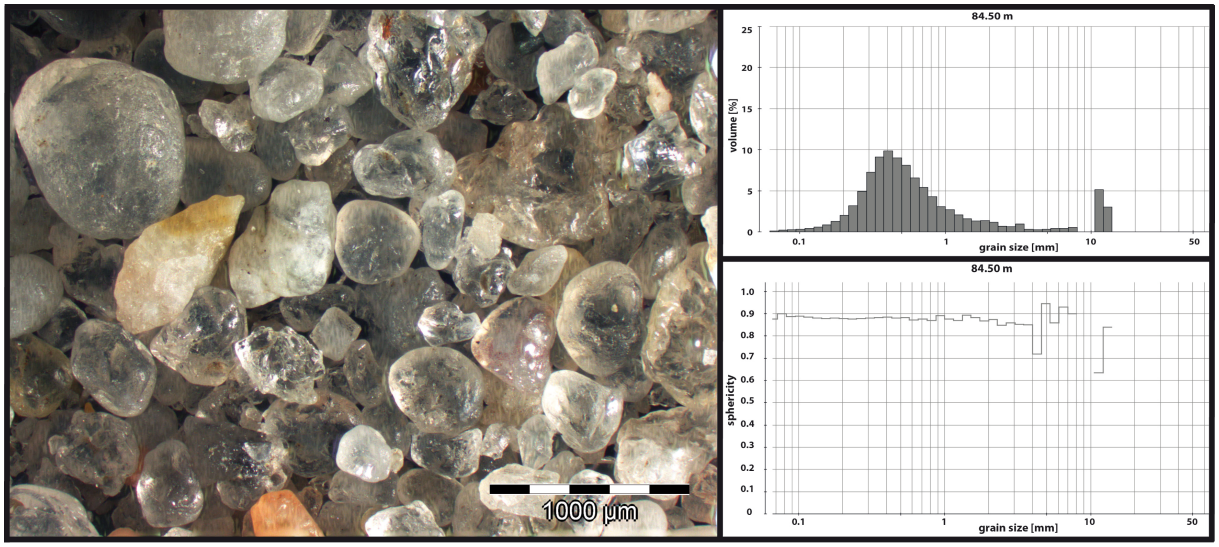


Abb. 3.3.5.2: Schmelzwassersedimente, 84,50 m

3.3.6 79,85 – 72,80 m

palustrisch; Holstein, Fuhne/Saale-Komplex

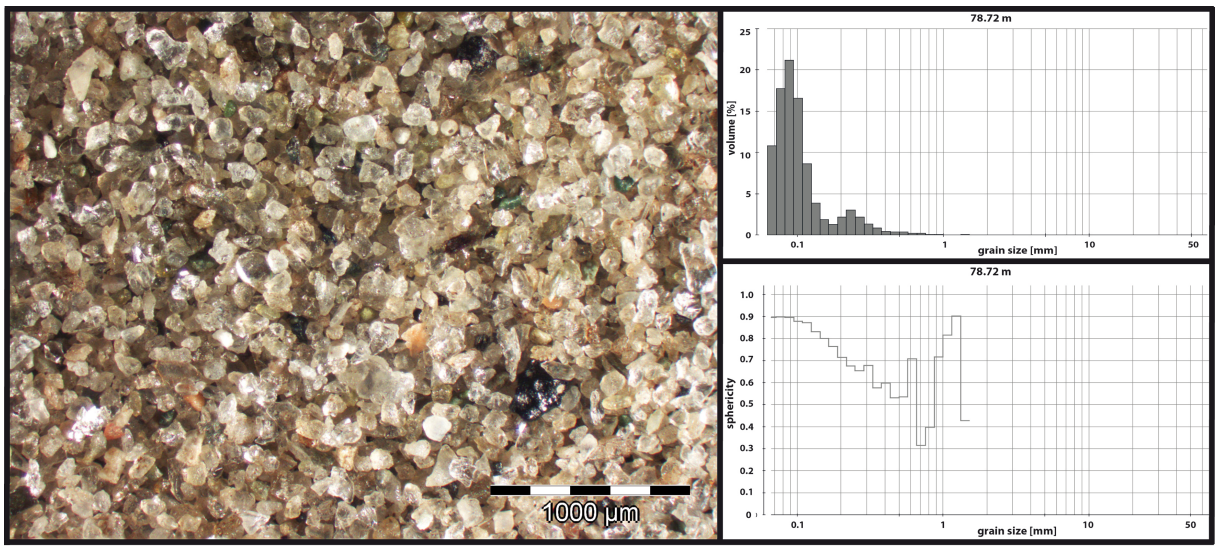


Abb. 3.3.6.1: feine Suspensionsfracht aus energiearmem Milieu, 78,72 m

Diese Sequenz besteht aus dunkelbraungrauen glimmerhaltigen feinsandig-siltigen Sedimenten. Die meisten Proben weisen eine rechtsschiefe bimodale Verteilung auf. Der Hauptmodus liegt bei 0,092 mm im Feinsandbereich, ein zweiter untergeordneter Modus liegt zwischen 0,56 und 0,24 mm. Nach Hjulström entspricht das Strömungsgeschwindigkeiten von etwa 3,5 und 1,7 cms^{-1} (Abb. 3.3.1). Das Sediment (Abb. 3.3.6.1) gleicht von der Sphärizität und Korngrößenverteilung dem Intertidalsediment in 12,27 m (Abb. 3.3.9.3.2), das als Schlickwattsediment klassifiziert wurde. In diesem Abschnitt ist jedoch zudem sehr viel Glimmer enthalten. Das Sediment wurde höchstwahrscheinlich palustrisch/(glazio-)lakustrin abgelagert. Eine nichtquantitative Untersuchung der Grobfraktion bis 72,13 m ergab im Sediment enthaltene glaukonitisierte Kotpillen, Schwammnadeln, Gastropoden- und Bivalvenbruchstücke (auch *Mytilus edulis*), Pflanzenreste, Bryozoen, einige benthische Foraminiferen (*Crithionina pisum*, *Psammosphaera fusca* und *Ammobacculites* cf. *exilis*), einen Fischwirbel, sowie Carapaxteile eines Decapoden. Diese marinen Komponenten sind nach PROBORUKMI *et al*. [2017] umgelagert, wobei das Sediment mit fluviatilen, sowie Bodenanteilen vermischt wurde. Die dunkle Sedimentfarbe und Pyritframboide deuten auf reiches Vorkommen an Organik und (sulfat-)reduzierende Bedingungen hin.

PROBORUKMI *et al*. [2017] ordnen diesen Abschnitt auf Grund der palynologischen Untersuchung stratigraphisch am Ende des Holstein-Interglazials (ca. 81 – 79 m), bzw. in die Fuhne-Kaltzeit zu Beginn des Saale-Komplexes (79 – 69 m) ein.

3.3.7 72,80 – 69,30 m

verflochtener Fluss; Drenthe/Saale-Komplex

Ab 72,80 m gehen die marinen tonigen Feinsande und Silte in gröbere kiesige Grobsande über, die mit maximaler Korngröße von 15,46 mm bei Strömungsgeschwindigkeiten unter 30-40 cms^{-1} zur Ablagerung kamen (Hjulström, Abb. 3.3.1). Das Sediment mit Hauptmodus 0,97 mm kam bei etwa 20 cms^{-1} zur Ablagerung (Abb. 3.3.7.1).

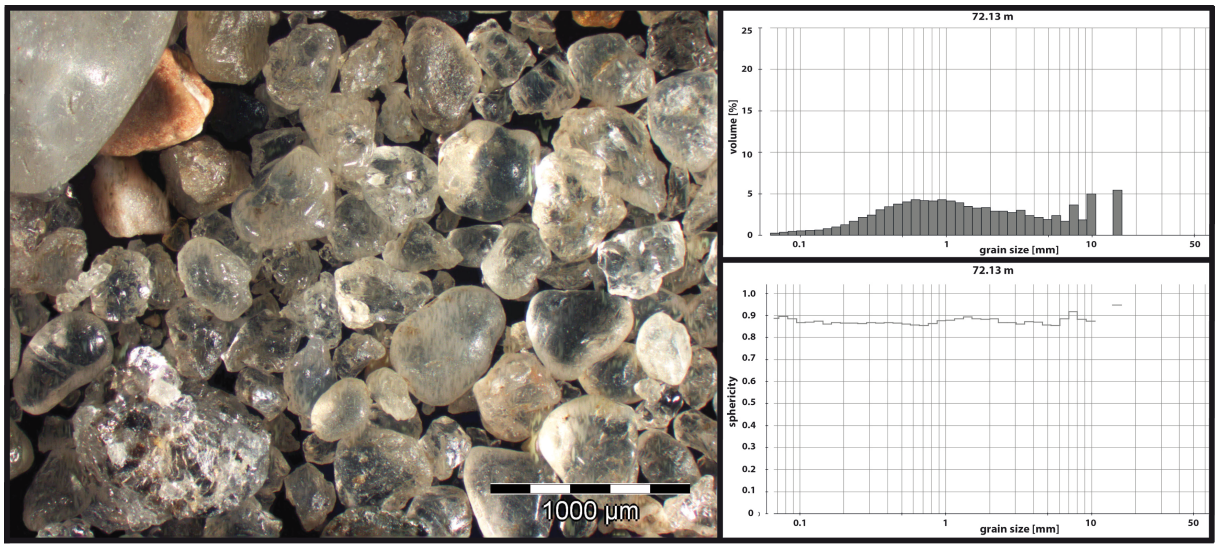


Abb. 3.3.7.1: Stromstrichsedimente mit hohem Anteil Suspensionsfracht, 72,13 m

Es sind immer wieder feine Lagen eingeschaltet, in denen mittel- bis feinsandiges Sediment mit Hauptmodus 0,24 mm bei unter 1,6 cms^{-1} Strömungsgeschwindigkeit zur Ablagerung kam (Abb. 3.3.7.2). Der hangende Teil der palustrischen Sedimente der Fuhne-Kaltzeit wurde unter Ausbildung eines Hiatus von fluvioglazialen Flusssystemen während der Saale-Kaltzeit abgetragen. Es bildete sich ein verflochtenes Flusssystem aus, in dem es immer wieder zum Absetzen von Feinmaterial in Kolken und Senken kam, da das weiche Material leicht erodierte und sich die Fließrinnen nach Hochwasserereignissen stark verlagern konnten.

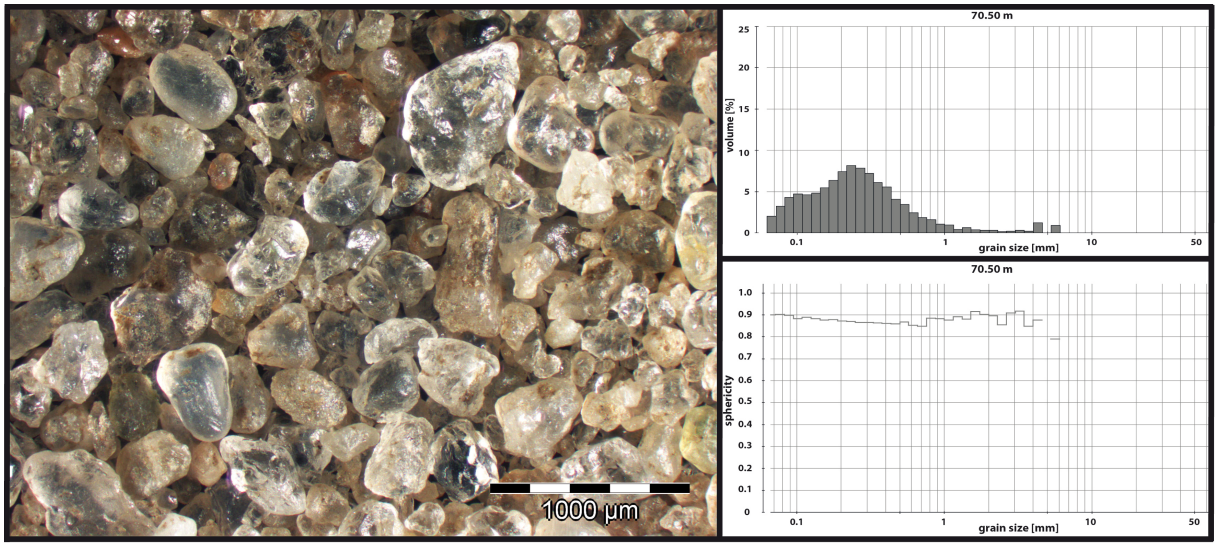


Abb. 3.3.7.2: fluvioglazial aufgearbeitetes palustrisches Feinmaterial, 70,50 m

PROBORUKMI *et al*. [2017] klassifizieren das Sediment von 73 bis 71 m als Moräne mit erneuten extremen Anstiegen in der magnetischen Suszeptibilität. Da die Gletscher des Warthe-Stadiums, sowie der nachfolgenden Weichsel-Kaltzeit nicht die Bohrlokation erreichten, wurden die Sedimente dem Drenthe-Stadium des Saale-Komplexes zugeordnet [PROBORUKMI *et al*. 2017].

3.3.8 69,30 – 19,85 m

verflochtener Fluss, fluvioglaziales Sediment, äolisch; Eem, Weichsel-Kaltzeit

Die Basis dieser Einheit bilden kiesige Grobsande mit Einschaltungen feinerer Sedimente sowie umgelagerte Torfe (Abb. 3.3.8.1). Ab 55,84 m sind im Liegenden bis 49,40 m feine Sedimente abgelagert, deren Korngrößenverteilung zum Teil auf äolischen Transport schließen lässt (Abb. 3.3.8.2), zum Teil auf fluviatilen (Abb. 3.3.8.3).

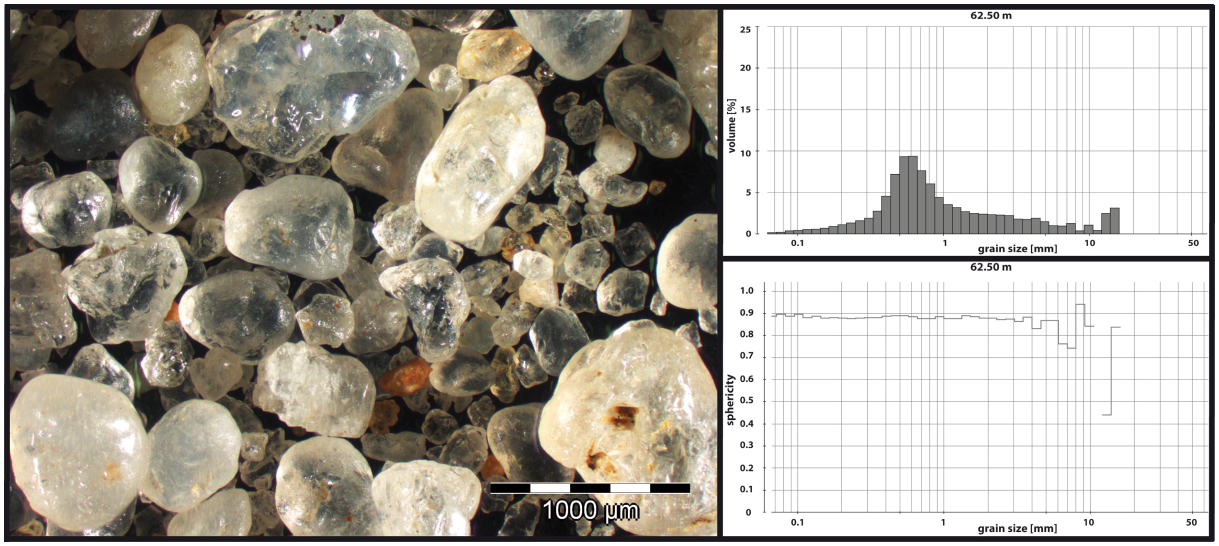


Abb. 3.3.8.1: Stromstrichsedimente mit hohem Anteil Suspensionsfracht, 62,50 m

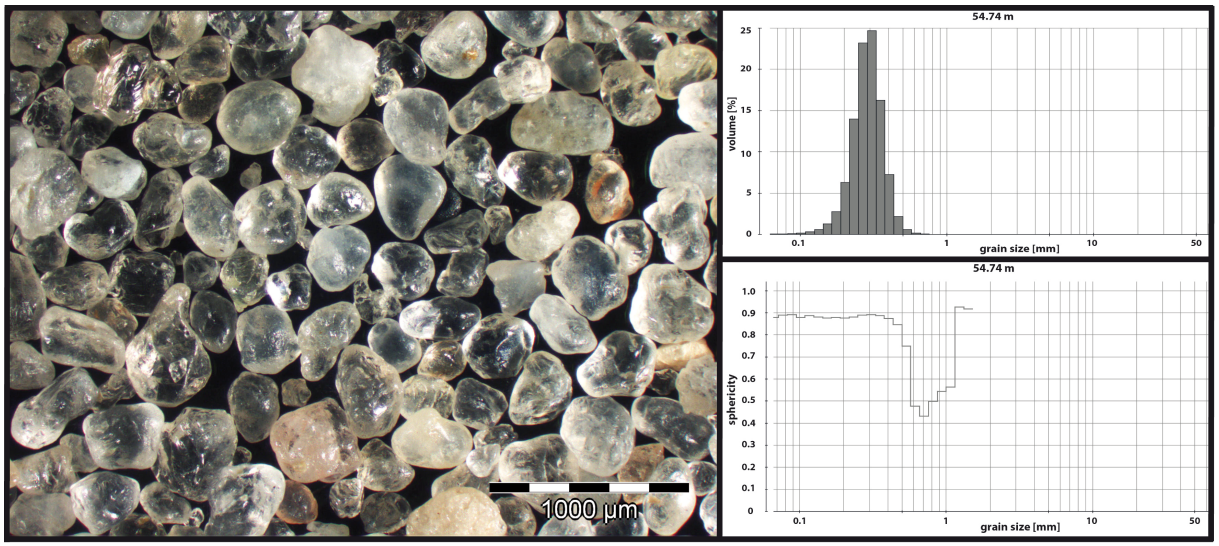


Abb. 3.3.8.2: gut sortierte äolische Sedimente (Sortierung σ_1 = 0,33), 54,74 m

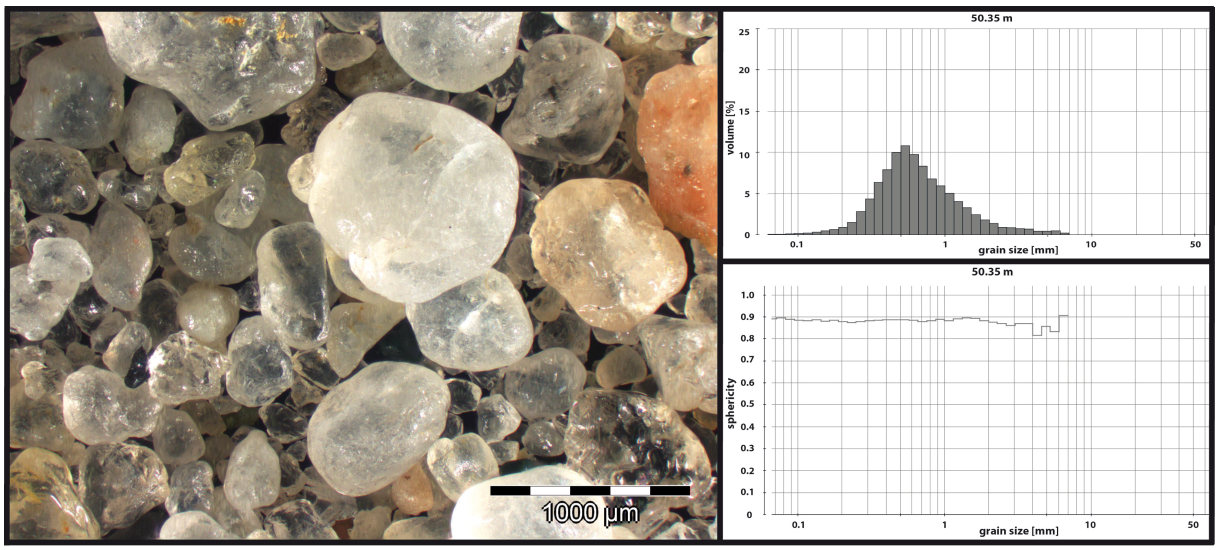


Abb. 3.3.8.3: Sedimente mit hohem Anteil Suspensionsfracht, 50,35 m

Von 49,40 bis 48,37 m wurden kiesige Sande abgelagert. Im Hangenden tritt erneut Verfeinerung bis 40,55 m ein. In 40,55 m beginnt ein Abschnitt mit ca. 30 cm schlecht sortiertem, steinig-kiesigem Grobsand. Darauf folgt kiesiger Grobsand, bis sich oberhalb 34,37 m feine, teils äolische Sedimente bis 27,77 m anschließen. Oberhalb von 27,77 m wurden erneut gröbere kiesige Sande abgelagert, die sich ab 26,75 m verfeinern und bis 19,85 m reichen. Hangend von ca. 26,50 m deuten feinkörnige Sedimente (Abb. 3.3.8.4, Abb. 3.3.8.5) auf teils äolischen Transport. In diesem Bereich treten, dazu passend, besonders hohe Sphärizitätswerte auf, was ein Sortierungsphänomen darstellt. Sphärische Partikel geraten leichter ins Rollen als nichtsphärische und reichern sich dadurch im transportierten Sedimentanteil an. Durch den Effekt des Transports selbst, durch Saltation, bzw. Kollision mit anderen Teilchen in der Luft kommt es zusätzlich zu einer schnelleren Abrundung der Partikel.

Die Verfeinerungssequenzen dieses Abschnitts von 69,30 – 19,85 m könnten in der Art auf Veränderungen im Liefergebiet hindeuten, dass das System sich von proximal zu distal bewegt (z.B. durch Rückzug der Gletscherfront und/oder Hebung der Erosionsbasis und darauf folgende rückschreitende Erosion). Ebenso führt eine Abnahme der Abflussmenge (z.B. durch progressive Vergletscherung im Einzugsgebiet) zur Sedimentverfeinerung [KLEINHANS, 2001]. Möglicherweise handelt es sich um sommerliche Abschmelzereignisse in wärmeren Phasen der Kaltzeit mit winterlichem äolischem Transport, bzw. eine Kombination dieser Faktoren.

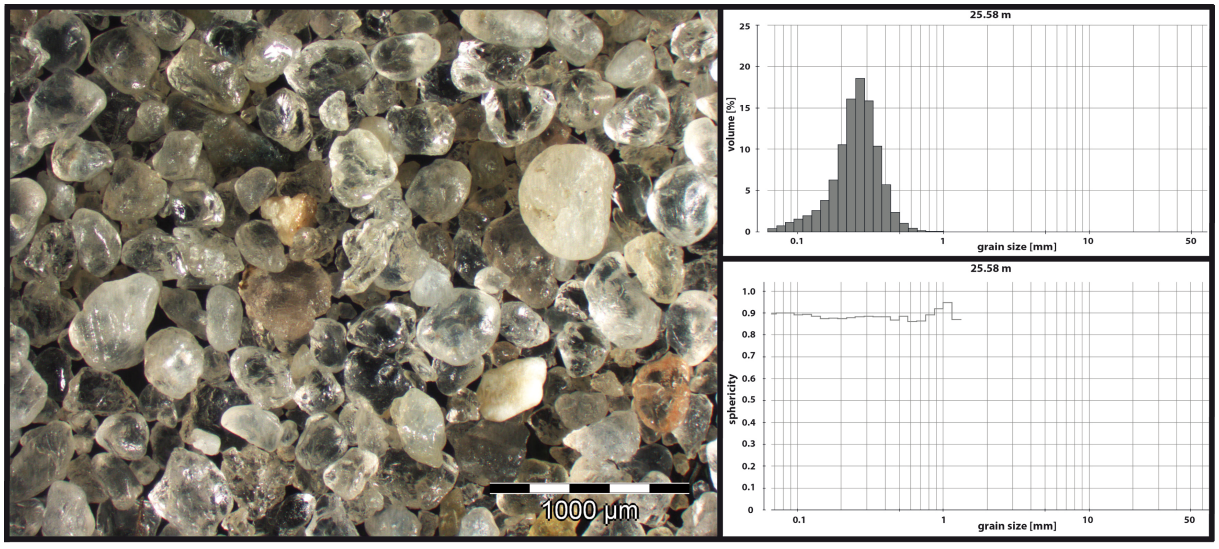


Abb. 3.3.8.4: äolisches Sediment mit linksschiefer Verteilung und Modus 0,28 mm, 25,58 m

OSL-Datierungen von Zhang *et al.* [2014] an diesen Sedimenten in Kernmeter 25 und 23 ergaben Alter von 16 100 a b2k (25,20 – 25,30 m) und 12 600 a b2k (23,20 – 23,30 m), was den Kaltphasen GS-2.1, sowie GS-1 [RASMUSSEN *et al*., 2014], bzw. der Mecklenburg-Phase (letzter Eisvorstoß im Oberweichsel) und der Jüngeren Dryas (Spätweichsel) entspricht. Es ist sehr wahrscheinlich, dass sich in der Mecklenburg-Phase, in der die Eisrandlage im Osten Schleswig-Holsteins gelegen hat [LITT *et al*., 2007], an der Bohrlokation Flugsande und/oder feine fluvioglaziale Sande ablagerten, deren Sedimente in späteren Kälteperioden erneut aufgearbeitet und transportiert wurden.

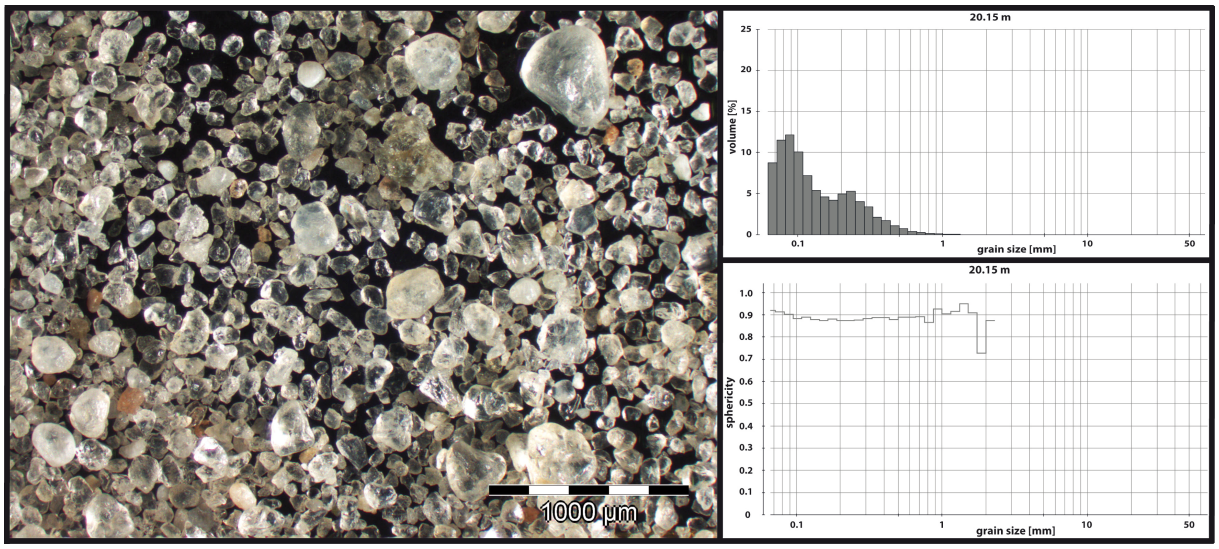


Abb. 3.3.8.5: feines Sediment mit bimodaler Verteilung, 20,15 m

PROBORUKMI *et al*. [2017] untersuchten eine einzelne Probe des Torfs in 69,25 m und fanden darin keine Holstein-Marker-Taxa, was, zusammen mit der darunter liegenden Drenthe-Moräne, eine Korrelation mit dem Eem-Interglazial nahelegt. Die Probe deutet auf spätwarmzeitliche Verhältnisse mit einer *Pinus-Picea-Abies*-Gemeinschaft. Niedrige Abundanzen von Poaceae und NAP verweisen auf ein dicht bewaldetes Gebiet. Mariner Einfluss ist untergeordnet, während sich brackische bis süßwassersumpfige Verhältnisse entwickelten, was durch *Myrica*, Polypodiales, cf. *Myriophyllum* und *Sphagnum* angezeigt wird. Die weist auf Torfentwicklung nach der Eemtransgression hin. In den nachfolgenden sandig-kiesigen Sedimenten weisen Anstiege der magnetischen Suszeptibilität zwischen 50 und 48 m, sowie die im Vergleich zu den Saale-Ablagerungen geringere, verstreute Hintergrundintensität darauf hin, dass es sich um fluviatile mit fluvioglazialen abwechselnde Sedimente des Weichsel-Glazials handelt [PROBORUKMI *et al*. 2017].

3.3.9 19,85 – 1,00 m

flachmarin, terrestrisch; Holozän/8400 - 1000 a b2k

holozäne Ablagerungen wurden hauptsächlich als flachmarine Sedimente überliefert, die an einer Wattenmeerküste, wie sie auch rezent in diesem Bereich der Nordsee vorherrscht, akkumulierten. Abb. 3.3.9.1 zeigt schematisch die morphologischen Merkmale eines derartigen Küstenabschnitts.

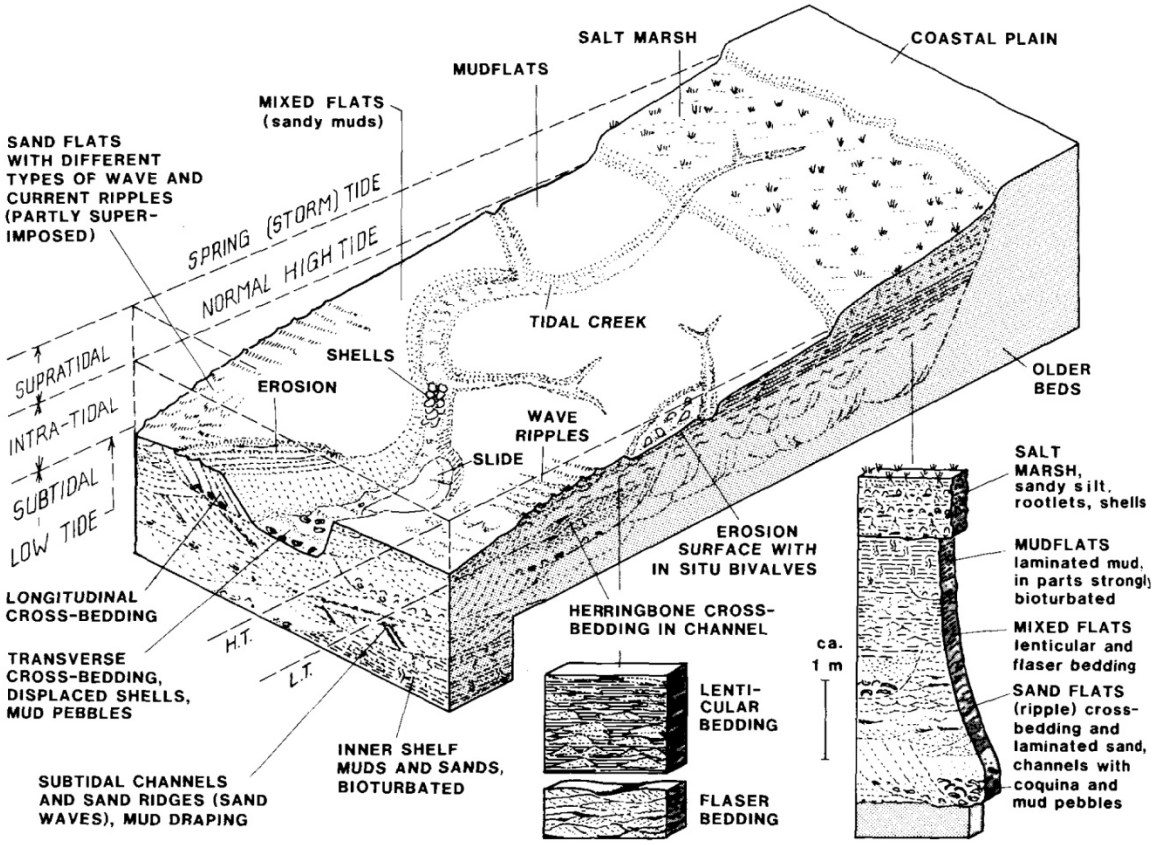


Abb. 3.3.9.1: Hauptmerkmale und Sedimentstrukturen im mesotidalen siliziklastischen Watt (basierend auf VAN STRATEN 1954; KLEIN 1970; GINSBURG 1975; REINECK 1984, und anderen aus EINSELE 1992). Vertikale Achse etwa 500-fach überhöht.

3.3.9.1 19,85 – 19,27 m

(8400 – 6300 a b2k), Schilllagenzone; Holozän, Atlantikum, Subboreal

Der Abschnitt des Holozäns beginnt mit Schilllagen (Bivalven) in feinem tonig-siltigem Sediment (19,27 – 19,85 m). Das Sediment einer solchen Lage ist in Abb. 3.3.9.1.1 dargestellt. Die Partikel des feinen Sedimentmodus von 0,2 mm weisen eine eher für kaltzeitliche Sedimente typische hohe Sphärizität auf. Dies ist auf glaziale äolisch

transportierte und wieder aufgearbeitete Sedimente im Einzugsgebiet und Anreicherung, bzw. weitere Transportrundung durch die Gezeitenströmung zurückzuführen. Die Verteilungsbreite geht auf zahlreiche Bivalvenbruchstücke zurück. Diese Bruchstücke weisen eine geringere Sphärizität auf. Die hohe Sphärizität (> 0,9) der größten Fraktion wird durch eine vollständige (zweiklappige) Bivalve hervorgerufen.

Die zahlreichen, zum Teil in diskreten Schilllagen vorkommenden Bivalvenbruchstücke zeigen an, dass hier ein zuweilen sehr hochenergetisches Milieu herrschte und die Bivalven im Rahmen von Sturmflutereignissen als Tempestite abgelagert wurden. Die Molluskendaten (Abb. 5.3.2) zeigen hier eine Sandwattfazies an, was auch zur Korngröße passen würde. PROBORUKMI & URBAN [2017] wiesen an diesen Sedimenten ein auf offshore-Bedingungen hindeutendes C/N-Verhältnis nach. Somit wären Sediment und Organismen aus flacheren Küstenbereichen an die Bohrlokation, die sich im Subtidal oder oberen Schelfbereich befand, umgelagert worden. Hierzu passt die Darstellung der Küstenentwicklung Eiderstedts, in der (Abb. 3.3.9.3.1) die Bohrlokation um 7000 – 6500 a b2k nahe der 20-m-Tiefenlinie liegt.

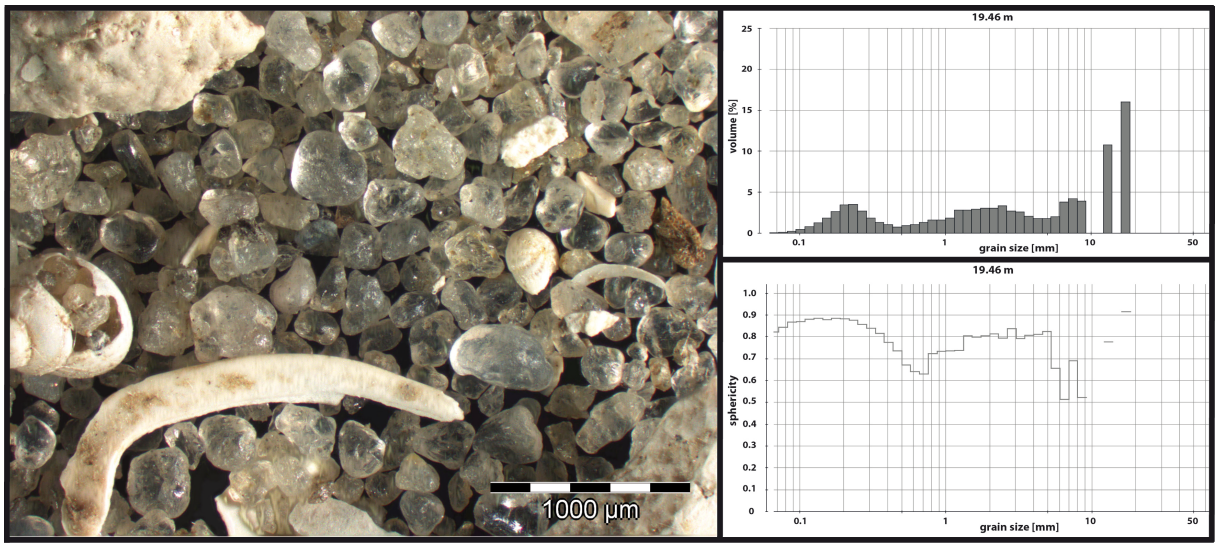


Abb. 3.3.9.1.1: Schilllage, 19,46 m

Die Sedimente dieses Abschnitts wurden von ZHANG *et al*. [2014] auf 6,3 ± 0,04 ka cal BC datiert (19,60 -19,70 m) und wurden demnach während des Atlantikums abgelagert. Die Untersuchungen von PROBORUKMI & URBAN [2017] zeigen an einer Probe aus 19,80 m frühpleistozäne Pollen von *Tsuga diversifolia*, was für Umlagerungsprozesse während der Meeresintrusion spricht. Vorkommen von Dinoflagellatenzysten und Foramniferenschalenauskleidungen, sowie das C/N-Verhältnis belegen hier marine

Verhältnisse. Die Pollenvergesellschaftung mit hohen Vorkommen von *Pinus*, moderaten Werten von *Betula*, sowie *Corylus*, *Alnus*, *Quercus*, *Ulmus* und *Tilia* mit mittleren Vorkommen legt nahe, dass die Probe im Atlantikum abgelagert wurde. Niedrige Werte bzw. Abwesenheit von heliophilen Kräutern wie Asteraceae, *Artemisia*, Caryophyllaceae, Chenopodiaceae, *Thalictrum* und *Filipendula*, zeigen ungünstige und instabile Bedingungen für die Ausbreitung der lokalen Marschvegetation an. Elemente von Sümpfen und Torfmooren wie Polypodiaceae, *Sphagnum* und *Myrica* zeigen Versumpfung in der Umgebung zu Beginn der Meeresintrusion an. Die Sedimente hangend von 19,56 m wurden aufgrund der Pollendatenauswertung dem Subboreal zugeordnet. Sie zeigen relativ konstante Werte in den Vorkommen von *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Fraxinus*, *Alnus*, *Betula* und *Corylus*. Der Übergang vom Atlantikum zum Subboreal wird palynostratigraphisch üblicherweise durch den Ulmenfall markiert, *Ulmus* zeigt hier in den Sedimenten allerdings bereits konstant niedrige Werte, ein starker Rückgang ist nicht überliefert [PROBORUKMI & URBAN 2017].

3.3.9.2 19,27 – 16,33 m

(6300 – 3500 a b2k), offshore, Übergang zu Sandwatt, Gezeitenrinne; Subboreal

Die Sedimente zeigen einen sich leicht zum Hangenden vergröbernden Sedimentmodus von etwa 0,14 mm in 18,22 m (Abb. 3.3.9.2.1) bis auf etwa 0,24 mm in 16,33 m Tiefe (Abb. 3.3.9.2.2). Hier beginnt eine Bimodalität, die einen feineren Modus einschaltet und wohl durch den Einfluss des Gezeitenbereichs bedingt ist. Der hier erscheinende zweite, feinere Modus um 0,1 mm wird durch den schwächeren Flutstrom mit geringerer Strömungsgeschwindigkeit hervorgerufen. Der stärkere Ebbstrom schwemmt die gröberen Partikel vom Ufer fort und sorgt damit für eine mit wachsender Entfernung zunehmende Korngröße im Wattbereich. Distal der Küstenlinie wird gröberes Sandwatt und proximal feineres Schlickwatt abgelagert, das sich dort bei Abnahme der Strömungsgeschwindigkeit des auflaufenden Wassers und Umkehr der Strömungsrichtung ablagert.

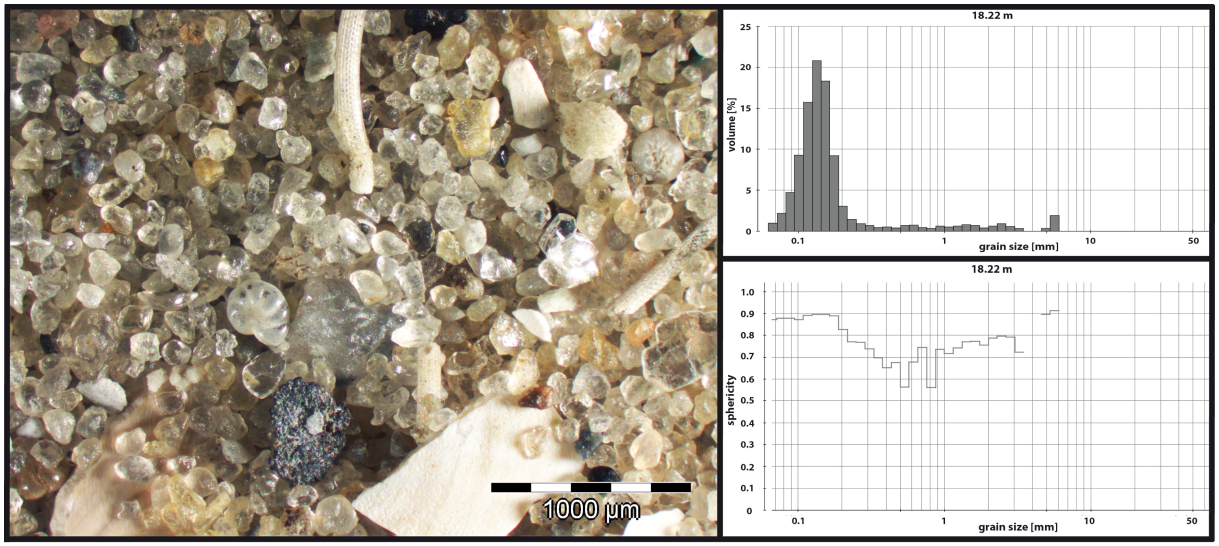


Abb. 3.3.9.2.1: küstennahes (offshore) Sediment, 18,22 m

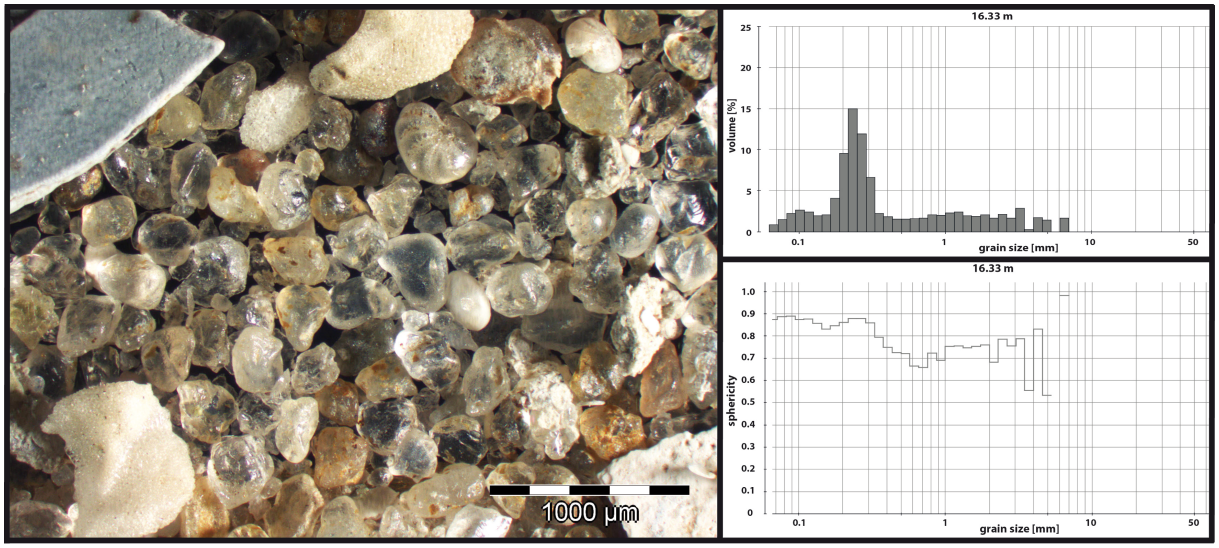


Abb. 3.3.9.2.2: küstennahes (offshore/Sandwattübergang) Sediment mit beginnender Bimodalität durch Gezeitenströmung, 16,33 m

Die Sedimente zeigen bis 16,19 m geringe bis hohe Salinität, sowie geringe bis ausgeprägte Karbonatgehalte und enge C/N-Verhältnisse, wie sie für den Offshorebereich typisch sind. Die Pollendaten weisen auf eine Diskordanz zwischen 16,45 und 17 m hin, wo Kernverlust vorliegt, was den abrupten Wechsel des Ablagerungsmilieus in diesem Bereich von Schelf zur Gezeitenebene erklärt [PROBORUKMI & URBAN 2017].

3.3.9.3 16,00 – 1,00 m

(3500 - 1000 a b2k), Intertidal, terrestrisch, Subboreal, Subatlantikum

Der Feinanteil nimmt zum Hangenden hin zu, um bei 12,27 m (Abb. 3.3.9.3.2) das Maximum (gemessen an der feinsten Korngrößenklasse 0,072 - 0,062 mm) zu erreichen. Hier liegt

küstennahes, geschütztes Schlickwatt bzw. Rückseitenwatt vor, wenn davon ausgegangen wird, dass es sich bei dem sandigen Bereich von 6 bis 3 m (AD 120 – 680) um einen Strandwall o.ä. handelt, wie sie in der Abbildung der Küstenentwicklung Eiderstedts (Abb. 3.3.9.3.1) um 3500 a b2k existieren.

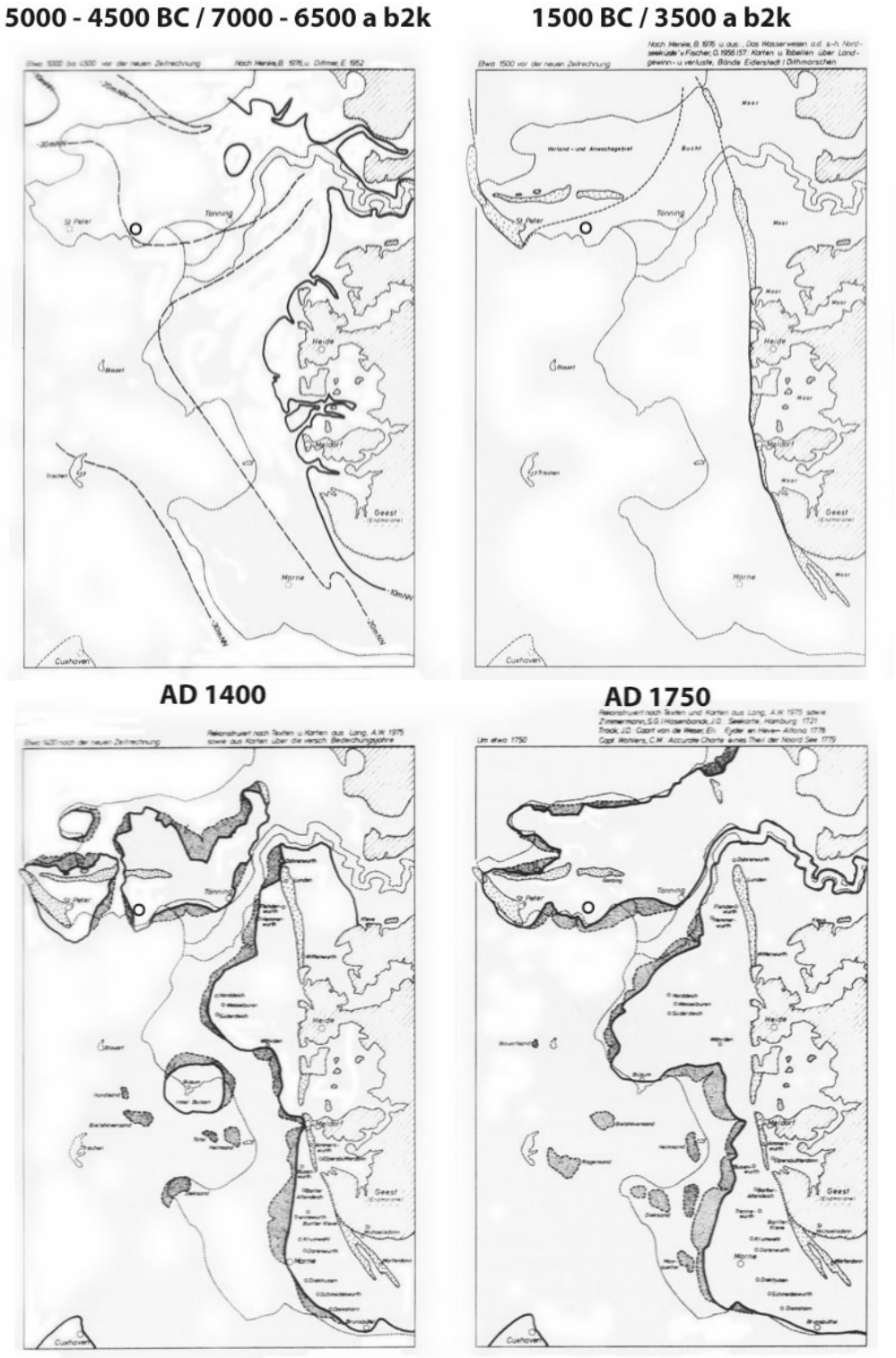


Abb. 3.3.9.3.1: Küstenentwicklung Eiderstedts von 5000 – AD 1750 mit Bohrlokation Garding-2 (Kreis) [verändert nach WIELAND, 1990]

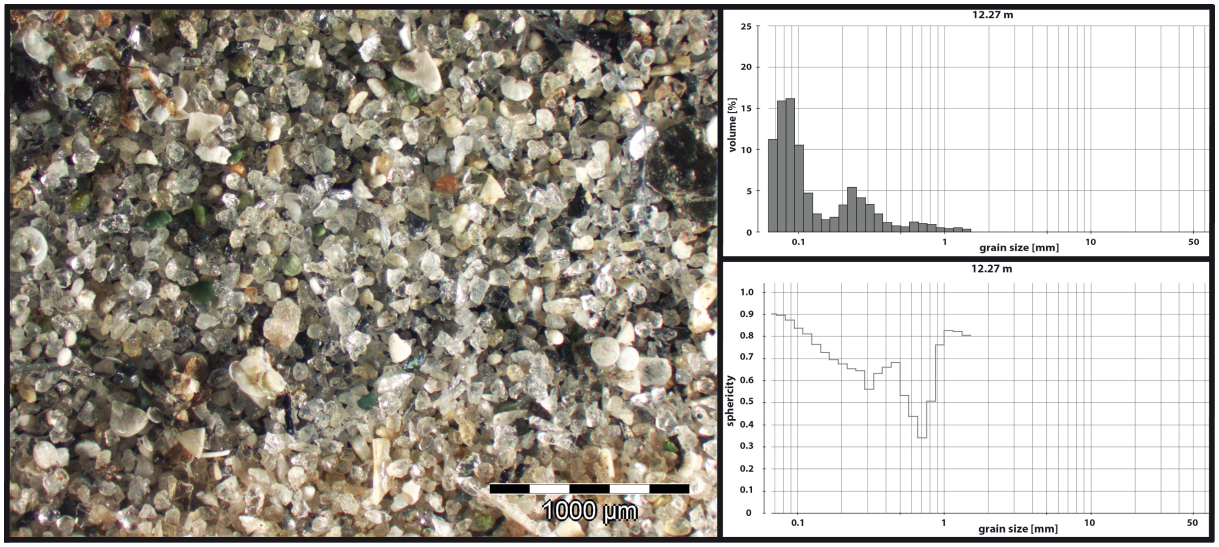


Abb. 3.3.9.3.2: feines Schlickwattsediment, 12,27 m

Darüber sinkt der Feinanteil bis ca. 7 m wieder ab. Vereinzelte Lagen bis ca. 4 cm Mächtigkeit mit geringem Feinanteil schalten sich hier ein. Diese werden in Kernmeter 6 bis zu 15 cm mächtig und hangend davon wechselt das Sediment zu silt- und tonfreier Erscheinung (Abb. 3.3.9.3.3). Von 6,00 – 2,60 m liegt ein Sandkörper (bzw. eine Sandbank oder ein Strandwall) vor, der hangend wieder in Misch- bzw. Schlickwatt übergeht und ab 4,31 m zunehmend Flaserschichtung durch den wachsenden Feinanteil zeigt.

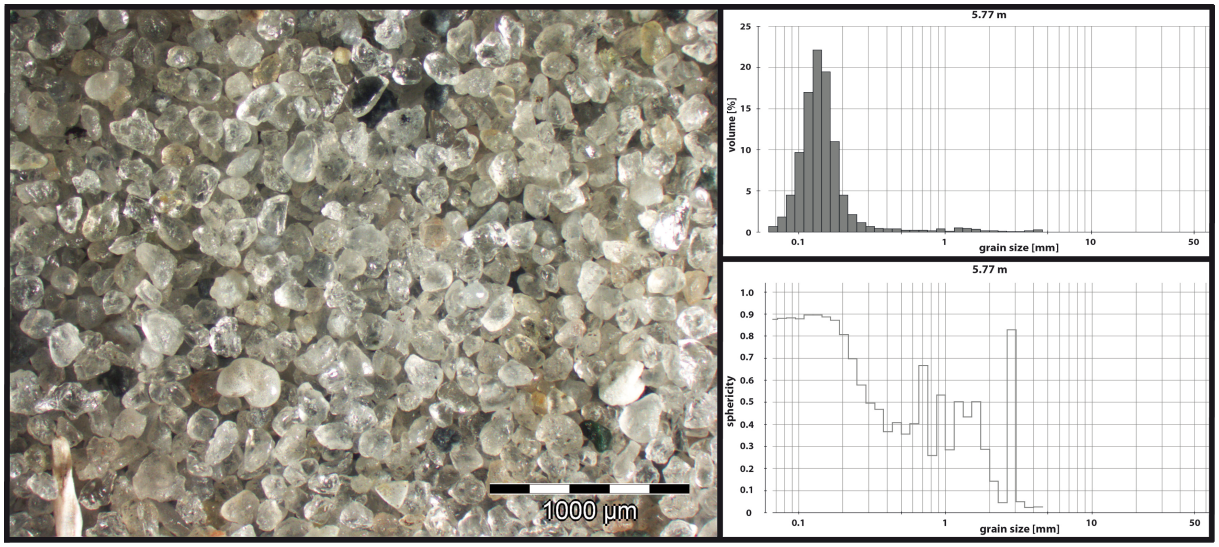


Abb. 3.3.9.3.3: feinsandiges Sediment, 5,77 m

Zwischen 2,63 und 2 m wurde erneut Material abgelagert, welches einen höheren Ton- und Siltanteil aufweist und sowohl eine geringere Entfernung zur Küste als auch Wassertiefe anzeigt (Abb. 3.3.9.3.4).

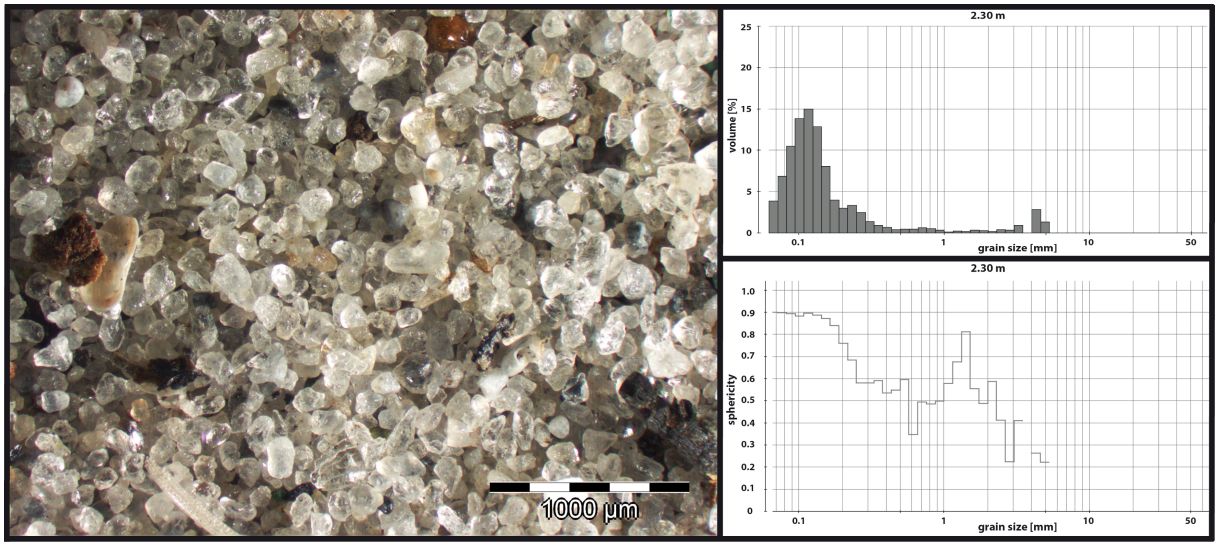


Abb. 3.3.9.3.4: feines Sediment, 2,30 m

Hangend von 2,00 m befinden sich terrestrische Sedimente, da Eiderstedt im Zuge der Landgewinnung seit etwa dem 11. Jh. Stück für Stück eingedeicht wurde und heute eine Halbinsel darstellt (Abb. 3.3.9.3.1). Deutlich zu sehen sind diverse Lagen (Abb. 1.5.1), die vermutlich Hochwasserlagen darstellen. Durch die bei Verwitterung und Bodenbildung entstandenen Tonminerale ist das Sediment feinkörnig mit einem hohen Anteil an sehr feinem Material (Abb. 3.3.9.3.5).

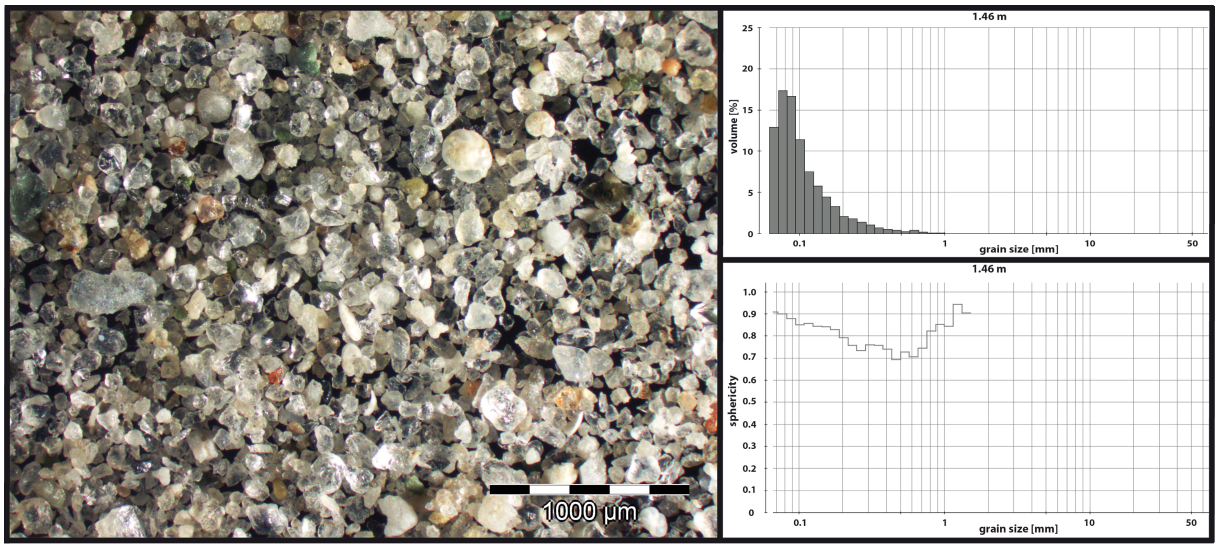


Abb. 3.3.9.3.5: feinkörniges terrestrisches Sediment, 1,46 m

Oberhalb von 11,53 m zeigen sich eine deutliche Zunahme von Cerealia-Typ-Pollen und das erste Auftreten von *Plantago lanceolata*- und *Rumex acetosa*-Typ-Pollen. Zudem deuten Pollen von wahrscheinlich *Atriplex*, *Salicornia europaea*, *Salsola kali*, *Suaeda maritima*, *Ophioglossum* und anderen Kräutern auf Salzmarschvegetation in der Nähe der Bohrlokation

hin. In den Sedimenten finden sich umgelagerte pleistozäne Pollen, sowie Zellrückstände der Süßwasseralge *Pediastrum*. Dies und der erhöhte Sandanteil des Sediments weist auf einen Erosionshorizont in der Nähe der Kernlokation hin, beispielsweise die Sohle eines Priels. Der Übergang vom Subboreal zum Subatlantikum, der in Nordwesteuropa durch den langsamen aber konstanten Anstieg von *Fagus*, gefolgt von *Carpinus* bei ca. 2700 BP zu beobachten ist, tritt hier nicht in Erscheinung. Im Kern Garding-2 bleiben die Häufigkeiten von *Fagus*- und *Carpinus*-Pollen auf konstant niedrigem Niveau, der Übergang zum Subatlantikum ist hier nicht abgebildet [PROBORUKMI & URBAN 2017].

3.3.10 Zusammenfassung

Einige relevante Camsizer®-Ergebnisse, statistische Sedimentdaten, sowie die Stratigraphie [PROBORUKMI *et al*., 2017; PROBORUKMI & URBAN, 2017] und Faziesinformation wurden in Abb. 3.3.10.1 zusammengefasst dargestellt. Auf den ersten Blick besteht nur ein direkter Zusammenhang zwischen der maximalen Korngröße, die in Kaltzeiten zunimmt (Prätegelen, Bavel bis Weichsel). Durch den Bivalvenanteil im holozänen oberen Kernabschnitt erreicht die maximale Korngröße hier jedoch ebenfalls hohe Werte. Die durchschnittliche Korngröße zeigt ein ähnliches Verhalten. Der Feinanteil ist in Zonen mit Bodenbildung, äolischem Transport und Moränenablagerungen erhöht. Die Schiefe ist sehr wechselhaft, äolische Ablagerungen zeigen eine tendenziell symmetrische Verteilung. Die Sortierung läuft fast parallel zur maximalen Korngröße, ist also in Kaltzeiten (außer in Phasen mit vermehrtem äolischem Transport) und während des Holozän eher gering. Der Formparameter Sphärizität nimmt in fluviatilen Phasen ab. Die Symmetrie ist in Kaltphasen eher gering. Am Übergang Brunssum/Reuver, einem Abschnitt mit Boden, Torf und limnischen Sedimenten nimmt sie ebenfalls geringe Werte an. Das Breiten-/Längenverhältnis zeigt, ähnlich der Sphärizität, in fluviatilen Abschnitten geringe Werte. Die Konvexität nimmt von der Basis des Kerns beständig zu, was durch die wiederholte Mobilisierung der Sedimente und ihrem äolischen Transport während glazialer Phasen bedingt ist.

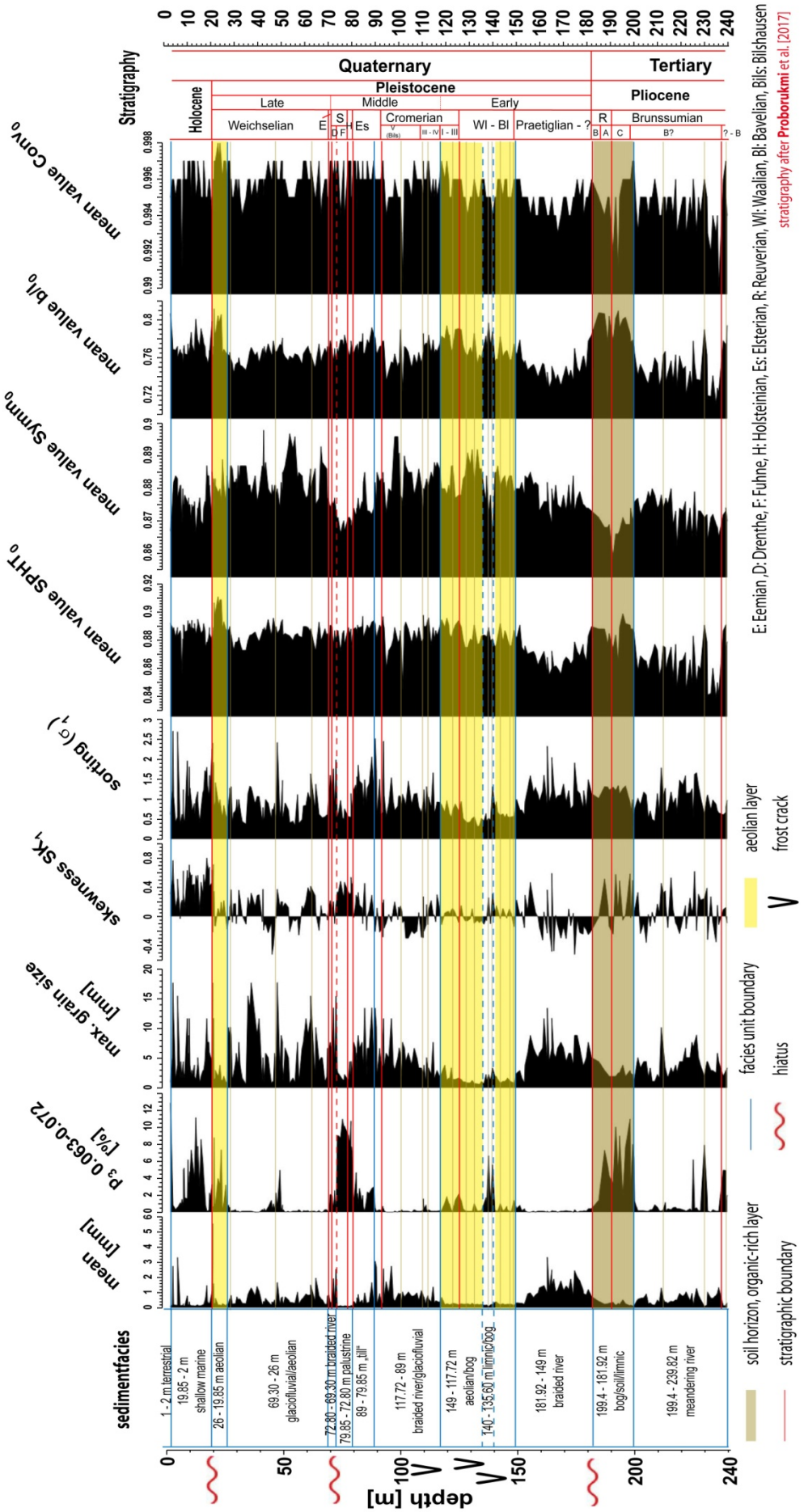

Stratigraphy
Quaternary
Tertiary
Holocene
Pleistocene
Pliocene
Late
Middle
Early
Weichselian
Cromerian
Praetiglian - ?
Brunssumian
E: Eemian, D: Drenthe, F: Fuhne, H: Holsteinian, Es: Elsterian, R: Reuverian, Wl: Waalian, Bl: Bavelian, Bils: Bilshausen
stratigraphy after Proborukmi et al. [2017]
mean value Conv0
mean value b/t0
mean value Symm0
mean value SPHT0
sorting (σ1)
skewness Sk1
max. grain size [mm]
p3 0.063-0.072 [%]
mean [mm]
sedimentfacies
1 - 2 m terrestrial
19.85 - 2 m shallow marine
26 - 19.85 m aeolian
69.30 - 26 m glaciofluvial/aeolian
72.80 - 69.30 m braided river
79.85 - 72.80 m palustrine
89 - 79.85 m „till"
117.72 - 89 m braided river/glaciofluvial
149 - 117.72 m aeolian/bog
140 - 135.60 m limnic/bog
181.92 - 149 m braided river
199.4 - 181.92 m bog/soil/limnic
199.4 - 239.82 m meandering river
depth [m]
soil horizon, organic-rich layer
stratigraphic boundary
facies unit boundary
hiatus
aeolian layer
frost crack

Abb. 3.3.10.1: Faziesübersicht Kern Garding-2 mit Stratigraphie nach PROBORUKMI *et al*. [2017], sowie den Werten mittlere Korngröße (mean), volumenprozentualer Anteil der feinsten Fraktion (p_3 0.063 – 0.072), maximale Korngröße (max. grain size), Schiefe (skewness), Sortierung (sorting), sowie die mittlere anzahlbezogene Sphärizität, Symmetrie, Breiten-/Längenverhältnis und Konvexität (mean value $SPHT_0$, $symm_0$, b/l_0, $Conv_0$)

3.3.11 Sedimentdynamik

Im Abschnitt 239,84 – 199,40 m (Tertiär: Brunssum) wurden die Sedimente in einem mäandrierenden Flusssystem transportiert und abgelagert. Die Bohrlokation lag zu dieser Zeit (bzw. im späteren Reuver bis Tegelen, Abb. 3.3.11.1) im distalen Bereich des Baltischen Flusssystems, bzw. dessen Vorläufers während des Brunssums. Das Flusssystem folgte weitgehend dem Verlauf der heutigen Ostseesenke, während das Liefergebiet hauptsächlich Teile des heutigen Skandinaviens und Russlands umfasste.

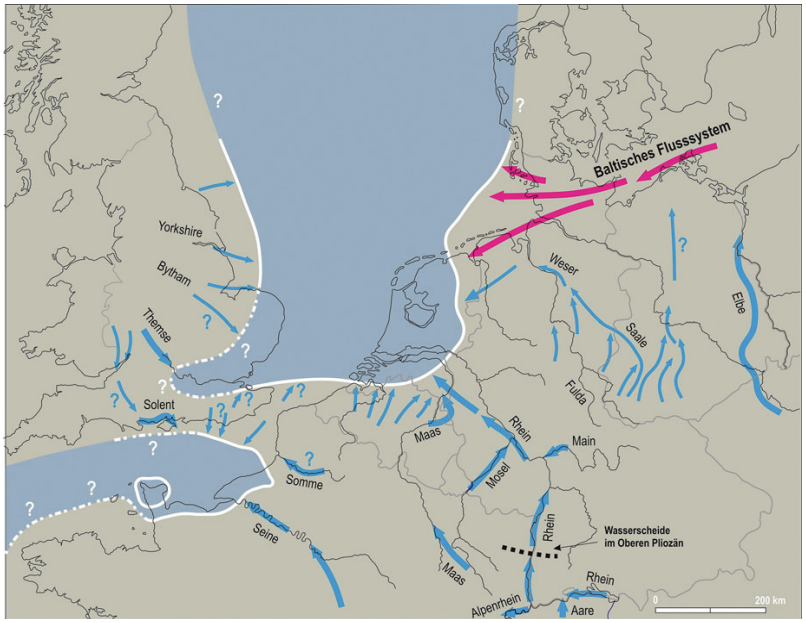


Abb. 3.3.11.1: Schematische paläogeographische Rekonstruktion des Entwässerungssystems für die Zeit Reuver bis Tegelen (Spätpliozän bis Frühpleistozän). Die Ostsee existierte noch nicht. Weser und Elbe waren Nebenflüsse des Baltischen Flusssystems. Der Alpenrhein floss zunächst noch in die Rhône, fand aber im jüngsten Pliozän Anschluss an den Oberrhein (nach Gibbard 1988), [EHLERS 2011].

Die feinen Sedimente, die das Hangende des vorhergehenden Abschnitts bilden, unterlagen zwischen 199,40 und 181,92 m (Brunssum, Reuver) der Bodenbildung. Das Gebiet vermoorte und bildete mächtige Torflagen, die sich an Ort und Stelle (autochthon) ablagerten. Zum Teil wurden äolische Sedimente aus bereits vegetationslosen, nordöstlich gelegenen Bereichen transportiert (äolisch und/oder fluviatil).

Zwischen 181,92 und 149 m (Quartär: Prätegelen) hat sich das Sedimentaufkommen durch klimatische Prozesse (Rückgang der Vegetation, zunehmende Vergletscherung im Einzugsgebiet) erhöht. Zudem erhöhte sich der Geländegradient durch fallenden Meeresspiegel und führte zur Erosion der zuvor während des Tegelen und Eburon abgelagerten Sedimente. Dadurch konnte sich das bis dahin mäandrierende in ein eher feinkörniges Material (Feinsand bis Mittelkies) führendes, distales, verflochtenes Flusssystem umbilden. Gleichzeitig herrschte äolischer Ferntransport, bzw. wurden im Liefergebiet äolisch gerundete Partikel fluviatil an die Bohrlokation transportiert.

Im Abschnitt 149 – 117.72 m (Waal-Komplex, Bavel-Komplex, Cromer-Komplex) liegt feines siliziklastisches Material vor, das hauptsächlich äolisch in Kaltphasen an die Bohrlokation transportiert wurde und sich mit Torfhorizonten und limnischen, sowie niedrigenergetisch-fluviatilen Sedimenten aus wärmeren Klimaabschnitten abwechselt. Während es in den Kaltphasen zu Permafrostbildung kam, konnten sich kryoturbationsbedingte Würgeböden ausbilden, welche die warmzeitlich gebildeten Torfe und Seesedimente deformierten. Es kam durch starke Abkühlung zur Ausbildung von Rissen, welche die warmzeitlichen Ablagerungen durchschlugen, sich mit kaltzeitlichem äolischem Feinmaterial füllten und als Frostrisse überliefert sind. Es fand in den Warmphasen kein, bzw. nur sehr niedrigenergetischer fluviatiler Transport statt. Das System lag distal und/oder abseits des Stromstrichs, was die geringe Korngröße erklärt.

Zwischen 117,72 und 89 m (Cromer-Komplex (Cromer III – IV)) herrscht zunächst äolischer Transport in Kaltzeiten, abgelöst von Torfbildung in der Warmphase. Die Torfe unterlagen ebenfalls Permafrostbedingungen, sie erscheinen leicht verwürgt und ein Frostriss ist erkennbar. Erneut liegen Sedimente eines verflochtenen Flusssystems vor. Die relativ geringe Korngröße signalisiert distale Verhältnisse, was sich in den oberen Metern des Abschnitts ändert. Hier deutet sich bereits die vorrückende Gletscherfront des Elster-Glazials durch Vergröberung des Sediments an.

Während der Elstervereisung (89 - 79,85 m) wurde durch die Gletscher Moränenmaterial aus Westskandinavien an die Bohrlokation transportiert. Die Zusammensetzung des Geschiebes wird jedoch stark durch Lokalmaterial beeinflusst [EHLERS, 2011]. Das vor Ort als Lockermaterial vorhandene Material wird dabei sehr leicht durch die Eismassen und Schmelzwasser aufgearbeitet und dabei mit dem Moränenmaterial vermischt.

Während der Transgression des Holstein-Interglazials abgelagerte marine Sedimente sind an der Bohrlokation Garding-2 nicht überliefert. Es finden sich im Abschnitt zwischen 79,85 – 72,80 m (Holstein, Fuhne/Saale-Komplex) feinkörnige palustrische Sedimente, die unter sumpfigen Bedingungen abgelagert wurden. Diese enthalten allerdings Bestandteile aufgearbeiteter mariner Sedimente aus der Umgebung. Im niedrigenergetischen Milieu fand kaum Sedimenttransport statt.

Während zu Beginn des Saale-Komplexes noch sumpfige Verhältnisse herrschten, bildete sich später (72,80 – 69,30 m; Drenthe/Saale-Komplex) ein verflochtenes Flusssystem aus, wodurch das Energieniveau des Ablagerungssystems wieder deutlich anstieg. Während der Drenthe-Vereisung wurden Grundmoränen und Sander abgelagert, die durch spätere fluviatile Prozesse wieder mobilisiert und zum großen Teil erodiert wurden. Während der Drenthe-Vereisung wurden ihrerseits zuvor große Teile der jüngeren Saalesedimente abgetragen [PROBORUKMI *et al*. 2017].

Fast die gesamten Eem-Ablagerungen wurden erodiert. Lediglich einzelne umgelagerte Torfstücke aus dem späten Eem wurden im Abschnitt 69,30 – 19,85 m (Eem, Weichsel-Kaltzeit) an der Bohrlokation überliefert. Aus der Weichselkaltzeit sind Sedimente erhalten, die in einem verflochtenen Flusssystem abgelagert wurden. Da das Maximum der Weichsel-Vereisung nicht bis an die Bohrlokation reichte, sind bei Garding mäßig grobe und feinere fluvioglaziale Sedimente abgelagert worden und keine Moränen vorhanden. Eingeschaltet finden sich wiederholt äolische Sedimente, hangend von 26,50 m fand in der Spätweichselzeit hauptsächlich Ablagerung äolischer Sedimente aus der periglazialen Umgebung der Eisrandlage im Osten Schleswig-Holsteins statt.

Es wurde ein Teil der jüngsten Weichselsedimente, sowie Ablagerungen des Präboreals und Boreals vor und während des rapiden Meeresspiegelanstiegs zu Beginn des Holozäns erodiert, daher liegt eine Schichtlücke vor. Bei relativ hohem Meeresspiegel wurden im Abschnitt 19,85 – 19,27 m (Atlantikum, Subboreal) an der Bohrlokation Tempestite und umgelagerte Sedimente aus höher gelegenen Wattbereichen abgelagert.

Das Feinmaterial im Abschnitt 19,27 – 16,33 m (6300 – 3500 a b2k; Subboreal) wurde im energiearmen subtidalen Bereich abgelagert. Das Material wurde dorthin durch Gezeitenströmungen aus dem Wattbereich und vom Ufer eingetragen, sowie über den Fluss Eider. Im subtidalen Bereich herrschen oft küstenparallele Strömungen, die zusätzlich Material lateral verfrachten.

Zu Beginn des Abschnitts 16,00 – 1,00 m (3500 - 1000 a b2k; Subboreal, Subatlantikum) existierte bereits das Strandwallsystem im Bereich des heutigen Eiderstedts (Abb. 3.3.9.3.1) und der relative Meeresspiegel war so weit abgesunken, dass die Bohrlokation im intertidalen Bereich lag. Durch die geschützte Lage bildete sich auch hier ein Wattenbereich, hauptsächlich gespeist von Sedimenten der Flussmündungen (Eider, Weser, Elbe) und Meeresströmungen (Gezeiten) aus. Leichte relative Meeresspiegelschwankungen, sowie Schwankungen in der Sedimentzufuhr bewirkten einen Wechsel von Schlick- zu Misch- und Sandwatt, wobei sich generell im unteren Intertidalbereich das gröbere Sandwatt, im oberen das feine Schlickwatt bildet (Abb. 3.3.9.1). Um etwa AD 120 – 680 (ca. 6 – 3 m) scheint ein Strandwall oder eine Sandbank über die Bohrlokation hinweg gewandert zu sein, wobei das aus den Datierungen von ZHANG *et al*. [2014] abgeleitete Altersmodell in einem Küstenbereich, der sehr variabel ist und von starken Umlagerungs- und Umformungsprozessen, z.B. durch Sturmfluten veränderte Küstenverläufe, betroffen ist, unter diesem Aspekt mit Vorsicht zu betrachten ist. Im obersten Meter der Bohrung liegen terrestrische Sedimente vor. Der Sedimentzuwachs erfolgte zum Teil von der Landseite, allerdings auch, wie deutlich sichtbare Lagen (Abb. 1.5.1) zeigen, durch Sturmflutereignisse von seewärts.

4 Camsizer® Hauptkomponentenanalyse

4.1 Material und Methoden

Es wurden Proben aus verschiedenen Ablagerungsräumen (Intertidal, Subtidal, Dünen, usf.) genommen (Tab. 4.1.1, Abb. 4.1.1, Abb. 4.1.2). Bereits bei der Probennahme wurde darauf geachtet, dass die Proben in etwa einem Umfang von 2 - 3 Millionen Körnern entsprechen, damit die Korngrößenanalysen statistisch relevant sind, die Messzeit jedoch nicht wesentlich über 5 - 10 Minuten hinausgeht. Korngrößenabhängig ergaben sich Probenmengen zwischen 50 und 100 ml. Um daraus eine rieselfähige Probe zu erhalten wurde die Fraktion < 63 mm mittels Schlämmen abgetrennt und die Probe anschließend bei 50°C im Trockenschrank getrocknet.

Um zu untersuchen ob und auf welche Art und Weise die verschiedenen Bildungs- und Transportmechanismen die vier gemessenen Camsizer®-Parameter (Sphärizität, Symmetrie, Breiten-/Längenverhältnis und Konvexität) charakteristisch beeinflussen, wurde eine Hauptkomponentenanalyse (Principal Component Analysis, PCA) an Sedimentproben bekannter Genese durchgeführt. Es wurde angenommen, dass diese Parameter durch unterschiedliche Prozesse (Verwitterung, Transport) unterschiedlich beeinflusst werden und dass sich diese Unterschiede mittels Hauptkomponentenanalyse ermitteln lassen.

Ein ähnlicher Ansatz wurde z.B. von PATRO [1974] verfolgt, der jedoch die Formparameter Sphärizität (Verhältnis aus größtem Innenkreis und kleinstem Außenkreis der Projektionsfläche des Korns) und die Partikelrundung betrachtete.

Das Ziel der Hauptkomponentenanalyse ist das Auffinden von gemeinsamen, inhaltlich sinnvoll zu interpretierenden Dimensionen (Faktoren). In dem Modell, auf dem die Hauptkomponentenanalyse basiert, wird die Annahme getroffen, dass den untersuchten Variablen *q* gemeinsame Faktoren zugrunde liegen, die nicht notwendigerweise interpretierbar sein müssen [BACHER *et al.*, 2010].

Die Methode der Hauptkomponentenanalyse bietet sich bei den mit dem Camsizer® untersuchten Proben an, weil für jede untersuchte Probe in kurzer Zeit Datensätze in erheblichem Umfang gewonnen werden können, deren interne Strukturen (ggf. vorhandene lineare, bzw. inhaltliche Zusammenhänge zwischen Variablen und Faktoren/Komponenten) mit dieser Methode bestätigt werden können [SCHENDERA, 2010].

Um festzustellen, ob Sedimenten ähnlicher Genese bzw. Fazies ein Formfaktoren-Muster zugrunde liegt, das auf einen gemeinsamen Prozess hinweist, wurde zunächst eine Hauptkomponentenanalyse im Q-Modus an 51 rezenten Vergleichsproben bekannter Genese (Tab. 4.1.1) durchgeführt. Hierzu wurden die vier vom Camsizer® ermittelten Parameter Q_0 (SPHT=0.900) [%], Q_0 (Symm=0.900) [%], Q_0 (b/l=0.900) [%] und Q_0 (Conv=0.900) [%] verwendet. Dabei stellt z.B. Q_0 (SPHT=0.900) [%] den prozentualen Anteil (anzahlbezogen) der Partikel dar, deren Sphärizität kleiner als oder gleich 0,9 ist. Wenn im Folgenden von „hohen Werten in der Sphärizität“ die Rede ist, ist nicht der absolute Wert, sondern der, in diesem Beispiel geringe, Anteil der Partikel mit einer Sphärizität kleiner als, bzw. gleich 0,9 gemeint.

Die anzahlbezogene Auswahl ist der in dieser Arbeit getroffenen Annahme geschuldet, dass ein bestimmter Transportprozess sich auf die anzahlbezogene Mehrheit der dabei transportierten Partikel am stärksten formverändernd auswirkt und nicht unbedingt auf die Korngrößenfraktionen, die das größte Volumen aufweisen. Einzelne grobe Partikel dominieren zuweilen das Probenvolumen, ohne ihrerseits für das Ablagerungsmilieu repräsentative Formcharakteristika in statistisch relevanter Quantität aufzuweisen.

Zunächst wurden die durch Camsizer®messung erhaltenen Daten standardisiert (studentisiert). Es wurde dabei variablenweise der Mittelwert subtrahiert und das Ergebnis durch die Standardabweichung dividiert (**1**), damit alle Parameter die gleiche Varianz und folglich auch Standardabweichung, nämlich 1 und den gleichen Mittelwert 0 aufweisen. Die so erhaltenen Variablen sind dimensionslos.

$$z_i = (y_i - \overline{y}) / s_y \qquad (\mathbf{1})$$

Die Hauptkomponentenanalyse wurde mit dem Programm PAST (PAleontological STatistics), Version 3.1, [HAMMER *et al*., 2001] durchgeführt.

Tab. 4.1.1: Aufstellung der Proben, die zur Hauptkomponentenanalyse verwendet wurden. Die Proben Nr.37 bis 40 wurden freundlicherweise von Frau Dipl.-Geol. Marieke Röhner zur Verfügung gestellt. Probe Nr. 47 wurde von Herrn Prof. F. Sirocko überlassen. Probe Nr. 14 wurde von Frau Dr. I. Diez gesammelt. Die Ziffern der ersten Spalte geben das Ablagerungsmilieu (facies) an (0 Düne, 1 marin, 2 fluviatil, 3 pyroklastisch (Tephra), 4 Moräne, 5 Verwitterung/Boden).

8.5	location	remark	sampling date	UTM coordinates	height asl [m]	#
0	Baltic Sea 1510	squeaky sand	15/08/2014	32 U 611866.44 6018909.37	4	1
0	Baltic Sea 2509	squeaky sand	15/08/2014	33 U 611773.26 6018885.78	4	2
0	Lakolk	dune leeward	29/07/2013	32 U 467400.87 6111219.00	2	3
0	Lakolk	dune windward	29/07/2013	32 U 467382.04 6111214.70	1	4
0	Ormond Beach 4	dune leeward	26/12/2011	17 R 496212.67 3240342.44	2	5
0	Ponce Inlet	dune leeward	26/12/2011	17 R 507808.14 3216734.27	4	6
0	St. Petersburg Beach 2	dune leeward	25/01/2013	20 R 328603.17 3066300.36	2	7
1	Bananklitten 1 1352	upper intertidal	01/08/2013	32 U 465960.72 6105725.70	1	8
1	Bananklitten 2 2353	upper intertidal	01/08/2013	32 U 465943.23 6105699.79	1	9
1	Bananklitten 3 367	upper intertidal	01/08/2013	32 U 465972.57 6105741.47	1	10
1	Bananklitten 4 1354	wash margin	01/08/2013	32 U 465969.12 6105445.90	0	11
1	Bananklitten 5 3355	wash margin	01/08/2013	32 U 465957.17 6105457.02	0	12
1	Bananklitten 6 351	gravel pit	01/08/2013	32 U 466023.67 6105697.88	1	13
1	Guadeloupe	Pointe du Vent	18/09/2012	20 Q 679718.80 1796235.21	0	14
1	Havneby Watt	coarse beach upper intertidal	30/07/2013	32 U 472281.79 6104786.81	1	15
1	Havneby Watt	lower intertidal	30/07/2013	36 U 472314.63 6104880.16	1	16
1	Havneby Watt	Pferdeloch	30/07/2013	35 U 472097.21 6104954.40	1	17
1	Havneby Watt	upper intertidal	30/07/2013	33 U 472282.01 6104790.24	1	18
1	Havneby Watt	upper sandflat	30/07/2013	34 U 472229.22 6104838.23	1	19
1	Jacksonville Beach	intertidal	25/01/2013	17 R 462615.43 3351313.86	0	20
1	Juvre	salt marsh	30/07/2013	37 U 472843.78 6114276.23	0	21
1	Lakolk	lower intertidal	29/07/2013	32 U 466550.61 6111261.08	0	22
1	Lakolk	middle intertidal	29/07/2013	32 U 466804.29 6111272.15	1	23
1	Lakolk	upper intertidal	29/07/2013	32 U 467128.42 6111284.09	-4	24
1	Lakolk	upper subtidal	29/07/2013	32 U 466470.15 6111282.79	0	25
1	Ormond Beach 1	lower intertidal	26/12/2011	17 R 496245.73 3240333.63	0	26
1	Ormond Beach 2	intertidal squeaky sand	26/12/2011	17 R 496227.47 3240346.71	1	27
1	Ormond Beach 3	upper intertidal	26/12/2011	17 R 496231.54 3240324.59	2	28
1	St. Petersburg Beach 1	wash margin (bivalves)	25/01/2013	17 R 328562.19 3066210.92	0	29
1	St. Petersburg Beach 3	supratidal	25/01/2013	18 R 328569.30 3066261.45	0	30
1	St. Petersburg Beach 4	intertidal	25/01/2013	19 R 328537.29 3066301.14	0	31
1	St. Petersburg Beach 5	tempestite	25/01/2013	17 R 328561.66 3066249.53	0	32
1	Thames London	estuary	11/04/2014	30 U 701147.67 5710371.63	5	33
1	Tümlauer Bucht	mudflat	23/09/2012	32 U 478075.22 6023367.87	0	34
2	Nahe, Bad Münster	thalweg fine	06/04/2014	32 U 417242.77 5518303.42	114	35
2	Nahe, Bad Münster	thalweg coarse	06/04/2014	33 U 417242.77 5518303.42	114	36
2	River Schlitz	point bar 1	09/03/2014	32 U 538631.31 5612411.33	228	37
2	River Schlitz	point bar 2	09/03/2014	33 U 538626.81 5612405.39	228	38
2	River Schlitz	point bar 3	09/03/2014	34 U 538620.19 5612402.63	227	39
2	River Sengelbach		09/03/2014	32 U 536866.93 5614188.19	284	40
3	DM1 09.20 m	tephra	Sep/2012	32 U 325185.27 5570671.83	496	41
3	DM1 18.77 m	tephra	Sep/2012	32 U 325185.27 5570671.83	496	42
3	DM1 24.10 m	tephra	Sep/2012	32 U 325185.27 5570671.83	496	43
3	Wingertsbergwand	Autobahn footwall	29/08/2013	32 U 377544.29 5582983.06	260	44
3	Wingertsbergwand	Autobahn hanging wall	29/08/2013	32 U 377544.29 5582983.06	260	45
3	Wingertsbergwand	Autobahn middle	29/08/2013	32 U 377544.29 5582983.06	260	46
4	MoräneSirocko					47
4	MoräneHohwacht		22/08/2015			48
4	MoräneAndresen		21/08/2015			49
5	Soil Bulawayo	soil	04/02/2016	35 K 667121.57 7765242.31	1405	50
5	Pool Bulawayo	weathering granite	04/02/2016	35 K 667128.69 7765247.68	1404.5	51



Abb. 4.1.1 Probenlokationen in Florida/USA und Guadeloupe/FR-GP (verändert nach www.stepmap.de)



Abb. 4.1.2: Probenlokationen in Rheinland-Pfalz, Schleswig-Holstein, Hessen/BRD, Römö/DK und London/UK (verändert nach www.stepmap.de)

4.2 Ergebnisse

4.2.1 Vergleichsproben

Aus der Datenmatrix wurden 4 Hauptkomponenten extrahiert, von denen die ersten beiden 95 % der Gesamtvarianz des Datensatzes erklären. Ebenso sind die Eigenwerte größer als > 1 (Kaiser-Guttman criterion) (Tab. 4.2.1.1, Abb. 4.2.1.1). Das Broken-Stick-criterion (unter einem zufälligen Modell erwartete Eigenwerte) erklärt jene Komponenten als irrelevant, die unterhalb der roten Linie liegen [JACKSON, 1993], was hier für die Komponenten 3 und 4 gilt. Die 95%-Konfidenzintervalle der Eigenwerte von Komponente 1 und 2 werden zwar durch die rote Linie geschnitten, (Abb. 4.2.1.1), da aber die vorhergehenden Kriterien Relevanz anzeigen, wurden beide Hauptkomponenten als relevant betrachtet.

Tab. 4.2.1.1: Zusammenfassung der Hauptkomponentenanalyse der Vergleichsproben. Angegeben sind die Eigenwerte der Komponenten (PC) 1 - 4, die durch jede Hauptkomponente erklärte Varianz in Prozent, die kumulative erklärte Varianz und die durch Bootstrapping ermittelten 95-%-Konfidenzintervalle der Eigenwerte (Bootstrap n = 1.000.000).

PC	eigenvalue	variance [%]	cum. variance [%]	eig 2.5 %	eig 97.5 %
1	2.35741	58.935	58.935	27.82	71.157
2	1.30479	32.62	91.555	17.454	63.987
3	0.31131	7.7827	99.337	4.9009	11.447
4	0.0264864	0.66216	99.99916	0.32455	1.0894

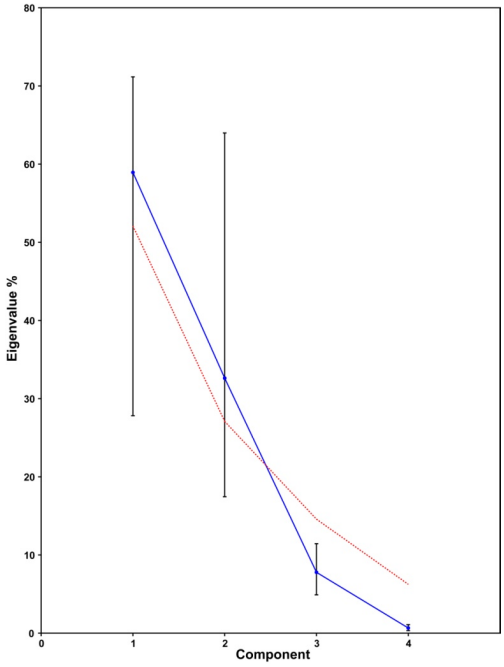


Abb. 4.2.1.1: Scree-Plot der Eigenwerte der vier extrahierten Hauptkomponenten der Vergleichsproben mit durch Bootstrapping (n = 1.000.000) ermittelten 95-%-Konfidenzintervallen (als Balken dargestellt) und Broken-stick-Kriterium (erwartete Eigenwerte unter zufälligem Modell, unter der roten Linie liegende Eigenwerte repräsentieren nichtsignifikante Komponenten [JACKSON, 1993]).

Tabelle 4.2.1.2 zeigt die Koeffizientenmatrix der Hauptkomponenten. Es sind die Koeffizienten aufgeführt, mit denen die jeweiligen Variablen multipliziert, zur einzelnen Hauptkomponente beitragen. Hauptkomponente 1 wird hauptsächlich (Werte über 0,4) von den Werten der Sphärizität (0,621), dem Breiten-/Längenverhältnis (0,591), sowie der Konvexität (0,508) bestimmt. Die Symmetrie spielt mit dem Koeffizient -0,093 eine untergeordnete Rolle für Hauptkomponente 1. Hingegen erreicht der Koeffizient für die Symmetrie auf Hauptkomponente 2 einen hohen Wert (0,843), der Koeffizient für die Konvexität einen mittleren (0,404). Die Korrelationsmatrix (Tab. 4.2.1.3) zeigt, dass die Werte der Sphärizität und des Breiten-/Längenverhältnisses eine hohe Korrelation zu Hauptkomponente 1 (0,953 bzw. 0,907) aufweisen. Hauptkomponente 2 korreliert sehr hoch mit den Werten der Symmetrie (0,963). Die einzelnen Proben, sowie die Koeffizienten der Formparameter (Biplot) sind im Scatterplot dargestellt (Abb. 4.2.1.2). Hierbei reflektieren die Winkel der Parameter zueinander und zu den Komponentenachsen die jeweilige Korrelation [LEGENDRE & LEGENDRE, 2012]. Die unterschiedlichen Farben der Datenpunkte geben Aufschluss über das Ablagerungsmilieu der Proben.

Tab. 4.2.1.2: Koeffizientenmatrix für die Komponenten 1 und 2 der Vergleichsproben

	PC 1	**PC 2**
Q0 (SPHT=0.900) [%]	**0.62073**	0.11535
Q0 (Symm=0.900) [%]	-0.09257	**0.84297**
Q0 (b/l=0.900) [%]	**0.59045**	-0.33617
Q0 (Conv=0.900) [%]	**0.50745**	**0.40383**

Tab. 4.2.1.3: Korrelationsmatrix für die Komponenten 1 und 2 der Vergleichsproben

	PC 1	**PC 2**
Q0 (SPHT=0.900) [%]	**0.95305**	0.13176
Q0 (Symm=0.900) [%]	-0.14213	**0.96291**
Q0 (b/l=0.900) [%]	**0.90656**	-0.384
Q0 (Conv=0.900) [%]	0.77913	0.46129

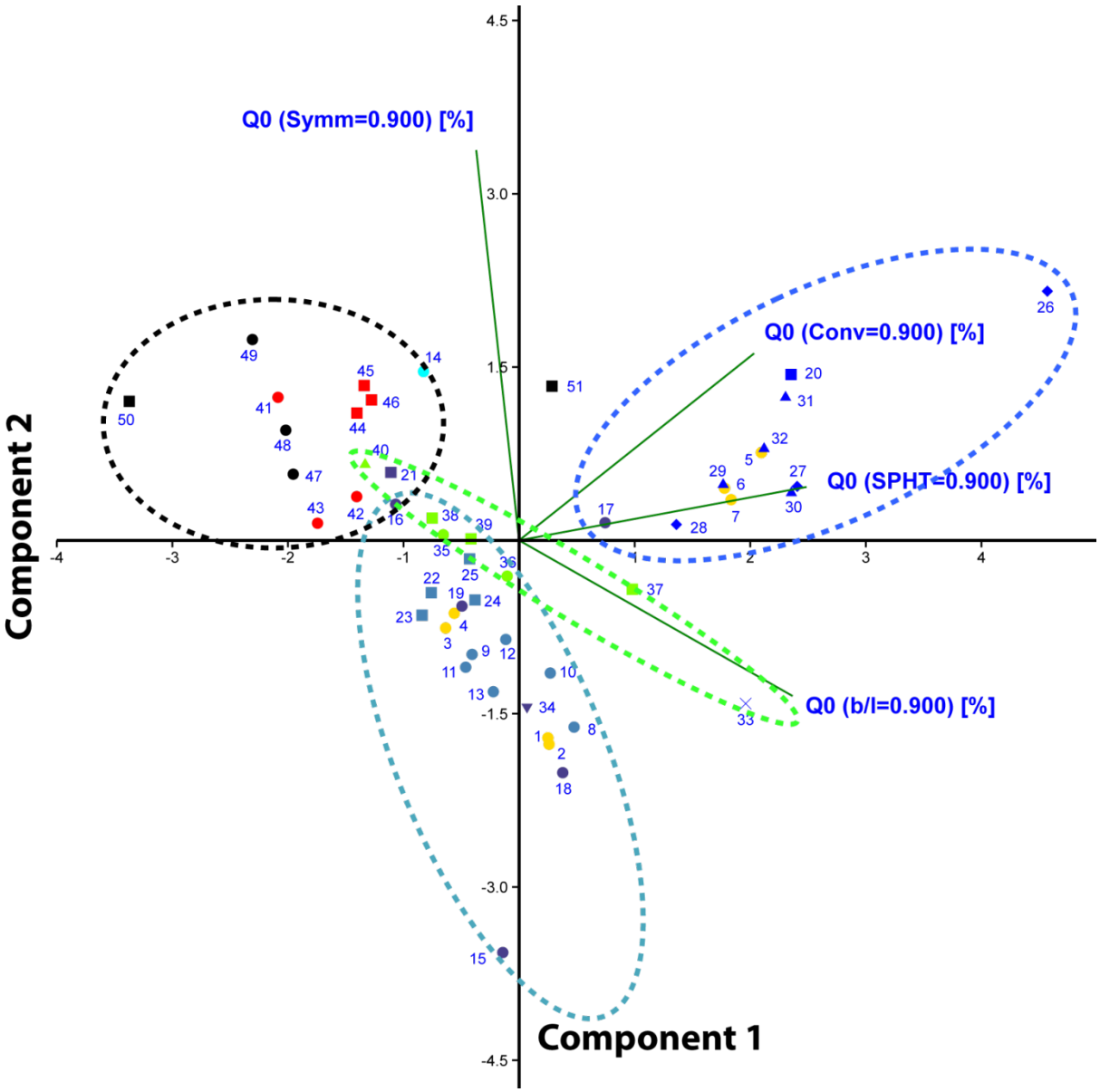


Abb. 4.2.1.2: Scatterplot der Vergleichsroben mit Biplot der Parameter auf den Achsen der Komponenten 1 und 2. Die Winkel reflektieren die Korrelation der Parameter [LEGENDRE & LEGENDRE, 2012]. Die Ellipsen umreißen grob ähnliche Ablagerungsräume/Sedimenttypen: schwarz: Tephra, Moräne; hellblau: kalt marin; grün: fluviatil; dunkelblau: warm marin.

Zur Veranschaulichung ergeben sich aus den Camsizer®daten für die verschiedenen Sedimentgruppen die in Tabelle 4.2.1.4 dargestellten Wertebereiche für die jeweiligen Formparameter, bzw. den prozentualen Anteil der Partikel, die für den jeweiligen Parameter ≤ 0,9 sind, sowie die Anzahl der Proben für die jeweilige Fazies.

Tab. 4.2.1.4: Wertebereiche [% ≤ 0,9] der Formparameter Sphärizität (SPHT), Symmetrie (Symm), Breiten-/Längenverhältnis (b/l) und Konvexität (Conv)

Facies	# of samples	SPHT [%]	Symm [%]	b/l [%]	Conv [%]
cold marine	21	61,1 – 52,3	73,4 – 40,0	90,6 – 82,3	0,8 – 0,1
warm marine	12	78,9 – 58,5	81,0 – 65,5	93,9 – 81,7	1,6 – 0,3
fluvial	7	71,9 – 54,0	74,9 – 58,1	93,4 – 81,5	0,4 – 0,2
tephra/ till/ weathering	11	62,4 – 42,0	80,0 – 71,2	85,3 – 73,1	0,5 – 0,1

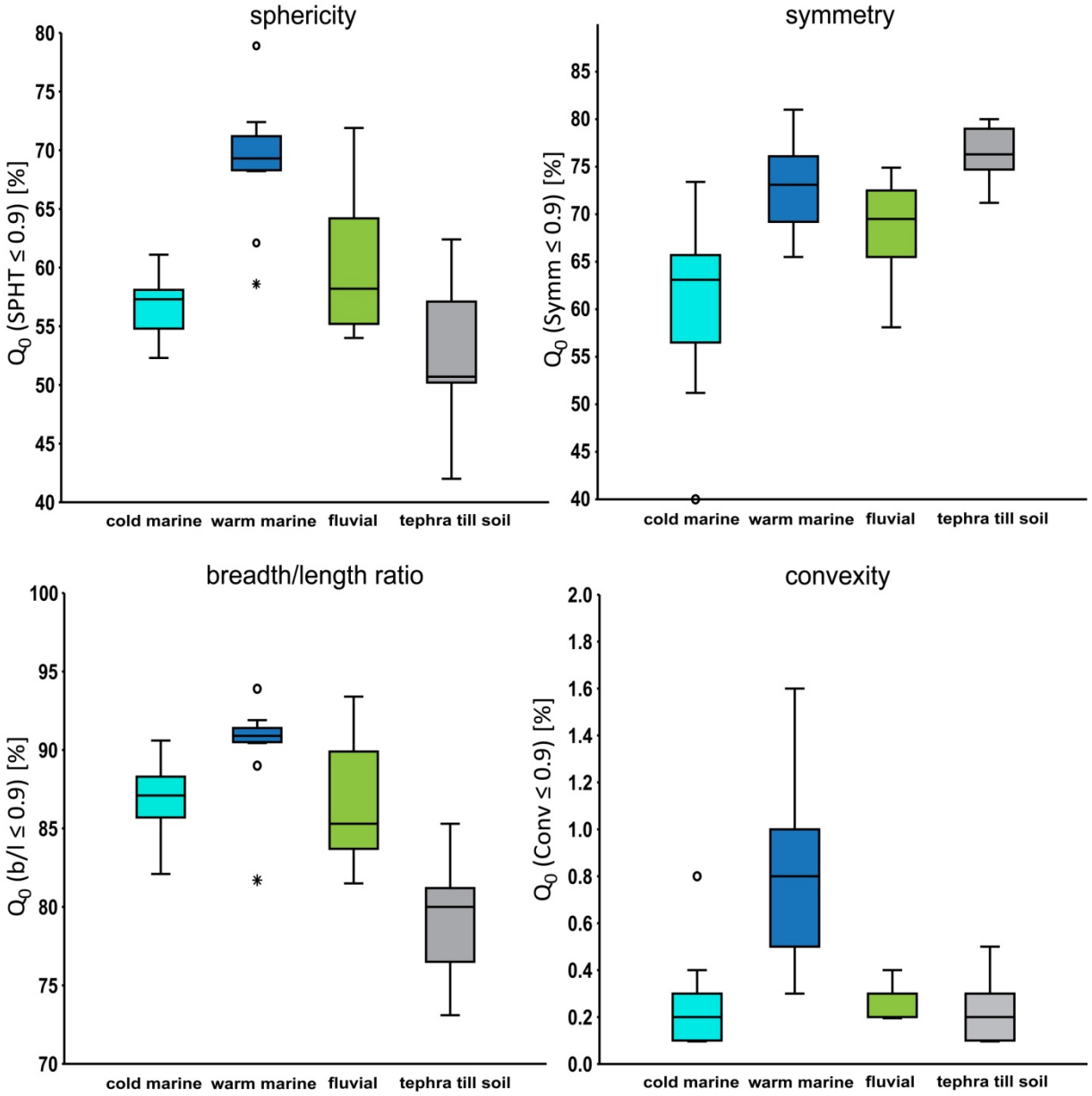


Abb. 4.2.1.3: Graphische Darstellung der Wertebereiche der Formparameter Sphärizität (SPHT), Symmetrie (Symm), Breiten-/Längenverhältnis (b/l) und Konvexität (Conv) mit Median, den Perzentilen 75 und 25, der Standardabweichung, sowie Ausreißern. Die Whisker reichen bis zum letzten Wert innerhalb des 1,5-fachen Interquartilsabstands (letzten Wert innerhalb der 1,5-fachen Höhe der Box). Ausreißer liegen innerhalb des dreifachen Interquartilsabstands (Kreise) bzw., außerhalb davon (Sterne).

4.2.2 Garding-2-Proben

Mit den Camsizer®-Daten der Proben des Kerns Garding-2 wurde ebenfalls eine Hauptkomponentenanalyse durchgeführt. Dabei wurden aus der Datenmatrix der Camsizer®werte der Proben des Kerns Garding-2 4 Hauptkomponenten extrahiert, von denen die ersten beiden ca. 79 % der Gesamtvarianz des Datensatzes erklären. Ebenso sind deren Eigenwerte größer als 1 (Kaiser-Guttman criterion, Tab. 4.2.2.1). Das Broken-Stick-criterion (unter einem zufälligen Modell erwartete Eigenwerte) erklärt Komponenten als irrelevant, die unterhalb der Linie liegen [JACKSON, 1993], bzw. nicht das 95%-Konfidenzintervall der Eigenwerte (senkrechte Balken) schneiden, was hier bei Komponenten 3 und 4 der Fall ist (Abb. 4.2.2.2). Dem Kaiser-Guttman criterion folgend werden die beiden Komponenten 1 und 2 als relevant betrachtet.

Tab. 4.2.2.1: Zusammenfassung der Hauptkomponentenanalyse der Proben Garding-2. Angegeben sind die Eigenwerte der Komponenten (PC) 1 - 4, die durch jede Hauptkomponente erklärte Varianz in Prozent, die kumulative erklärte Varianz und die durch Bootstrapping ermittelten 95-%-Konfidenzintervalle der Eigenwerte (Bootstrap n = 1.000.000).

PC	eigenvalue	variance [%]	cum. variance [%]	eig 2.5 %	eig 97.5 %
1	2.01166	50.291	50.291	42.101	60.834
2	1.1267	28.168	78.459	1.5244	37.77
3	0.79366	19.842	98.301	15.925	29.199
4	0.0679697	1.6992	100.0002	1.251	33.936

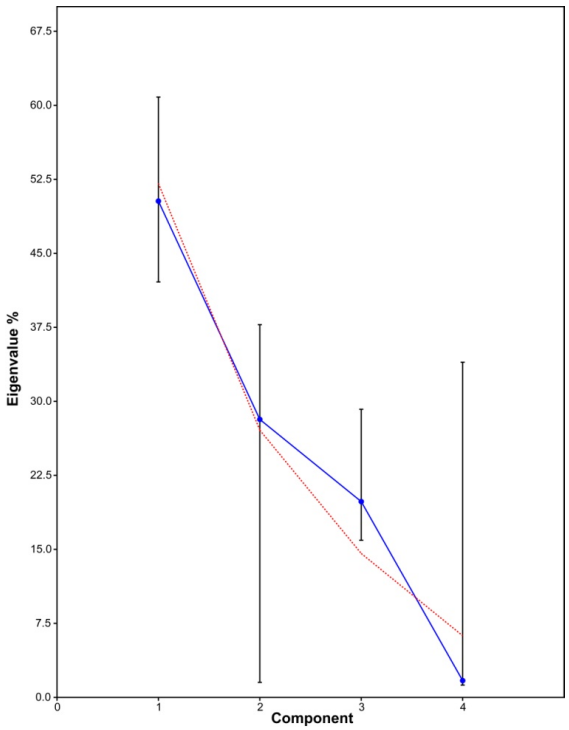


Abb. 4.2.2.2: Scree-Plot der Eigenwerte der vier extrahierten Hauptkomponenten der Proben Garding-2 mit durch Bootstrapping (n = 1.000.000) ermittelten 95-%-Konfidenzintervallen (als Balken dargestellt) und Broken-stick-Kriterium (erwartete Eigenwerte unter zufälligem Modell, darunterliegende Eigenwerte repräsentieren nichtsignifikante Komponenten [JACKSON, 1993]).

Tab. 4.2.2.2: Koeffizientenmatrix für die Komponenten 1 und 2 der Proben Garding-2

	PC 1	PC 2
Q0 (SPHT=0.900) [%]	**0.5221**	**0.45101**
Q0 (Symm=0.900) [%]	**-0.4962**	**0.4251**
Q0 (b/l=0.900) [%]	**0.69238**	0.012714
Q0 (Conv=0.900) [%]	-0.042486	**0.78467**

Tab. 4.2.2.3: Korrelationsmatrix für die Komponenten 1 und 2 der Proben Garding-2

	PC 1	PC 2
Q0 (SPHT=0.900) [%]	0.74051	0.47873
Q0 (Symm=0.900) [%]	-0.70378	0.45123
Q0 (b/l=0.900) [%]	**0.98202**	0.013495
Q0 (Conv=0.900) [%]	-0.060259	**0.83291**

Wie aus der Koeffizientenmatrix der Hauptkomponenten (Tab. 4.2.2.2) hervorgeht, wird Hauptkomponente 1 hauptsächlich (Werte über 0,4) von den Werten des Breiten-/Längenverhältnisses (0,693), der Sphärizität (0,522), sowie der Symmetrie (-0,496) bestimmt. Die Konvexität spielt mit -0,043 keine Rolle.

Der Koeffizient für die Konvexität auf der zweiten Hauptkomponente erreicht einen sehr hohen Wert (0,785). Mittlere Werte erreichen die Sphärizität (0,451) und die Symmetrie (0,425). Das Breiten-/Längenverhältnis (0,013) spielt hier keine Rolle.

Die Korrelationsmatrix (Tab. 4.2.2.3) zeigt, dass die Werte des Breiten-/Längenverhältnisses eine hohe Korrelation mit Hauptkomponente 1 (0,982) aufweisen. Hauptkomponente 2 korreliert hoch mit den Werten der Konvexität (0,833).

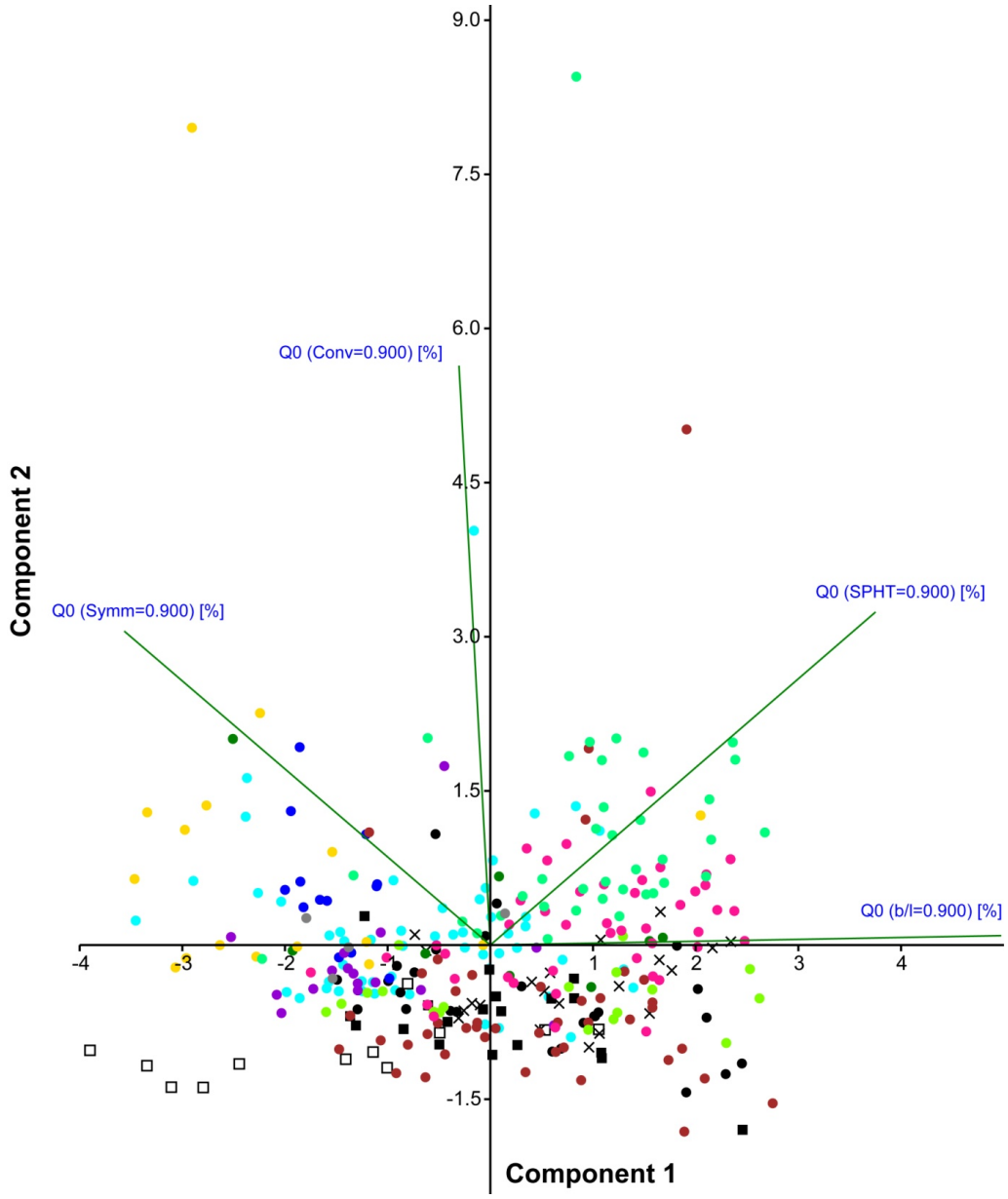


Abb. 4.2.2.3: Scatterplot der Proben Garding-2 mit Biplot der Parameter auf den Achsen der Komponenten 1 und 2. Die Winkel reflektieren die Korrelation der Parameter mit den Hauptkomponenten und untereinander [LEGENDRE & LEGENDRE, 2012]. Aus Gründen der Übersichtlichkeit wurde auf eine Beschriftung der einzelnen Datenpunkte verzichtet.

4.2.3 Garding-2-Proben mit Vergleichsproben

Die relativ gut mittels Hauptkomponentenanalyse anhand ihrer Formparameter unterscheidbaren Vergleichsprobendaten wurden nun dem Datensatz der Gardingproben hinzugefügt, um zu untersuchen, an welcher Stelle sie sich in der Varianz dieses neuen Datensatzes wiederfinden und ob sich die, ihrer Genese nach relativ unbekannten, Gardingproben auf diese Art plausibel klassifizieren lassen. Hieraus ergibt sich natürlich ein neuer Datensatz mit neuer Varianz. Aus Gründen der Übersichtlichkeit werden die Proben in der Darstellung abschnittweise behandelt und besprochen.

Wie sich anhand des Scatterplots (Abb. 4.2.3.1) erkennen lässt, unterscheidet sich der neue Datensatz nur geringfügig in der Varianz und den Korrelationen der Variablen zu den Komponenten (Faktorladungen) vom Datensatz der Garding-2-Proben allein (Abb. 4.2.2.3). Auch hier weist z.B. Hauptkomponente 1 eine sehr hohe Korrelation (0,982) zum Breiten-/Längenverhältnis auf, genauso weist auch Hauptkomponente 2 eine hohe Korrelation (0,822) zur Konvexität auf.

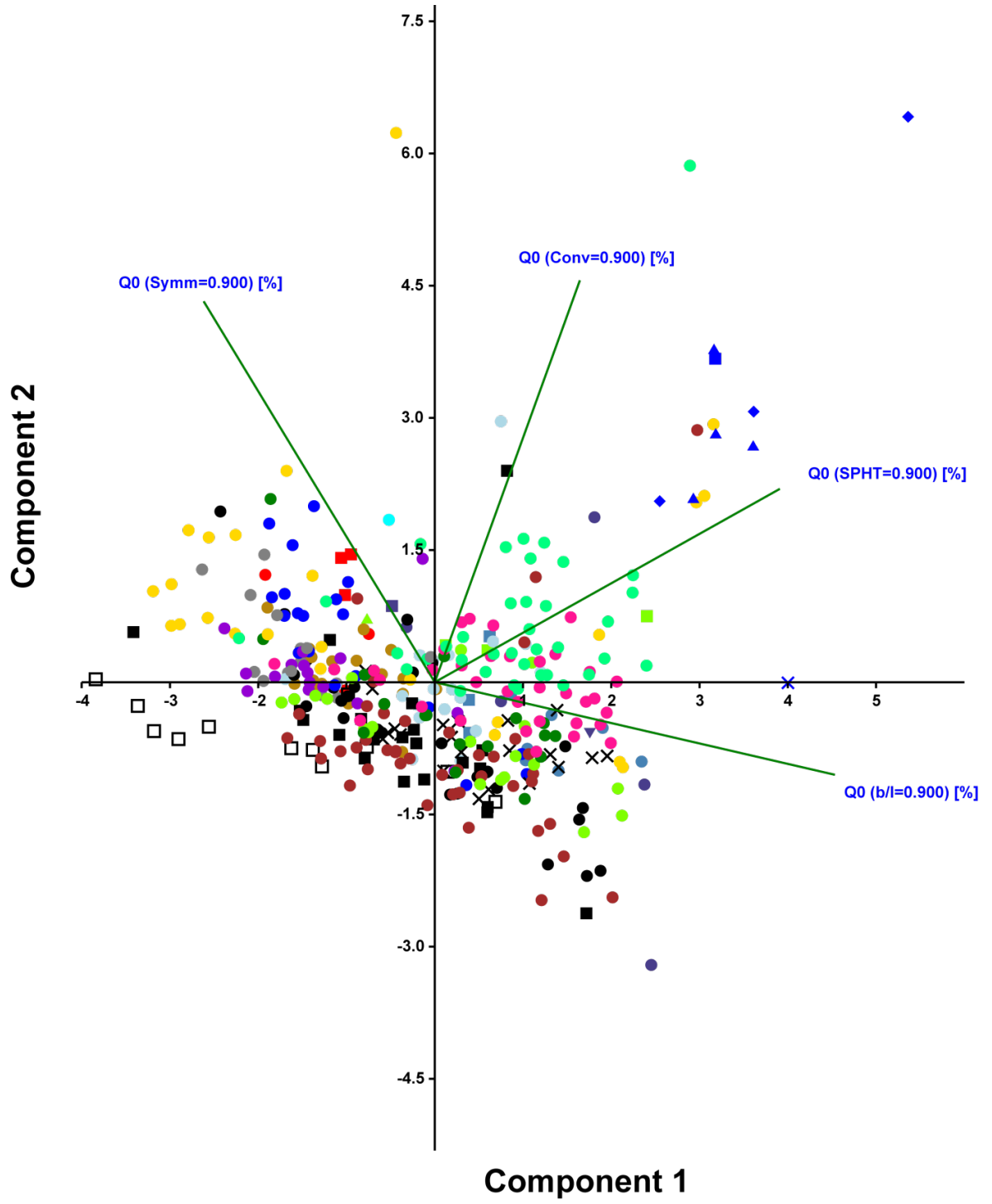


Abb. 4.2.3.1: Scatterplot der Vergleichsproben zusammen mit den Garding-2-Proben mit Biplot der Parameter auf den Achsen der Komponenten 1 und 2. Die Winkel reflektieren die Korrelation der Parameter [LEGENDRE & LEGENDRE, 2012]. Aus Gründen der Übersichtlichkeit wurde auf die Beschriftung der Datenpunkte verzichtet.

Es wurden nur die Hauptkomponenten 1 und 2 betrachtet, die zusammen 80 % der Varianz des Datensatzes erklären. Das Broken-Stick-criterion (unter einem zufälligen Modell erwartete Eigenwerte) lässt nicht eindeutig erkennen, welche der vier extrahierten Hauptkomponenten relevant sind (Abb. 4.2.3.2). Es wurden also nur die nach dem Kaiser-

Guttman criterion (Eigenwerte ≥ 1) relevanten Hauptkomponenten 1 und 2 betrachtet (Tab. 4.2.3.1).

Tab. 4.2.3.1: Zusammenfassung der Hauptkomponentenanalyse der Proben Garding-2 zusammen mit den Vergleichsproben. Angegeben sind die Eigenwerte der Komponenten (PC) 1 - 4, die durch jede Hauptkomponente erklärte Varianz in Prozent, die kumulative erklärte Varianz und die durch Bootstrapping ermittelten 95-%-Konfidenzintervalle der Eigenwerte (Bootstrap n = 1.000.000).

PC	eigenvalue	variance [%]	cum. variance [%]	eig 2.5 %	eig 97.5 %
1	2.05323	51.331	51.331	45.74	58.083
2	1.26376	31.594	82.925	26.616	36.099
3	0.620184	15.505	98.43	11.644	17.942
4	0.0628259	1.5706	100.0006	1.2144	2.0143

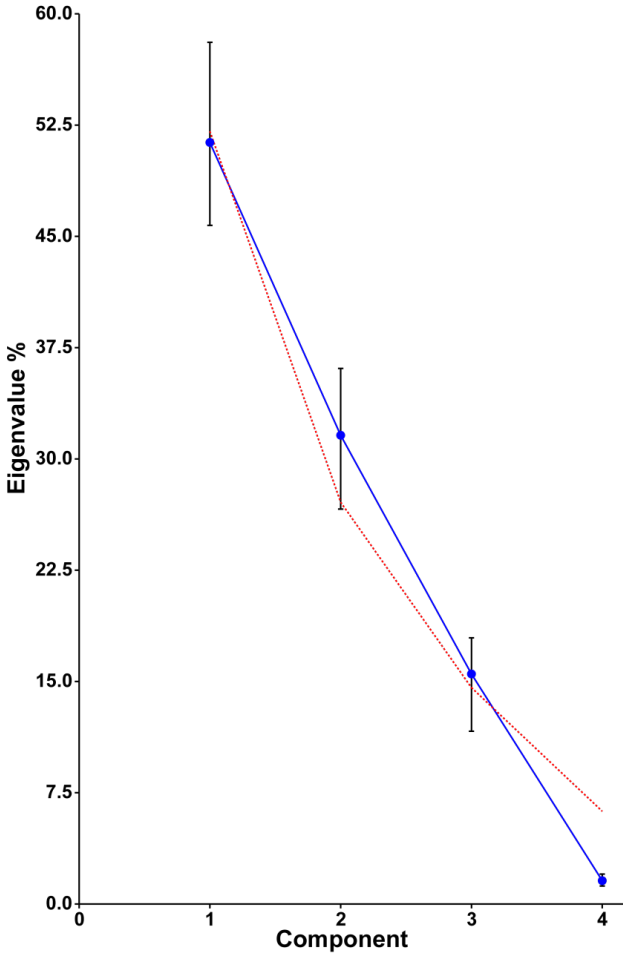


Abb. 4.2.3.2: Scree-Plot der Eigenwerte der vier extrahierten Hauptkomponenten der Proben Garding-2 mit durch Bootstrapping (n = 1.000.000) ermittelten 95-%-Konfidenzintervallen (als Balken dargestellt) und Broken-stick-Kriterium (erwartete Eigenwerte unter zufälligem Modell, darunterliegende Eigenwerte repräsentieren nichtsignifikante Komponenten [JACKSON, 1993]).

Tab. 4.2.3.2: Koeffizientenmatrix für die Komponenten 1 und 2 des gemeinsamen Datensatzes der Vergleichsproben und der Proben Garding-2

	PC 1	**PC 2**
Q0 (SPHT=0.900) [%]	0.32564	**0.50035**
Q0 (Symm=0.900) [%]	-0.3886	**0.50547**
Q0 (b/l=0.900) [%]	**0.6728**	0.11213
Q0 (Conv=0.900) [%]	-0.24407	**-0.69395**

Tab. 4.2.3.1: Korrelationsmatrix für die Komponenten 1 und 2 des gemeinsamen Datensatzes der Vergleichsproben und der Proben Garding-2

	PC 1	**PC 2**
Q0 (SPHT=0.900) [%]	**0.83153**	0.36608
Q0 (Symm=0.900) [%]	**-0.55683**	**0.72115**
Q0 (b/l=0.900) [%]	**0.96406**	-0.17526
Q0 (Conv=0.900) [%]	0.34973	**0.76091**

4.3 Diskussion

4.3.1 Vergleichsproben

Der Scatterplot der Hauptkomponentenanalyse an Vergleichsproben zeigt, dass Proben ähnlicher Genese (gleiche Farbe) in unscharf voneinander abgrenzbaren Zonen plotten (Abb. 4.2.1.2). Hauptkomponente 1 (59 % erklärte Varianz) wird zum größten Teil von der Sphärizität (0,62) bestimmt (Abb. 4.3.1.1). Diese korreliert (enger Winkel im Biplot zwischen den entsprechenden Variablen) sowohl mit der Konvexität (0,51), als auch mit dem Breiten- und Längenverhältnis (0,59). Die Symmetrie lädt auf Komponente 1 sehr schwach negativ (-0,09). Von den Formfaktoren korreliert die Sphärizität am höchsten mit Hauptkomponente 1 (kleinster Winkel zur jeweiligen Achse).

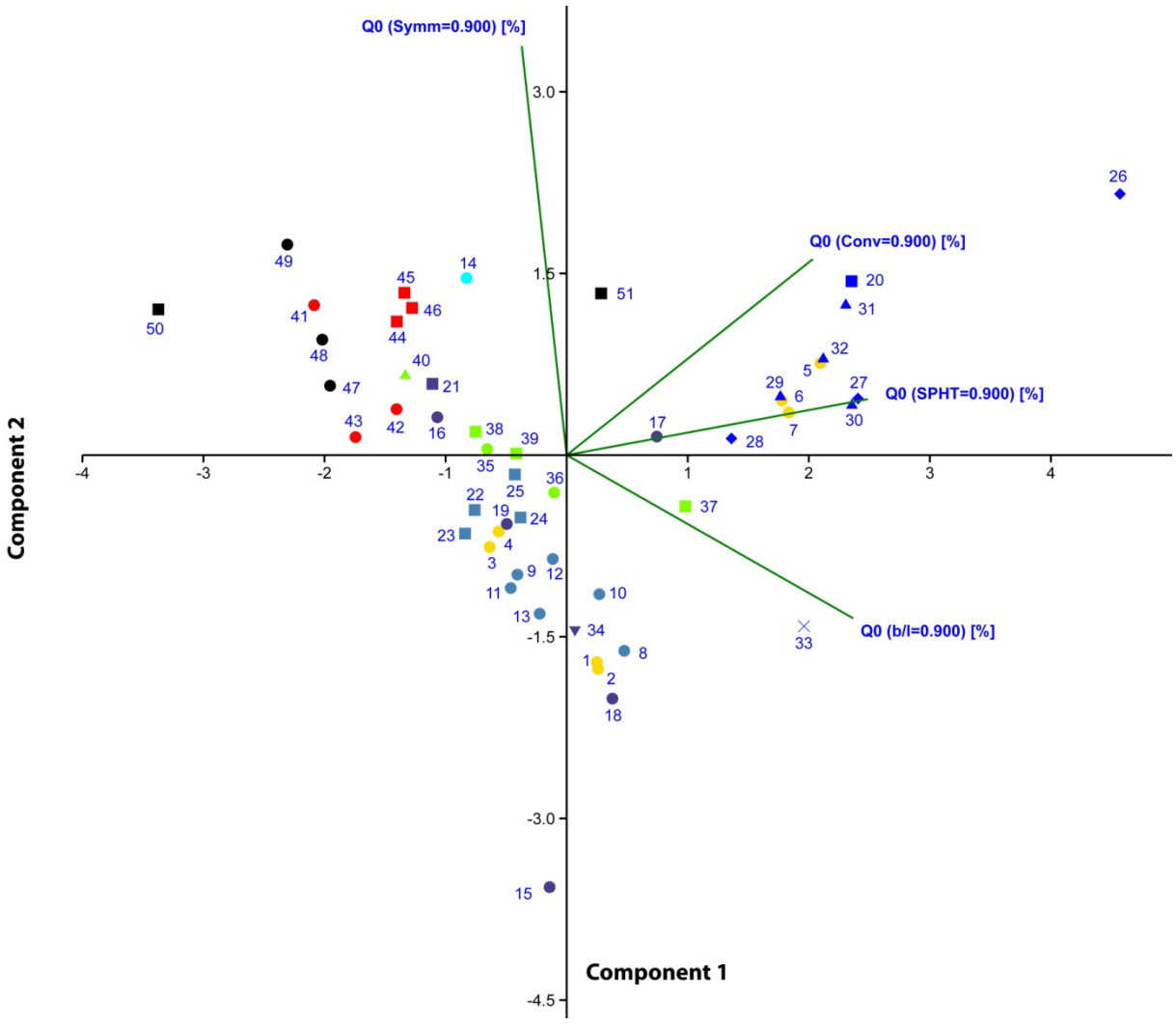


Abb. 4.3.1.1: Scatterplot der Hauptkomponentenanalyse, Komponenten 1 und 2, sowie der Biplot der Variablen

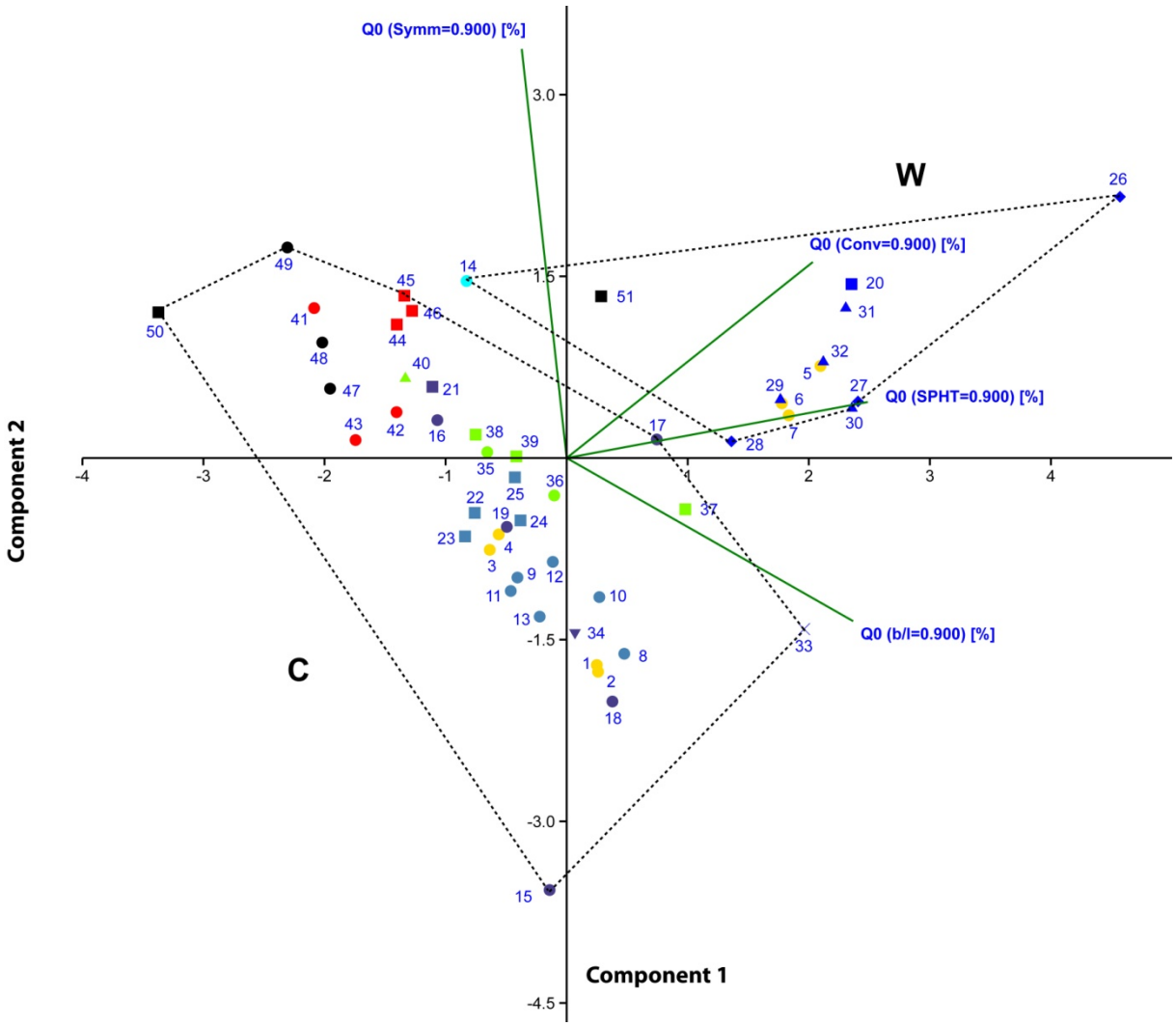


Abb. 4.3.1.2: Verteilung der Proben aus wärmeren- (w) und kühleren (c) Ablagerungsgebieten

Hauptkomponente 1 erklärt einen großen Teil der Varianz (59 %) des Datensatzes. Die Beiträge der Formparameter Sphärizität (0,621), Konvexität (0,508) und Breiten- und Längenverhältnis (0,591) sind in etwa gleich hoch, die Symmetrie trägt in sehr geringem Maß (-0,093) zur Varianz des Datensatzes bei. Auf der Seite mit negativer Hauptkomponente 1 (Abb. 4.3.1.2) plotten die klastischen Proben (Moränen, verwittertes Gestein, Tephren), sowie teilweise fluviatile Proben, als auch ein Teil der marinen Proben aus Ost- und Nordsee (Abb. 4.3.1.2). Auf der Seite der positiven Werte der Hauptkomponente 1 plotten hauptsächlich die marinen Proben aus wärmeren (subtropisch/tropisch) Gegenden.

Hauptkomponente 1 scheint einen Parameter bzw. Prozess abzubilden, der die allgemeine Rundung beeinflusst und sich auf Sphärizität, Konvexität und Breiten-/Längenverhältnis, jedoch nicht auf die Symmetrie auswirkt. Hierbei sind allerdings die klastischen, scheinbar kaum Transportrundung unterzogenen Boden-, Moränen und

Tephraproben ebenfalls auf der Seite der konvexen, isometrischen Partikel abgebildet (Hauptkomponente 1 negativ, Anteil der Partikel mit Sphärizität, Konvexität und Breiten- und Längenverhältnis > 0,9 hoch). Es fällt auf, dass die dynamische Viskosität des Transportsystems von positiver Hauptkomponente (warm marine Proben) zu negativen Werten (über fluviatile und kalt marine Proben zu Tephra- Moränen- und Bodenproben) hin anwächst (Tab. 4.3.1.1). Da die Partikel, die aus dem Granit in Probe 50 (Bulawayo Pool) herauswitterten, keinerlei Transport und Abnutzung unterlagen, bilden die Partikel vermutlich in etwa die Kristallisationsgrenzen des Ursprungsgesteins (die möglicherweise durch das Fließen des Magmakörpers beim Aufstieg beeinflusst wurden) und die Einwirkung physikalischer und chemischer Verwitterungsprozesse (Saprolith, bzw. lateritischer Regolith) ab.

Tab. 4.3.1.1: dynamische Viskosität η verschiedener Medien

dynamic viscosity η	unit	medium
0.891	mPas	water 25°C
1.00	mPas	water 20°C
1.297	mPas	water 10°C
1.52	mPas	water 0°C
0.1-3	Pas	pyroclastic flow [SPARKS 1976]
5-100	Pas	lahar/mudflow [SPARKS 1976]
ca. 0.6 – 14.7 x 10^{12}	Pas	glacier ice [DEELEY & PARR, 1913]
10^{15} - 10^{19}	Pas	granitoid magmas under crustal conditions [KUKOWSKI & NEUGEBAUER 1990]

In höher viskosen Medien können die Partikel nicht so stark beschleunigen wie in niedrigviskosen und daher keine masseärmeren Partikel zertrümmern. Es findet überwiegend eine Rundung der Partikel statt.

PATRO [1974] arbeitete heraus, dass der von ihm ermittelte Faktor, der sehr hoch auf der Sphärizität lädt, den Grad der Transportsortierung widerspiegelt, da der Beitrag der Sphärizität zur Sortierung von Sand 10 – 20 % beträgt [NEVIN 1964].

Hauptkomponente 2 wird vornehmlich durch die Symmetrie (Faktorladung 0,843) bestimmt, die auch die höchste Korrelation (geringster Winkel zur entsprechenden Achse) zeigt, eine untergeordnete Rolle spielt die Konvexität (0,40) und das negative Breiten-/Längenverhältnis (-0,34). Hohe Werte (Komponente 2 > 0) weisen die klastischen Proben und die warm-marinen auf. Um die Nullachse gruppieren sich die fluviatilen Proben und im

negativen Bereich der Achse sind die Proben aus Nord- und Ostsee zu finden. Strandproben aus warmen Gegenden zeigen höhere Werte auf Hauptkomponente 2 als die aus kälteren Gebieten (Abb. 4.3.1.2). Bei letzteren spielt vermutlich der wiederholte äolische Transport in vorangegangenen Eiszeiten und Aufarbeitung des Materials, sowie die weitere Rundung und Transportsortierung in diesen Transportzyklen eine Rolle, so dass das dem rezenten Transportprozess zur Verfügung stehende Material schon durch vorangehende Transporte stark sortiert wurde. Hierbei spielt vermutlich auch der größere Anteil der in vergangenen Glazialen über lange Strecken äolisch transportierter und sehr stark gerundeter Körner in den Proben aus dem Nord- und Ostseeraum eine Rolle. Da runde Partikel leichter als eckige in Bewegung geraten, reichern sie sich in Sedimenten beim Transport (besonders äolischem, da hier keine Zertrümmerung der groben durch noch gröbere Partikel stattfindet) an. Hauptkomponente 2 scheint also einen Prozess abzubilden, der die Symmetrie beeinflusst, wie äolischen Transport, bzw. die wiederholte Aufarbeitung von Partikeln, die in früheren Ablagerungszyklen gerundet wurden. Zunächst befindet die Symmetrie sich beim Zermahlenwerden von Material im Gletscher bei der Moränenbildung, im pyroklastischen Strom und bei der Bodenbildung auf niedrigem Niveau. Dies wird offenbar im warm marinen Milieu nicht ausgeglichen, die Proben liegen im gleichen Bereich auf Hauptkomponente 2. Zudem sorgt die geringere Viskosität für energiereichere Zusammenstöße, so dass es hier zur Zertrümmerung kleinerer Partikel kommt. So neigen kleine äolische Partikel bis 90 μm aus gemäßigt heißen Wüsten dazu eckig und flach zu erscheinen [KRINSLEY *et al*. 1979].

An den warm-marinen Proben von Ormond-Beach (dunkelblaue Rauten Nr. 26 – 28 und gelber Kreis Nr. 5, Abb. 4.3.1.2) lässt sich erkennen, dass die Proben aus dem unteren Intertidal (Nr. 26, Abb. 4.3.1.3), einen höheren Wert (> 4) von Hauptkomponente 1 aufweist, als die Proben des oberen Intertidals (Nr. 28), des Quietschsandes (Nr. 27, ebenfalls oberes Intertidal, Abb. 4.3.1.4) und der Düne (Nr. 5, Abb. 4.3.1.5) der Probenlokation. Die Sedimente des Intertidals sind bei Niedrigwasser ebenfalls in unterschiedlichem Maß sowohl äolischen als auch aquatischen Sortierungsprozessen unterworfen. Dazu weist Probe Nr. 26 (unteres Intertidal) eine rechtsschiefe Verteilung auf (Abb. 4.3.1.3). Der Feinanteil wurde hier ausgewaschen und bei diesem Prozess wurden bevorzugt sphärische Partikel abtransportiert, so dass es zur Anreicherung der nichtsphärischen Sedimentkörner im Restsediment kommt.

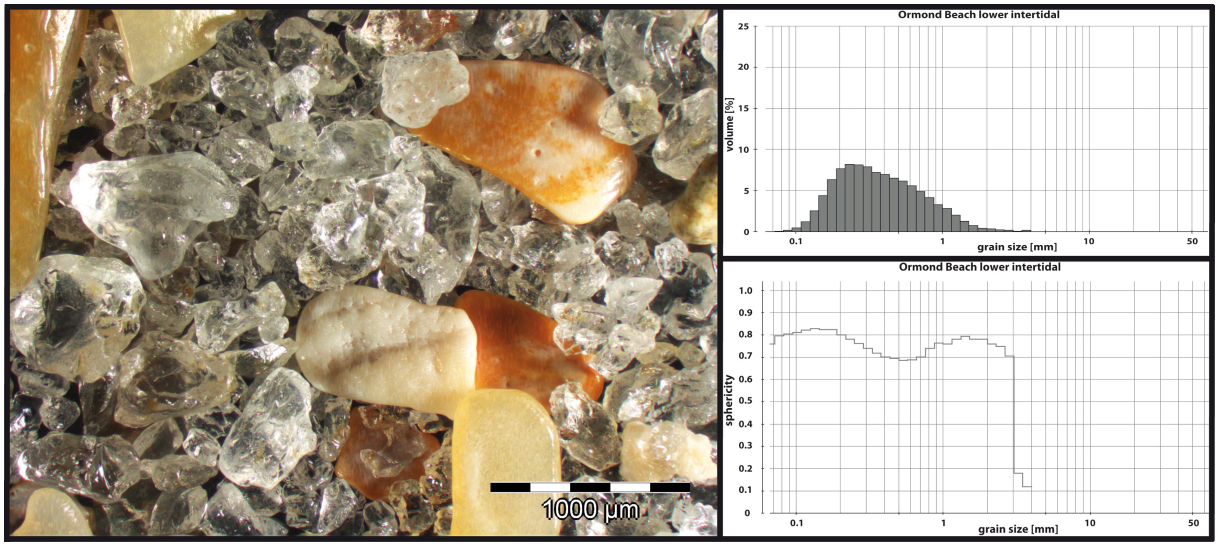


Abb. 4.3.1.3: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 26, Ormond Beach, unteres Intertidal

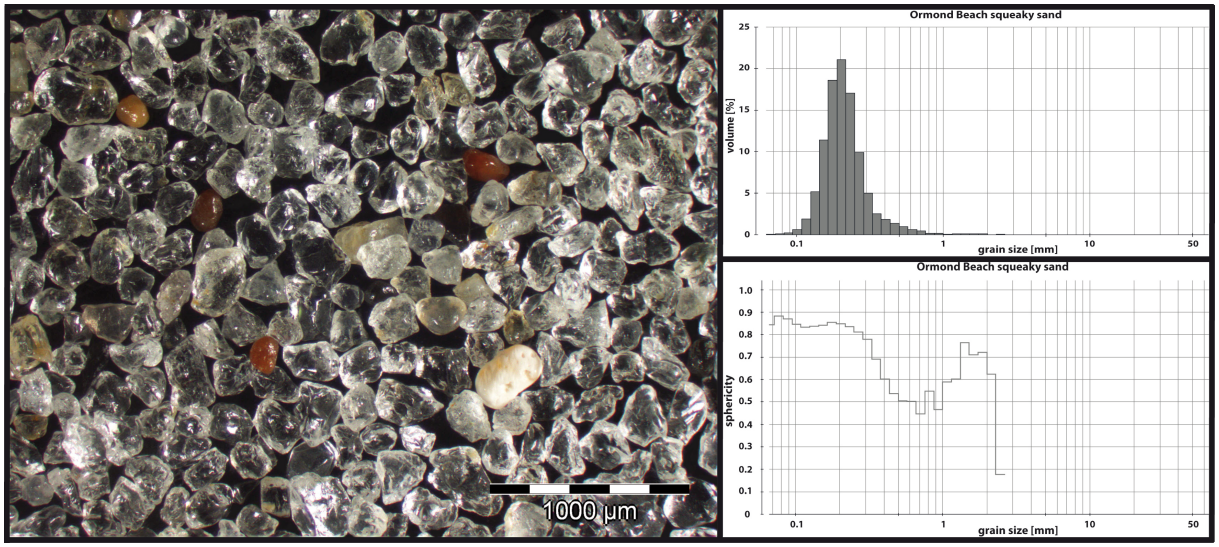


Abb. 4.3.1.4: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 27, Ormond Beach, Quietschsand, oberes Intertidal

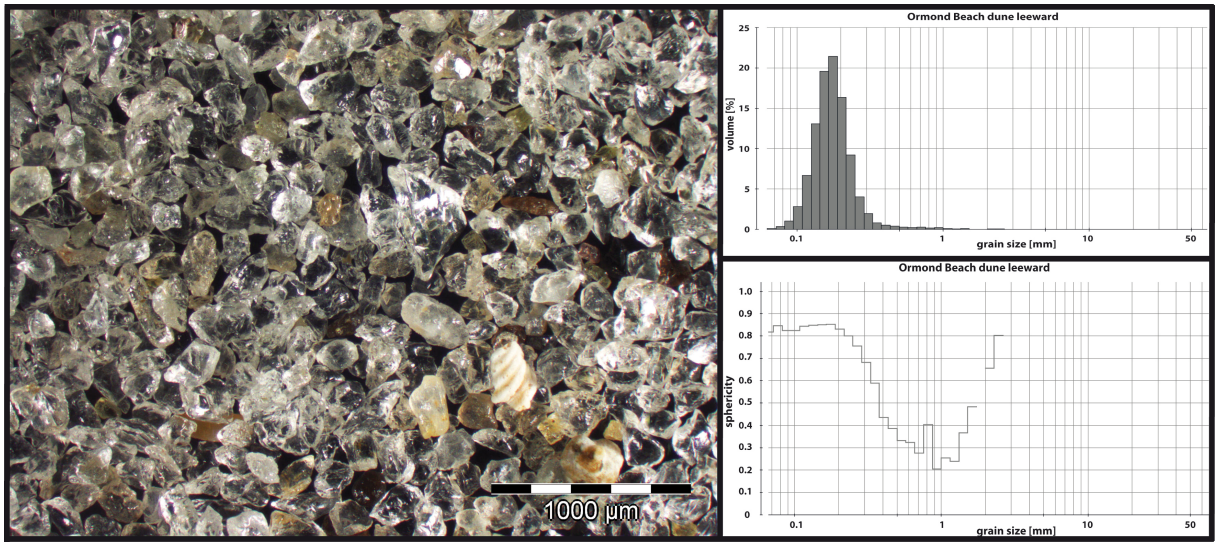


Abb. 4.3.1.5: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 5, Ormond Beach, Düne Leeseite

Dies lässt sich im Ansatz auch an den Proben aus Saint Petersburg Beach (dunkelblaue Dreiecke Nr. 29 – 31 und gelber Kreis Nr. 7, Abb. 4.3.1.2) erkennen. Hier sinken die Werte von Hauptkomponente 1 von den offenbar schlechter sortieren Proben des Supratidals (Nr. 30, Abb. 8), des Intertidals (Nr. 31 Abb. 4.3.1.7) und dem Tempestit (Nr. 32, Abb. 4.3.1.6) zwischen den Werten 2 und 3 zu den Werten der Proben von Spülsaum (Nr. 29) und Düne (Nr. 7, Abb. 4.3.1.9) ab (Wert unterhalb 2).

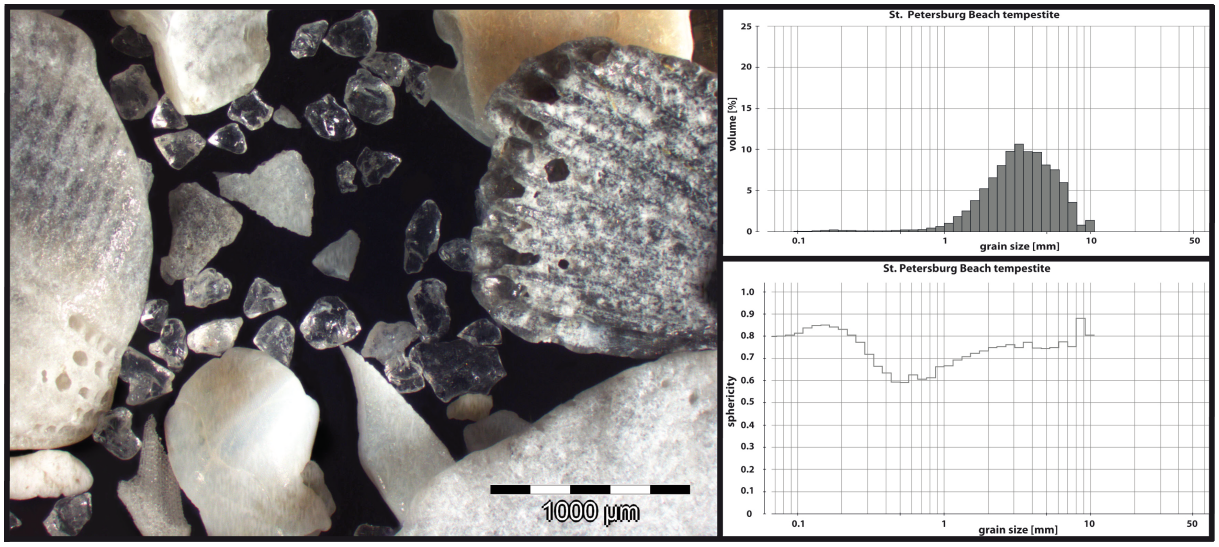


Abb. 4.3.1.6: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 32, Saint Petersburg Beach, Tempestit

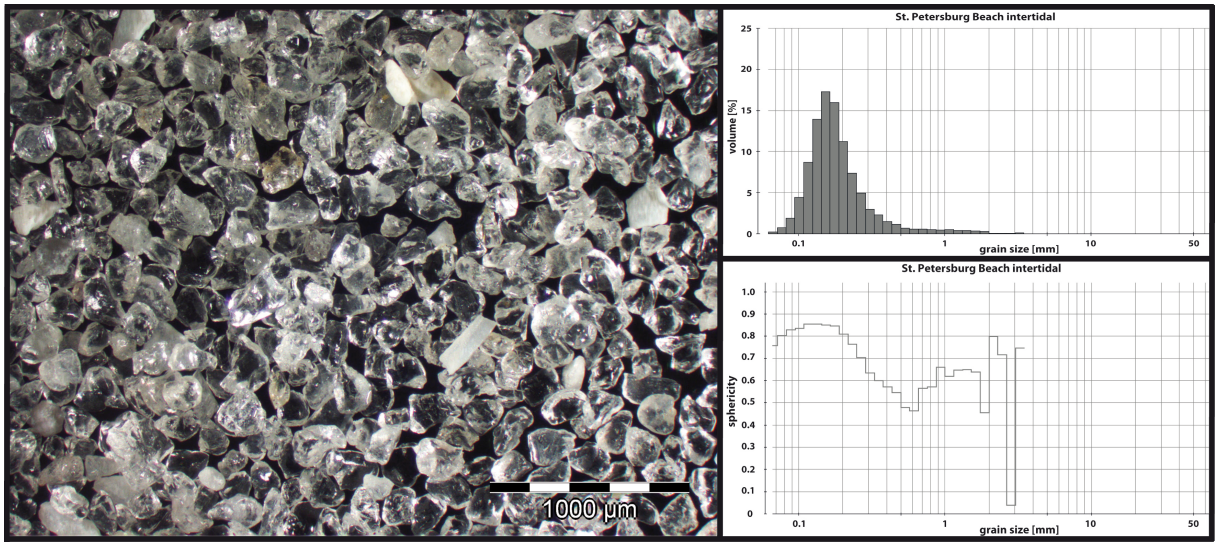


Abb. 4.3.1.7: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 31, Saint Petersburg Beach, Intertidal

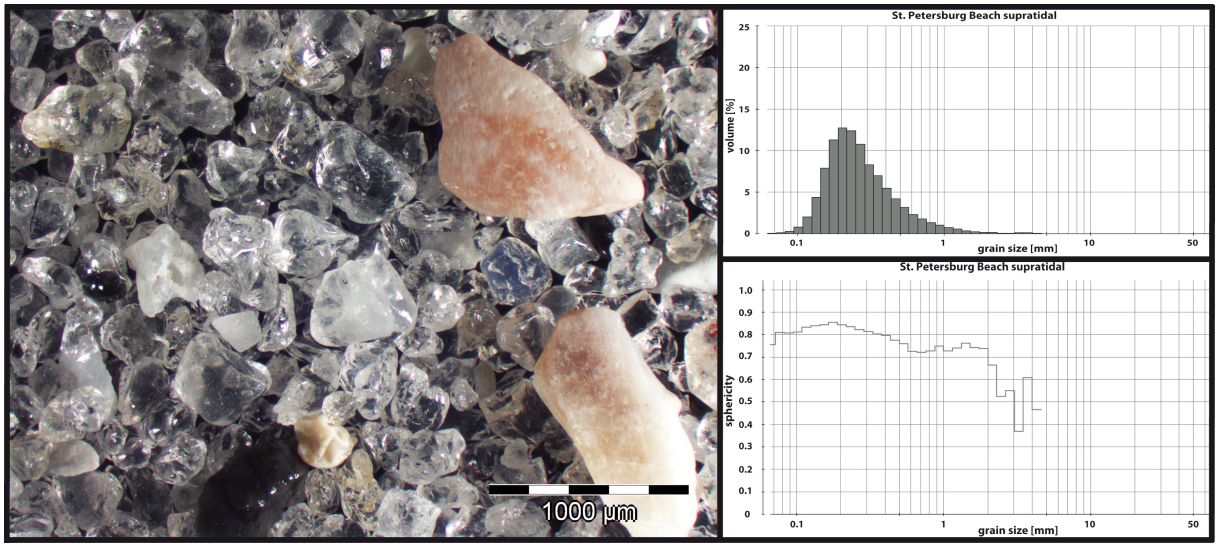


Abb. 4.3.1.8: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 30, Saint Petersburg Beach, Supratidal

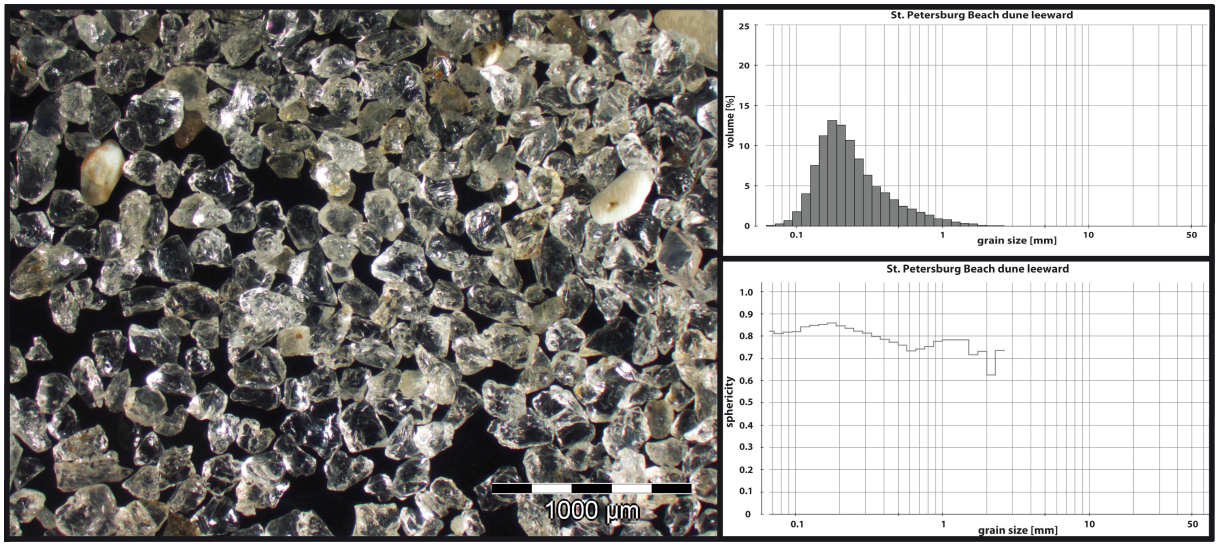


Abb. 4.3.1.9: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 7, Saint Petersburg Beach, Düne, Leeseite

Für die Proben von pyroklastischen Sedimenten (rote Quadrate und Kreise, Nr. 42 – 46, Abb. 4.3.1.2) trifft dies nicht zu. Die Partikel sind während des Auswurfs, der Zertrümmerung des umgebenden Grundgesteins bei der phreatomagmatischen Explosion (Probe Nr. 43, Abb. 4.3.1.10) und dem folgenden Transport der Partikel offenbar in isometrisch-konvexe Form zerbrochen und zermahlen worden. Die relativ weichen Bimspartikel der Auswurfmassen des Laacher See Vulkans (Abb. 4.3.1.11 und 4.3.1.12), des als „Autobahn“ bezeichneten leicht erkennbaren Abschnitts im Aufschluss Wingertsbergwand, sind beim Transport in der Eruptionswolke, bzw. beim Ausstoß im Eruptionszentrum gerundet worden (Probe 45, Abb. 4.3.1.11). Probe 46 (Abb. 4.3.1.12) zeigt zudem einige idiomorphe Kristalle mit isometrischem Habitus, die hohe Werte in allen vier Parametern erreichen.

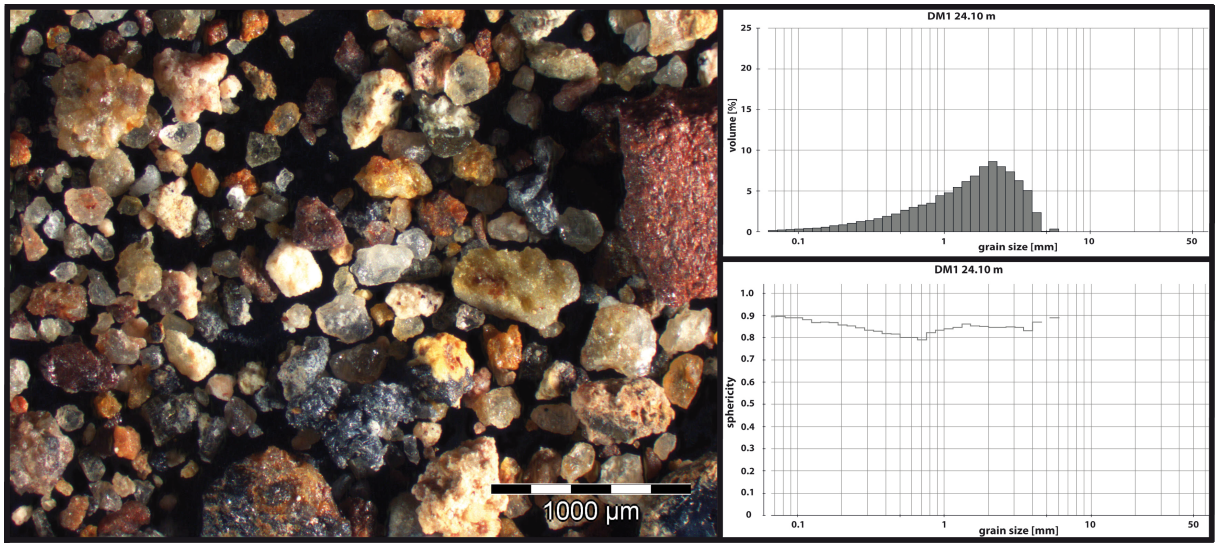


Abb. 4.3.1.10: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 43, Tephra, Bohrkern Duppacher Maar, 24,10 m

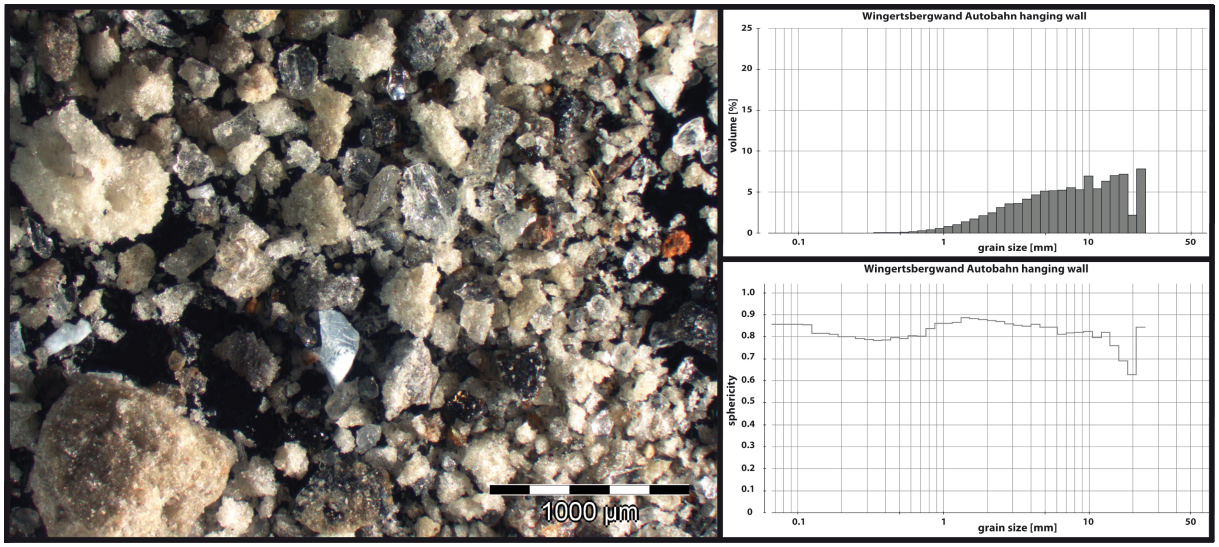


Abb. 4.3.1.11: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 45, Wingertsbergwand, „Autobahn“ hangend

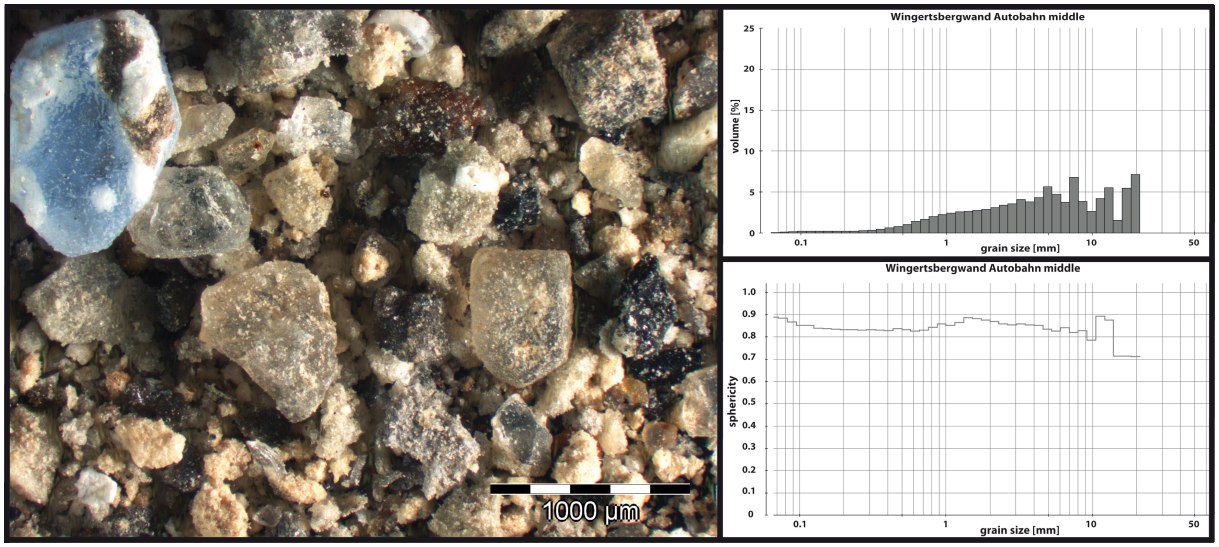


Abb. 4.3.1.12: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 46, Wingertsbergwand, „Autobahn“ Mitte

Ebenso sind die frisch verwitterten Proben und die Moränenproben (schwarze Kreise und Quadrate, Nr. 47 – 51, Abb. 4.3.1.2) auf der Seite mit negativer Hauptkomponente 1 zu finden (bis auf Probe Nr. 51).

Die Probe frisch verwitterten Materials aus Bulawayo (50, Bulawayo pool, Abb. 4.3.1.2) in Simbabwe ist auf der Seite der Sedimente mit gerundeten Partikeln angesiedelt. Die Partikel der Probe von der gleichen Lokation, die jedoch Transport unterlagen (51,

Bulawayo soil), weisen eine andere Charakteristik auf Komponente 1 auf. In der Verwitterungsprobe Nr.50 (Abb. 4.3.1.13) ist vermutlich das granitische Ausgangsgestein der Probe aus Bulawayo mitverantwortlich für die entstehenden isometrischen Partikel. Bei Probe Nr. 50 (Abb. 4.3.1.14) erreicht Hauptkomponente 1 hier positive Werte, da die Partikel deutlich unregelmäßiger als die Partikel in Probe Nr. 51 geformt sind. Hier ist eine Verunreinigung der Probe durch anthropogene Überreste wahrscheinlich, die Probe wurde in einem Garten genommen, in dem sich eine kleine Baustelle befand.

Die Moränenproben (schwarze Kreise, Nr. 47 – 49 Abb. 4.3.1.2) enthalten vermutlich aus voran gegangenen Ablagerungszyklen nach der Form vorsortiertes Material (z.B. fossile Sandsteine, überfahrene und eingearbeitete glaziale Sedimente zurück liegender Kaltzeiten). BOULTON [1978] zeigte, dass je nach Transportpfad des Sediments im Gletscher dieses ebenfalls hohe Werte an Rundung und Sphärizität erreicht. Ein hohes Maß an Eckigkeit erreicht z.B. supraglazial transportiertes Material, das von Nunataks und Talrändern stammt [BOULTON, 1978], die jedoch in Norddeutschland und auf weiten Teilen des Transportwegs nicht vorkamen. Dies erklärt, weshalb die Sedimente trotz der naturgemäß schlechten Korngrößensortierung von Moränenmaterial niedrige Werte (< 0) auf Hauptkomponente 1 erreichen.

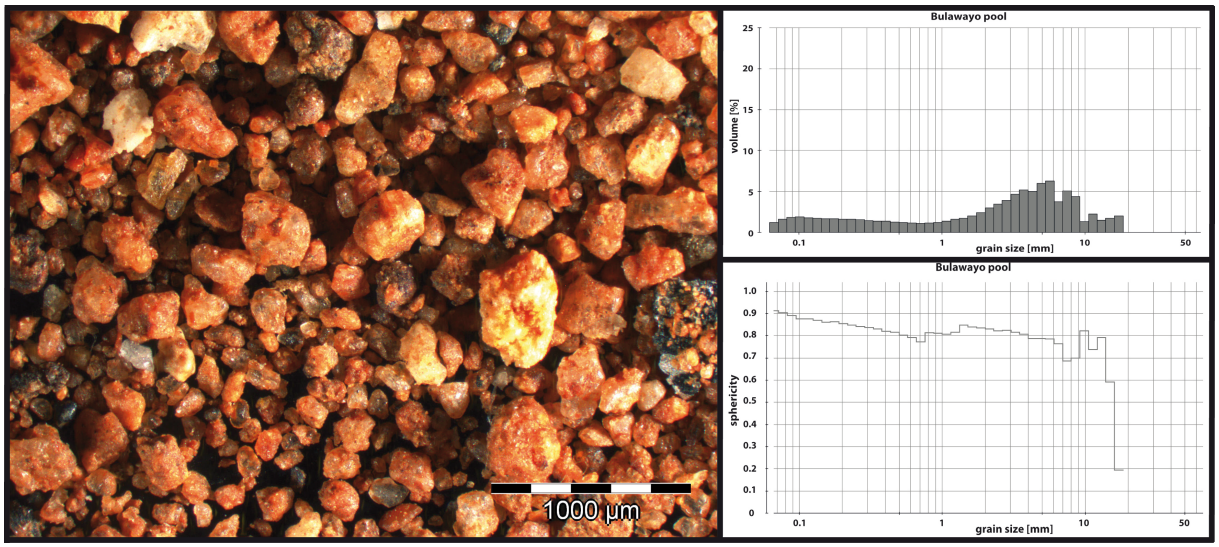


Abb. 4.3.1.13: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 51, Bulawayo, Pool

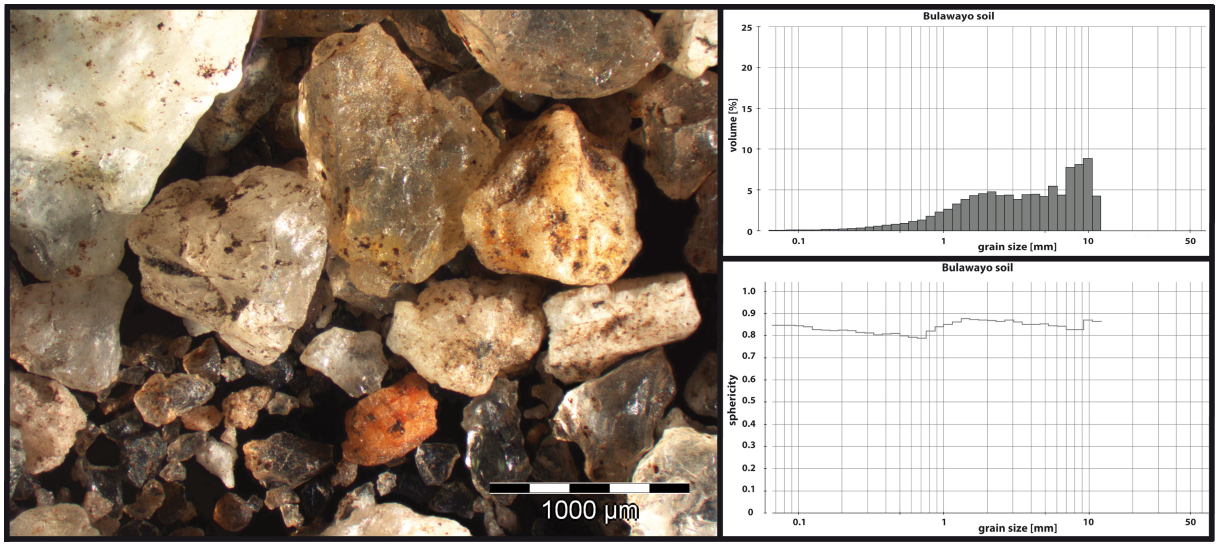


Abb. 4.3.1.14: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 50, Bulawayo Boden

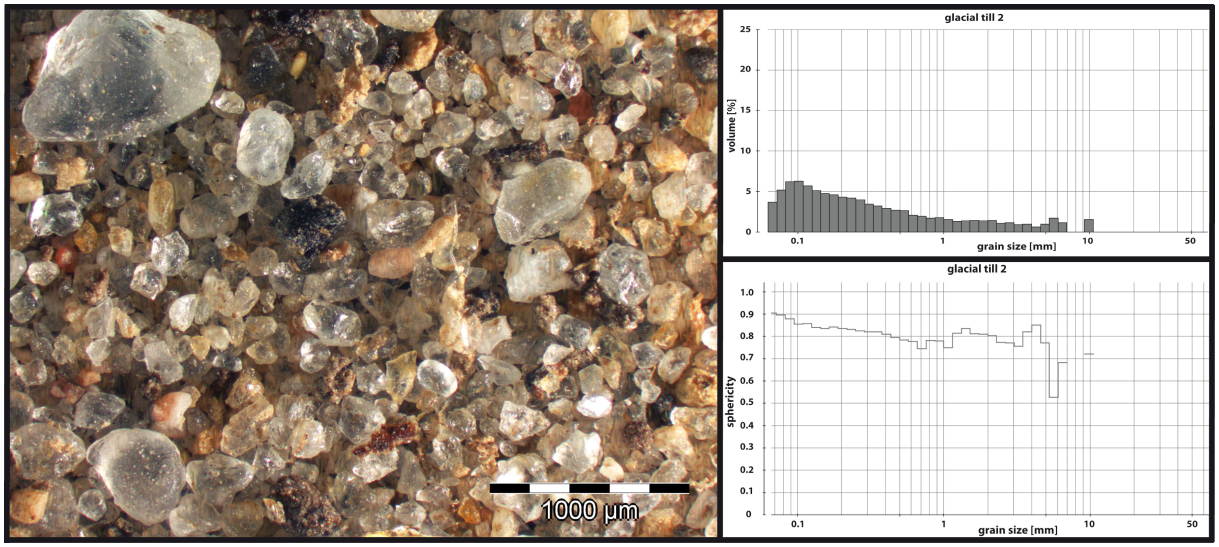


Abb. 4.3.1.15: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 47, Moräne 2

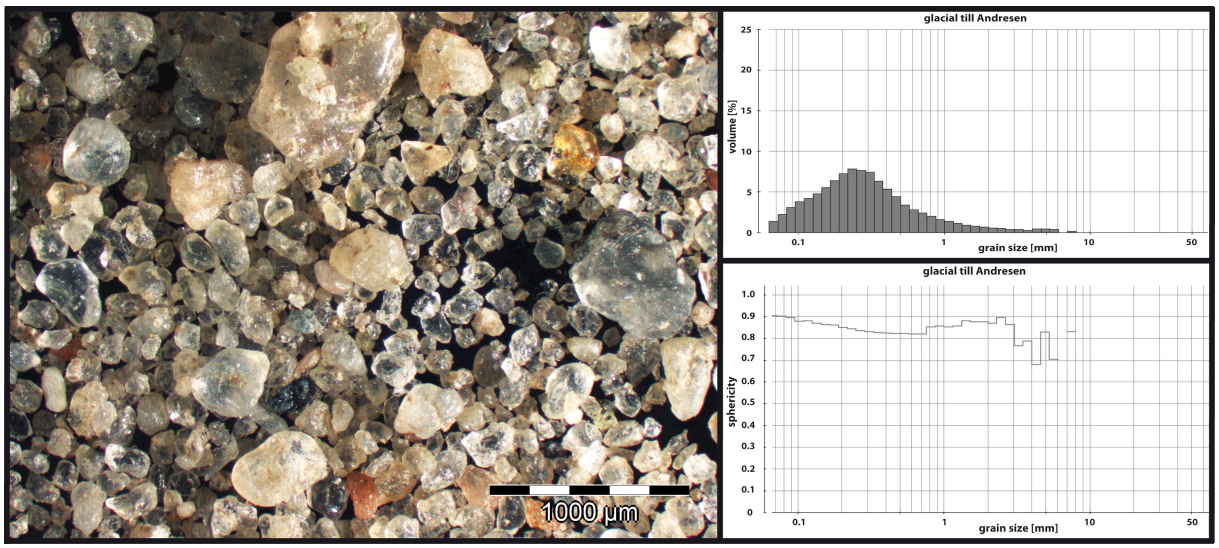


Abb. 4.3.1.16: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 49, Moräne Kiesgrube Andresen

Die Proben Nr. 15 – 19 (dunkelgraublaue Kreise, Abb. 4.3.1.2) liegen im negativen bis schwach positiven Bereich von Hauptkomponente 1. Probe Nr. 21 (Juvre Salzmarsch, Abb. 4.3.1.17) erreicht einen niedrigen Wert, was daran liegt, dass es sich bei dem Material um mehrfach aufgearbeitetes und transportsortiertes Sediment handelt. Die Proben Nr. 15, 16, und 19 (Abb. 4.3.1.17, 4.3.1.18, 4.3.1.20) liegen ebenfalls in diesem Bereich, Probe Nr. 17 (Abb. 4.3.1.19) erreicht den höchsten Wert auf Hauptkomponente 1. Im Bereich „Pferdeloch“ (ein flacher Randtümpel, in dem Wasser steht und leere Wattschneckengehäuse angeweht werden, die dort akkumulieren) herrscht kein Gezeitentransport, daher findet auch keine ausgeprägte Formsortierung mehr statt. Es finden allerdings auch terrestrischer Eintrag und Lösungsprozesse statt, die zu höheren Werten von Hauptkomponente 1 führen.

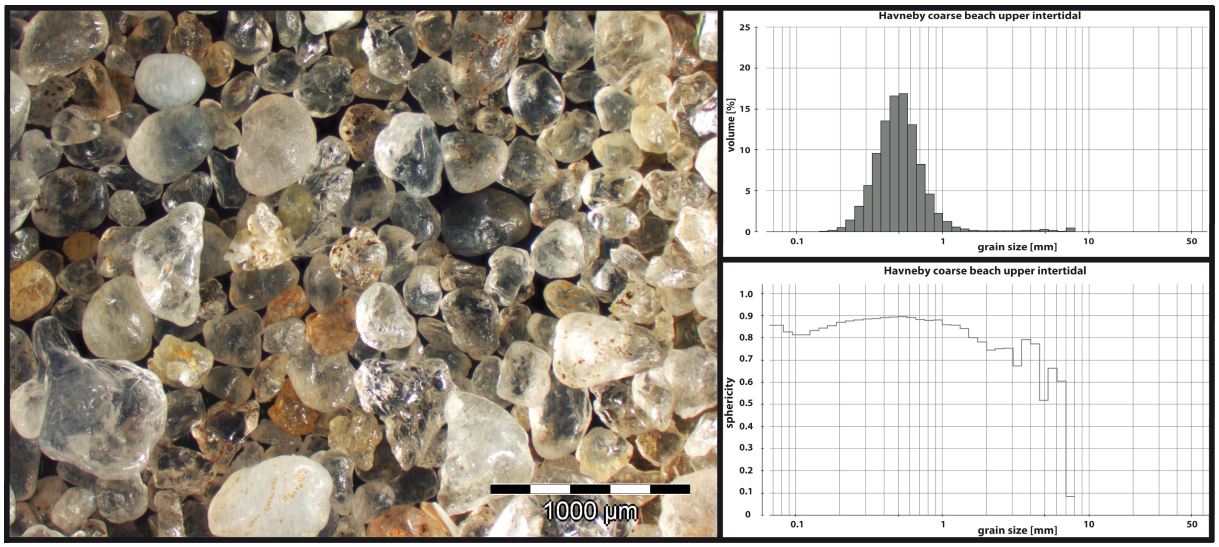


Abb. 4.3.1.17: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 15, Havneby, grober Strand, oberes Intertidal

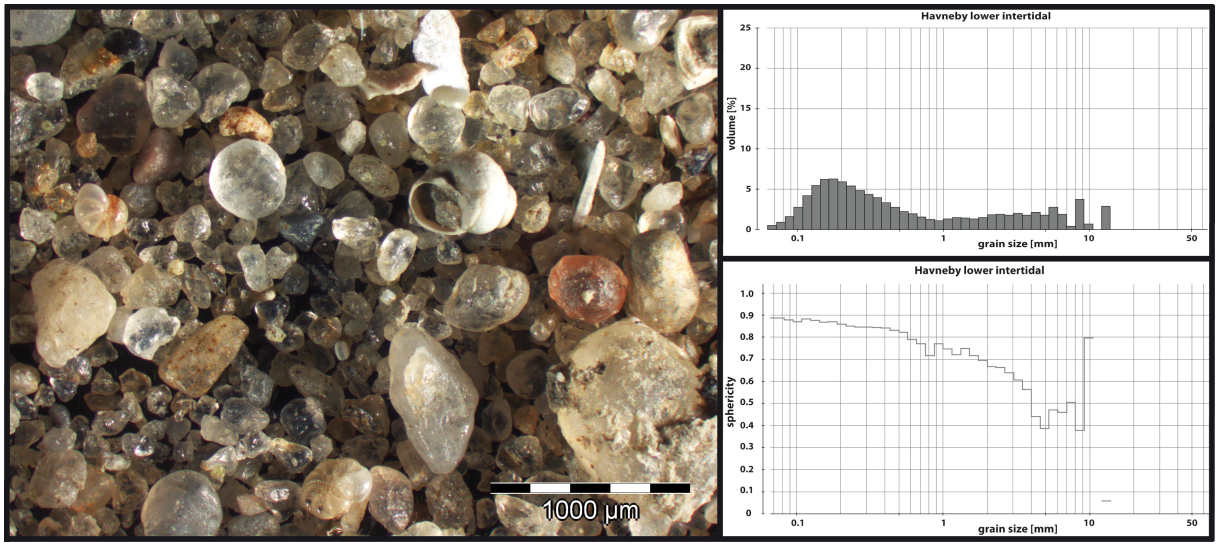


Abb. 4.3.1.18: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 16, Havneby, unteres Intertidal

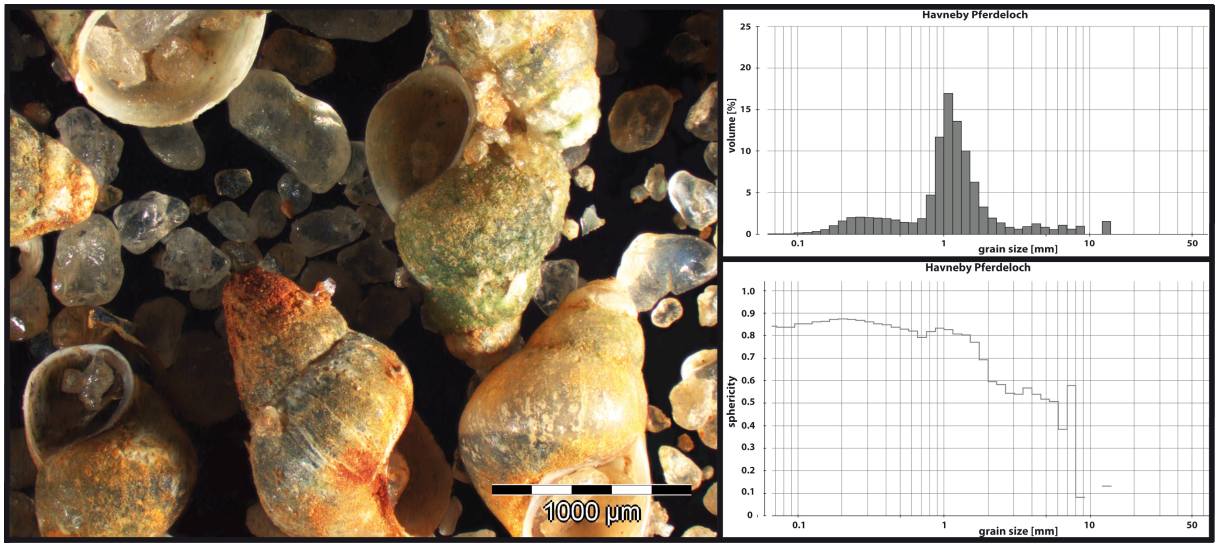


Abb. 4.3.1.19: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 17, Havneby, Pferdeloch

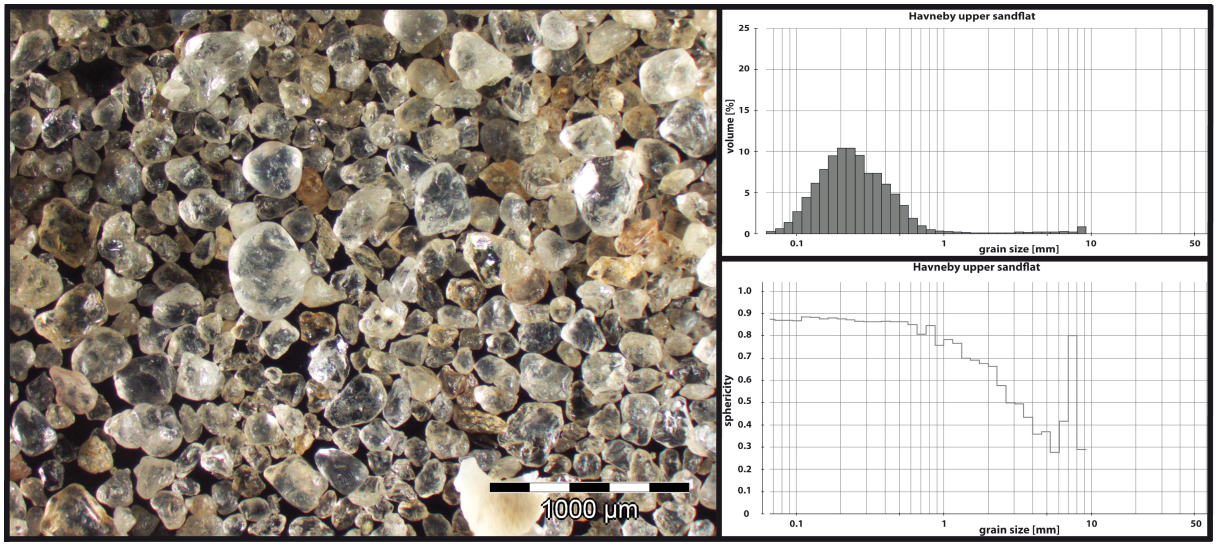


Abb. 4.3.1.20: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 19, Havneby, oberes Sandwatt

Die Proben von Banan Klitten (Abb. 4.3.1.2, Nr. 8 – 13, mittelblaue Kreise), Juvre (Abb. 4.3.1.2, Nr. 21, dunkelgraublaues Quadrat) und Lakolk (Abb. 4.3.1.2, Nr. 22 – 25, mittelblaue Quadrate) liegen im Bereich von etwa + 1 bis – 0,75 auf Hauptkomponente 1. Die Formfaktoren erreichen hohe Werte, da auch hier pleistozänes Material aufgearbeitet und weiter sortiert wurde. Die Proben von Banan Klitten (Abb. 4.3.1.21 und 4.3.1.22, Proben Nr. 8 und 13) sind relativ grob, möglicherweise stellt die Sandbank einen ehemaligen Strandwall dar. Die Probe Nr. 21 (Abb. 4.3.1.23) von Juvre zeigt terrestrischen Eintrag irregulärer Partikel, die zum Teil anthropogen (Schotter) sind. Die Proben aus dem Sandwattbereich von Lakolk (Abb. 4.3.1.2, Nr. 22 – 25) sind sehr gut sortiert (Abb. 4.3.1.24, Nr. 22), wobei auch eine Sortierung nach der Form stattfand.

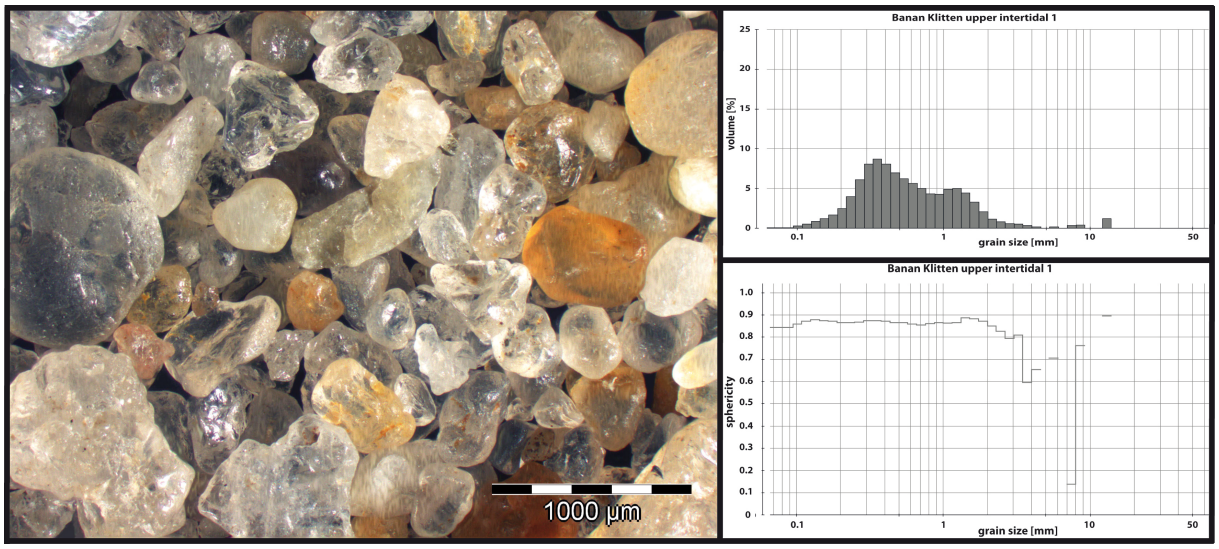


Abb. 4.3.1.21: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 8, Banan Klitten, oberes Intertidal

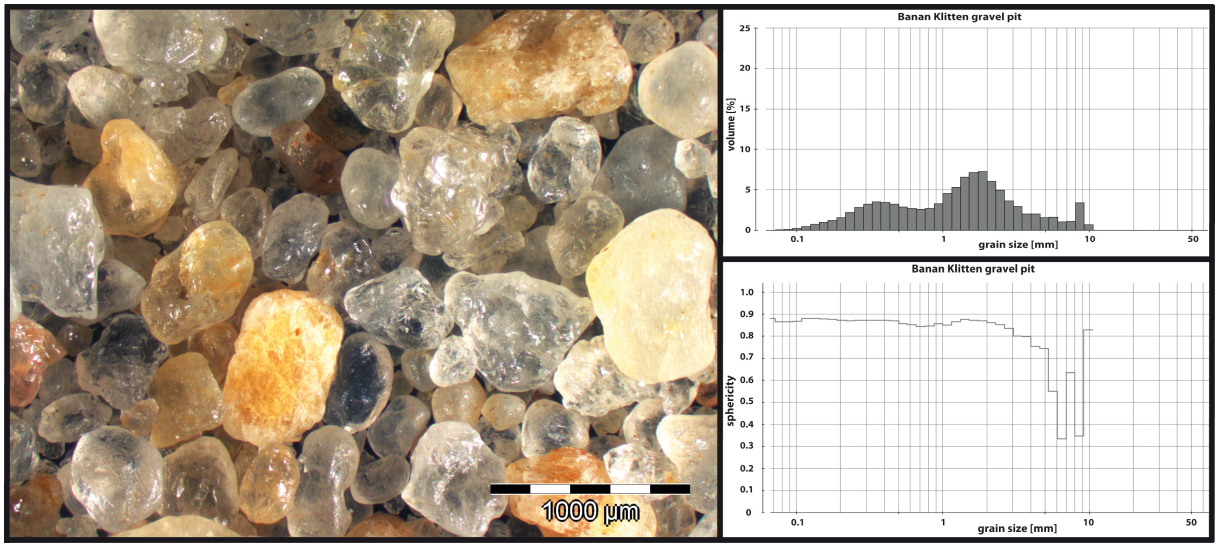


Abb. 4.3.1.22: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 13, Banan Klitten, Kiesgrube

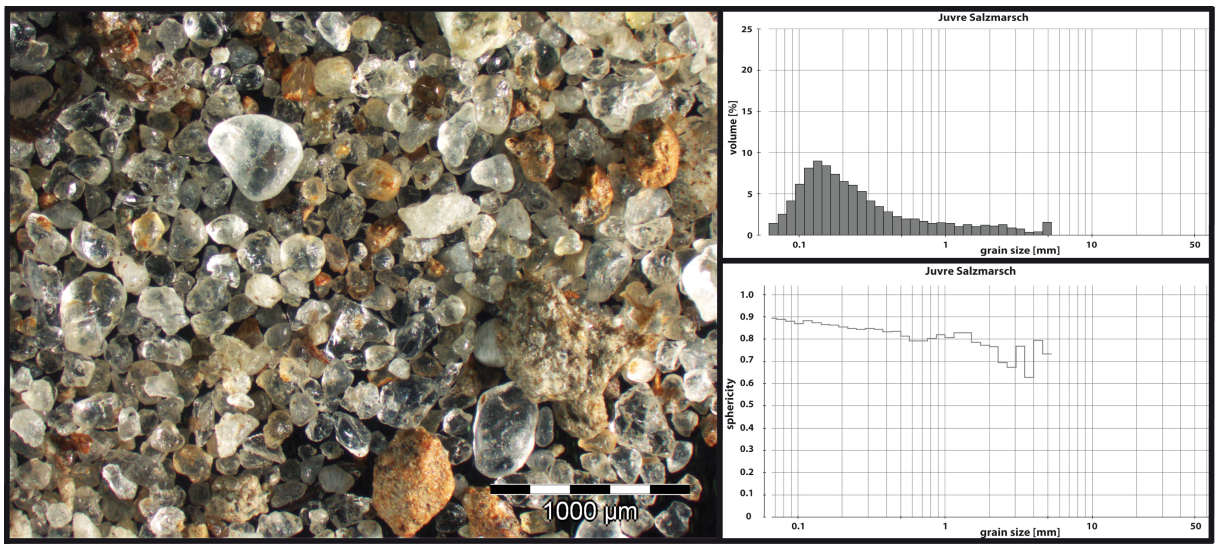


Abb. 4.3.1.23: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 21, Juvre, Salzmarsch

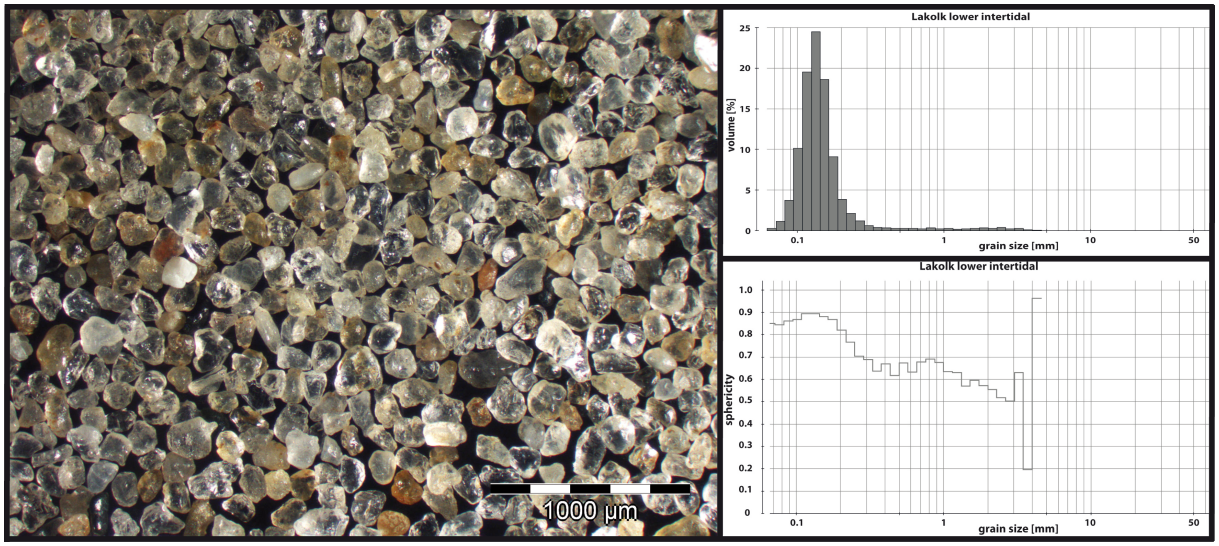


Abb. 4.3.1.24: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 22, Lakolk, unteres Intertidal

Die fluviatilen Proben (Abb. 4.3.1.2, grüne Kreise und Quadrate) plotten im Bereich von Hauptkomponente 1 zwischen etwa 2 und -1,5. Die Probe Nr. 35 (Abb. 4.3.1.25) aus der Nahe bei Bad Münster am Stein liegt im negativen Bereich von Hauptkomponente 1. Die Probe aus der Themse in London liegt im positiven Bereich. Die Probe aus dem Gezeitenbereich der Themse (Abb. 4.3.1.26, Nr. 33) zeigt deutlich geringere Formfaktorwerte als die Proben der übrigen Nordsee. Hier überwiegt vermutlich der terrestrische Eintrag den der aufgearbeiteten pleistozänen Sedimente aus Nordsee und Ärmelkanal. Dieser kann ebenfalls anthropogen durch den Bau der Thames Barrier, einem Sturmflutsperrwerk, verursacht sein, da so bei Sturmflut ein Sedimenteintrag verhindert wird. Im Einzugsgebiet der Themse befinden sich neben Quartärsedimenten auch Eozäne Tone, sowie mesozoische Gesteine, so dass die Formfaktoren auf der Achse von Hauptkomponente 1 eher wie die der Proben aus wärmeren Gebieten verlaufen, in denen die in mehreren Transport- und Ablagerungszyklen gerundeten pleistozänen Partikel fehlen. Dennoch ist die im Intertidal genommene Probe (Abb. 4.3.1.26) sehr gut korngrößensortiert, was durch die eher niedrige Strömungsgeschwindigkeit am Gleithang und den Transport in der Gezeitenzone bedingt ist.

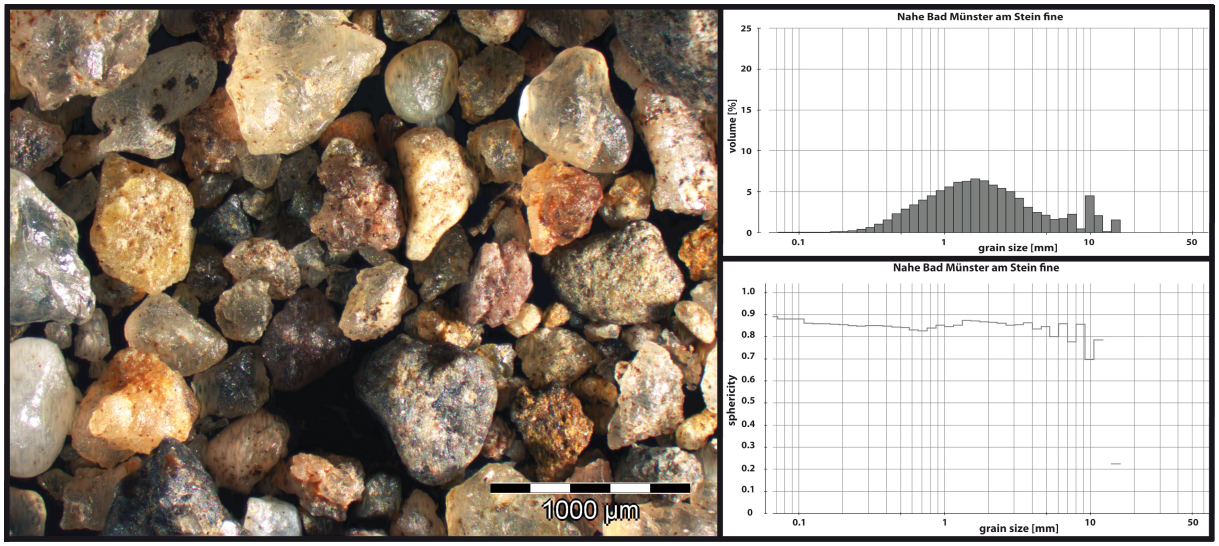


Abb. 4.3.1.25: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 35, Nahe, Bad Münster am Stein, fein

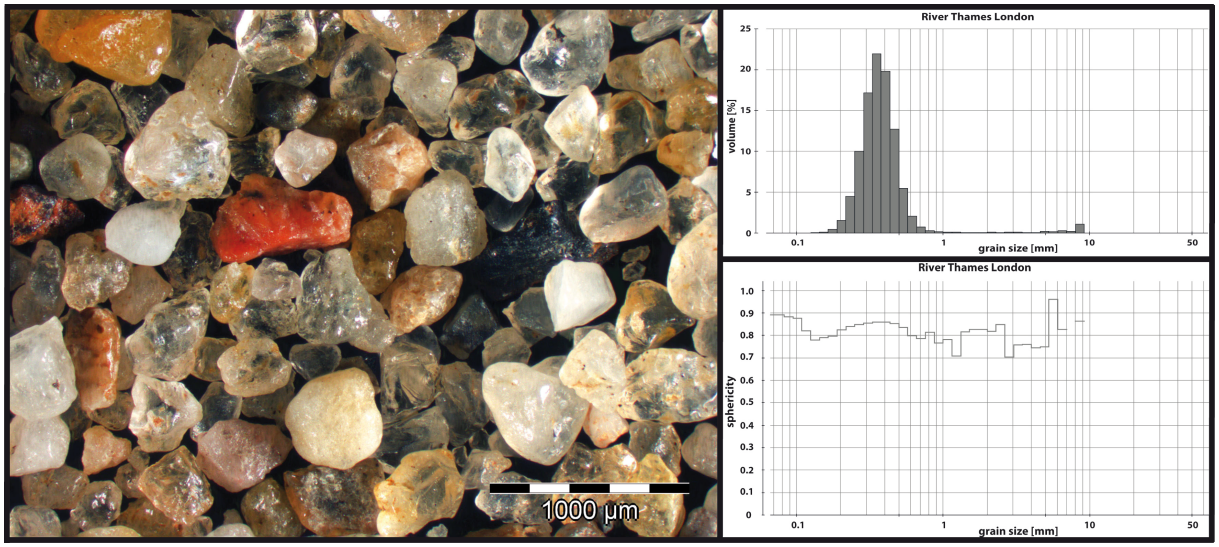


Abb. 4.3.1.26: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 33, Themse, London

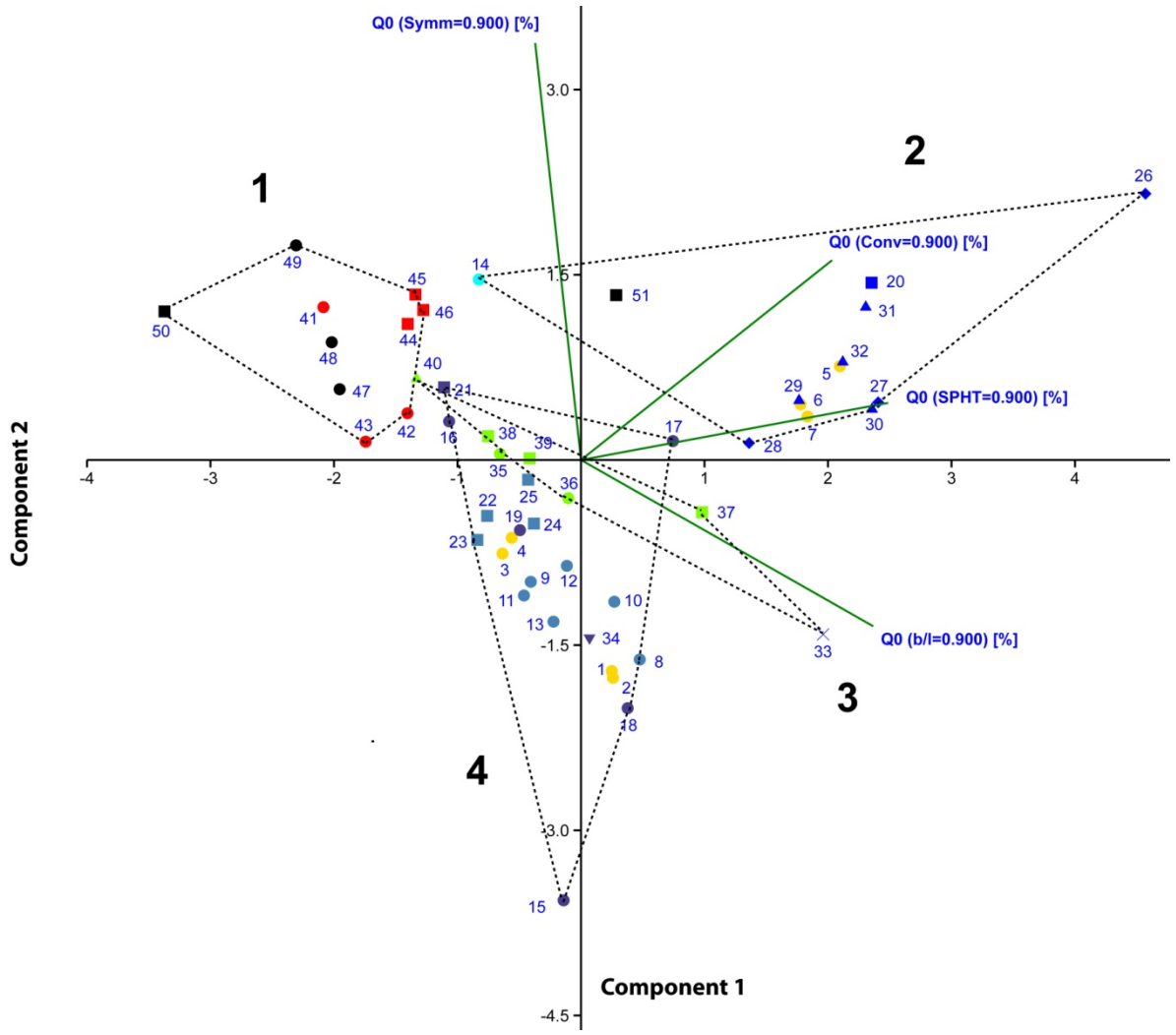


Abb. 4.3.1.27: Darstellung des Ergebnisses der Hauptkomponenten 1 und 2, sowie der Biplot der Variablen. Gestrichelt umrandet die verschiedenen Faziesräume: 1) klastisch/Moräne, 2) warm-marin, 3) fluviatil, 4) kalt-marin

Hauptkomponente 2 erklärt 20 % der Varianz des Datensatzes. Der Beitrag der Symmetrie zur Hauptkomponente (0,93) ist am größten, das Breiten- und Längenverhältnis spielt eine untergeordnete Rolle (-0,36), die übrigen Parameter sind vernachlässigbar. Die klastischen und vermeintlich geringer transportierten Proben (Bereich 1 und 2, Abb. 4.3.1.27) weisen hier positive Werte auf, während die im kühleren Milieu transportierten Proben (Bereiche 3 und 4, Abb. 4.3.1.27) tendenziell niedrigere Werte zeigen. Hohe Werte scheinen einen hohen Anteil an frisch zerbrochenen Partikeln anzuzeigen (viele Partikel mit geringer Symmetrie). Mehrere Transportzyklen von wiederaufgearbeitetem Material scheinen ebenfalls eine Rolle zu spielen. Hierbei weisen die fluviatilen Proben mittlere Werte und die warm-marinen Proben die höheren Werte (viele Partikel mit geringer Symmetrie) auf. Die meisten Proben aus Nord- und Ostsee liegen im negativen Bereich. Probe 14 (Abb. 4.3.1.27,

türkisfarbener Punkt) aus Guadeloupe weist einen hohen Anteil frisch zerbrochener Kalkklasten, bzw. –organismenschalen (Abb. 4.3.1.28) auf und liegt daher im positiven Bereich von Hauptkomponente 2.

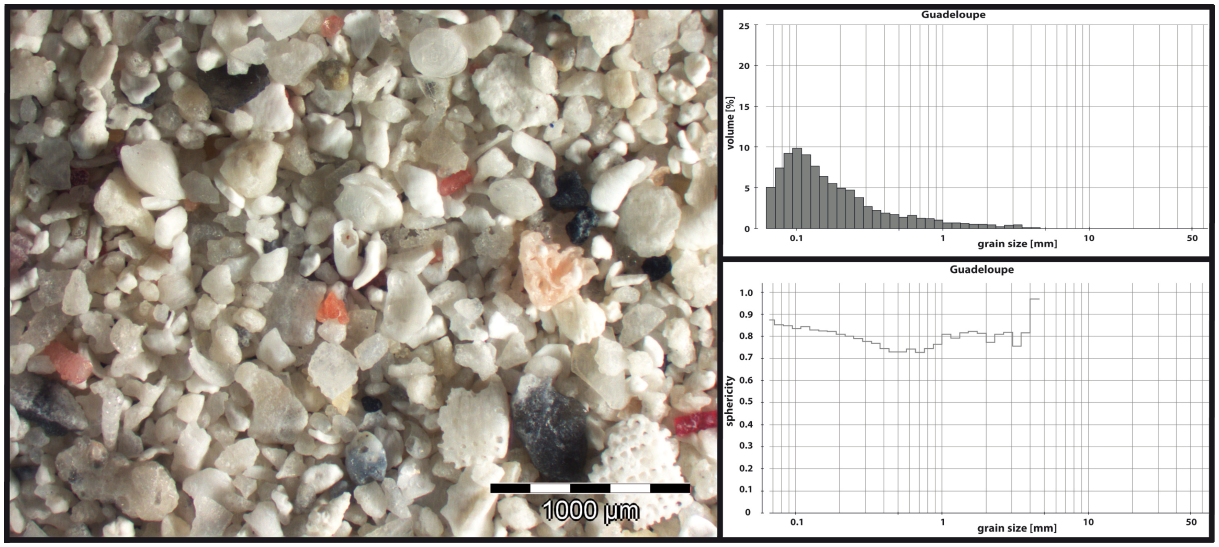


Abb. 4.3.1.28: Mikroskopfoto, Histogramm und Sphärizitätsverlauf von Probe Nr. 14, Guadeloupe

Von den fluviatilen Proben plottet der hessische Sengelbach (Abb. 4.3.1.27, Probe Nr. 40, grünes Dreieck) sehr nah an den klastischen Proben, da sie dem Liefergebiet viel näher sind, als beispielsweise die Sedimente der Themse in London, die teilweise weiter transportiert wurden und vermutlich einen höheren Anteil an Körnern aufweisen, die in ihrer Sedimentationsgeschichte mehrere Ablagerungszyklen durchlaufen haben, sowie insgesamt besser transportgerundet sind (Gezeitenbereich).

4.3.2 Garding-2-Proben mit Vergleichsproben

Isoliert betrachtet lassen die aus dem gemeinsamen Datensatz geplotteten Vergleichsproben immer noch eine grobe Abgrenzung nach dem Ablagerungsmilieu zu (Abb. 4.3.2.1). Die Moränen-, Tephra- und Verwitterungsproben (rote und schwarze Symbole, Proben Nr. 41 - 51) plotten im Bereich negativer Hauptkomponente 1 (etwa < -0,7). Hauptkomponente 2 erreicht Werte zwischen leicht negativ und knapp 2 ein. Die Probe, die zur Regenzeit in Simbabwe eine nur geringe Strecke transportiert wurde (Nr. 51) und vermutlich eine, evtl. auch anthropogen beeinflusste, Mischprobe darstellt (Gartenboden), liegt auch jetzt abseits dieses Bereichs, Hauptkomponente 1 erreicht einen höheren Wert im Vergleich zu den übrigen Proben aus dieser Gruppe. Die restlichen dieser Proben liegen im Bereich mit relativ

hohem Anteil an Partikeln mit geringer Symmetrie, jedoch hohem Anteil an Partikeln mit hoher Sphärizität und einem eher isometrischen Breiten-/Längenverhältnis.

Die kalt-marinen Proben aus der Nordsee und der Ostsee (Proben Nr. 1 - 4 und 7 – 25, Abb. 4.3.2.1) weisen auf Hauptkomponente 1 Werte zwischen etwa –0,5 und etwa 2,5 auf. Hauptkomponente 2 weist Werte zwischen -3 und etwa 0,6 auf. Diese Proben zeigen einen hohen Anteil an Partikeln mit relativ hoher Konvexität und Symmetrie. Die Partikelanteile mit hohem Breiten-/Längenverhältnis und Sphärizität nehmen von positiven Werten der Hauptkomponente 1 hin zu negativen Werten zu. Auch hier gibt es Ausreißer, Probe 17 (Pferdeloch) liegt etwas abseits. Mit dem hohen Gehalt an Mollusken und bei den im flachen Wasser sicher zeitweilig stark erhöhten Temperaturen und damit einher gehenden Lösungsprozessen, zeigt sie eher die Charakteristik der warm marinen Proben (dunkelblaue Ellipse). Probe 21 (Juvre Salzmarsch) liegt nah am Bereich der Tephra-, Moränen- und frisch verwitterten Proben (schwarze Ellipse), scheinbar spiegelt sich hier die Verwitterung der küstennah abgelagerten Sedimente im Übergangsbereich zum Festland wider. Dass die Anteile mit hohen Formfaktoren Symmetrie und Konvexität hier hohe Werte erreichen, kann darauf zurück zu führen sein, dass die Sedimente in mehreren, teils glazialen Ablagerungs- und Transportzyklen aufgearbeitet wurden und dadurch einen angereicherten Anteil an Partikeln mit ausgeprägter Rundung aufweisen.

Die fluviatilen Proben Nr. 33-40 (grüne Symbole, sowie blaues Kreuz, grüne Ellipse) liegen im ähnlichen Bereich von Hauptkomponente 1 wie die kalt marinen Proben, zwischen -1 und 4. Auf Hauptkomponente 2 zeigen sie Werte um 0 bis etwa -0,7 (Abb. 4.3.2.1). Die Proben zeigen mittlere Werte in der Quantität von Partikeln mit hoher Symmetrie und Konvexität. Die Anteile mit hoher Sphärizität und hohem Breiten-/Längenverhältnis nehmen mit abnehmender Hauptkomponente 1 zu und liegen im niedrigen bis mittleren Bereich. Die Probe des Sengelbachs (Nr.40) liegt schon im Bereich der Tephra-, Moränen- und frisch verwitterten Proben, die Probe aus der Themse bei London (Nr. 33) am entgegengesetzten Rand des Bereichs, die Proben der Schlitz (Nr. 37 - 39), sowie der Nahe (Nr. 35 und 36) liegen dazwischen. Dies führt zur Vermutung, dass sich in den Werten von Hauptkomponente 1, bzw. dem Formparameter Breiten-/Längenverhältnis, auch die Länge des Transportwegs (Proximalität) der Sedimente abbildet.

Die Proben aus dem warm marinen Bereich (Atlantik, Karibik und Golf von Mexiko), Nr. 5 und 6, Nr. 14, Nr. 20 und Nr. 26 – 32, dunkelblaue Ellipse, liegen auf Hauptkomponente

1 im Bereich von -0,5 und etwa 5,4. Die Werte von Hauptkomponente 2 liegen zwischen etwa 6,4 und 1,8 im positiven Bereich. Die Probe aus dem Intertidal von Guadeloupe liegt sehr nah am Bereich der Tephra- Moränen- und frisch verwitterten Proben, was vermutlich am hohen Gehalt frisch zerbrochener Kalkschalen liegt (Abb. 4.3.1.28), die eine geringe Symmetrie, jedoch offenbar eine relativ hohe Sphärizität und ein ebensolches Breiten-/Längenverhältnis aufweisen.

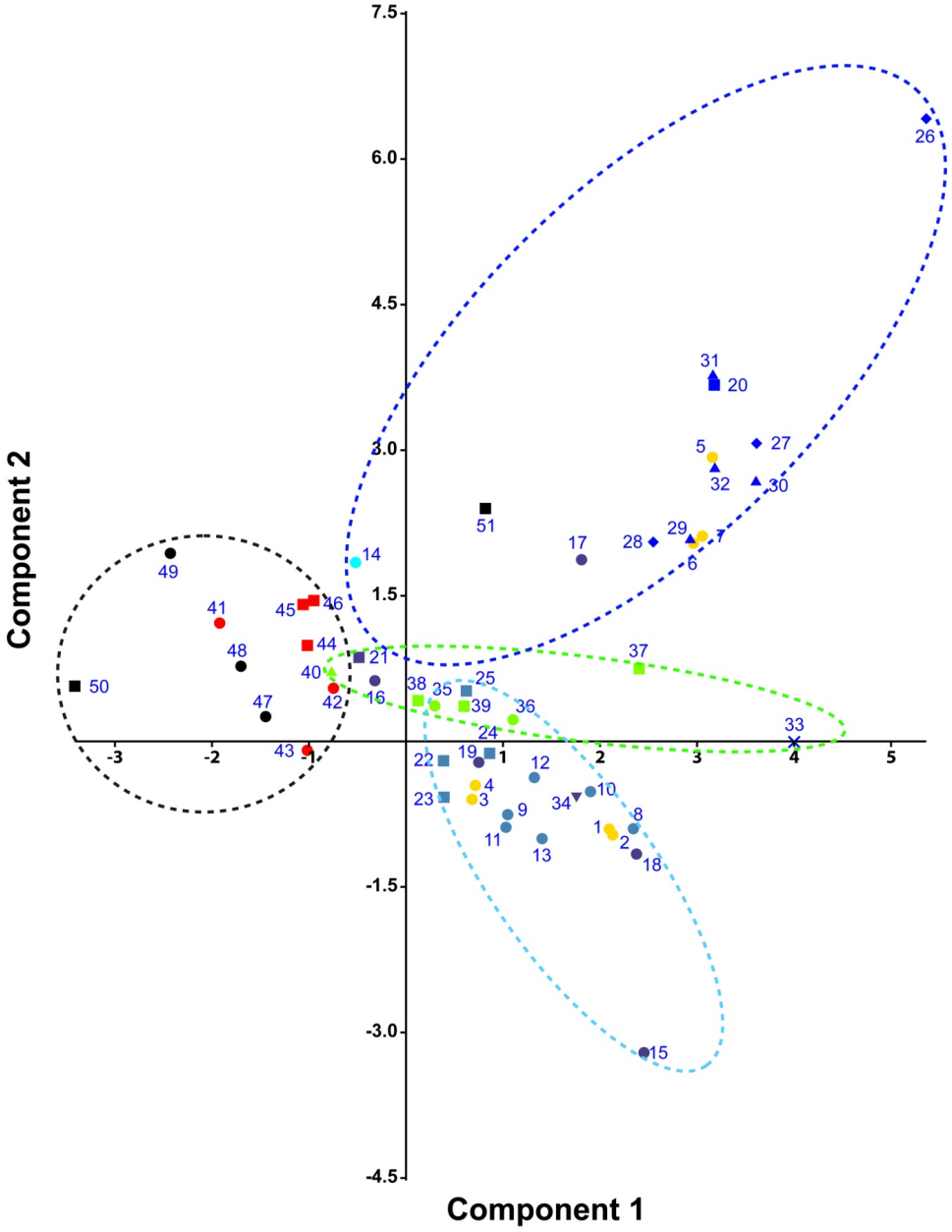


Abb. 4.3.2.1: Scatterplot der Vergleichsproben aus dem kombinierten Datensatz. Die Ellipsen umreißen grob ähnliche Ablagerungsräume/Sedimenttypen: schwarz: Tephra, Moräne; hellblau: kalt marin; grün: fluviatil; dunkelblau: warm marin

4.3.2.1 239-182 m

mäandrierender Fluss; Tertiär/Brunssum, Reuver

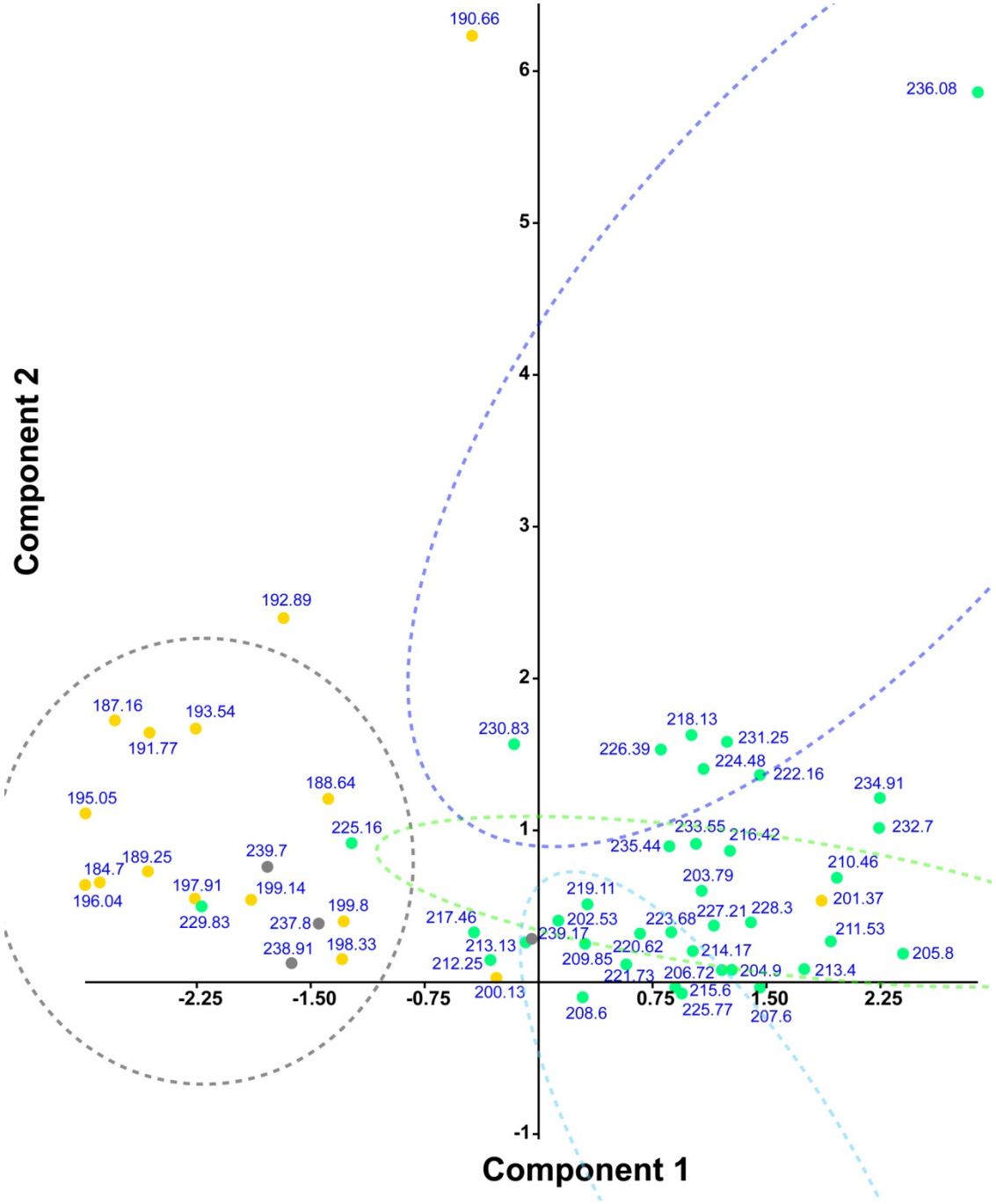


Abb. 4.3.2.1.1: Proben 239 – 182 m, Tertiär, mäandrierender Fluss. Die Faziesbereiche der Vergleichsproben sind angedeutet (schwarz: Tephra, Moräne; hellblau: kalt marin; grün: fluviatil; dunkelblau: warm marin)

Die Proben, die als Tertiär eingestuft wurden, plotten hauptsächlich in dem Bereich (Abb. 4.3.2.1.1, hellgrüne Punkte, 236 – 202 m), in dem sich bei den Vergleichsproben hauptsächlich die fluviatilen und die warm-marinen Proben befinden, sowie im Bereich der

Tephra-, Moränen- und Verwitterungsproben (Abb. 4.3.2.1.1, gelbe Punkte, 201 – 184 m, graue Punkte, 239 - 237 m). Die entsprechenden Gardingproben wurden in Kap. Camsizer® als Ablagerungen eines mäandrierenden Flusses klassifiziert. Der Vergleichsprobendatensatz enthält allerdings keine fluviatilen Proben wärmerer Gebiete. Der Abschnitt 237 – 239 m (graue Punkte) kann einen verlandeten Altarm darstellen, PROBORUKMI *et al*. [2017] fanden hier eine Pollenvergesellschaftung, die sowohl auf Flussufervegetation/Galeriewald (*Salix, Ulmus, Pterocarya*) als auch einen Auebruch/backswamp (*Taxodium, Nyssa, Sequoia*) hinweist, den Bereich zwischen dem natürlichen Flussdamm und dem Rand der Überflutungsebene. Offenbar wurden auch die beiden Proben 201,37 und 200,13 m (gelbe Punkte, die außerhalb der schwarzen Ellipse plotten) falsch klassifiziert und die in Kernmeter 199 erkennbare Bodenbildung reicht nicht so weit in die Tiefe (Abb. 1.4). In diesem Kernabschnitt erscheinen das Ergebnis der Hauptkomponentenanalyse und der Vergleich mit Proben bekannter Genese (Vergleichsproben) plausibel.

Zwischen 182,87 und 182 m, dem oberen Abschnitt des tertiären Bereichs, beschrieben PROBORUKMI *et al*. [2017], dass typische tertiäre Taxa (*Carya*, cf. *Symplocos*, *Liquidambar*, *Nyssa* und *Sequoia*) sehr selten oder überhaupt nicht mehr vorkommen, während *Picea* und *Taxodium* signifikant zunehmen und gleichzeitig der Anteil wärmeliebender laubabwerfender Taxa wie *Fagus*, *Fraxinus*, *Quercus* und *Ulmus* abnimmt. *Myrica*, Ericaceaea, Polypodiales und *Sphagnum* nehmen zu, was auf eine Abkühlung hindeutet.

4.3.2.2 182 – 149 m

verflochtener Fluss; Quartär: Prätegelen

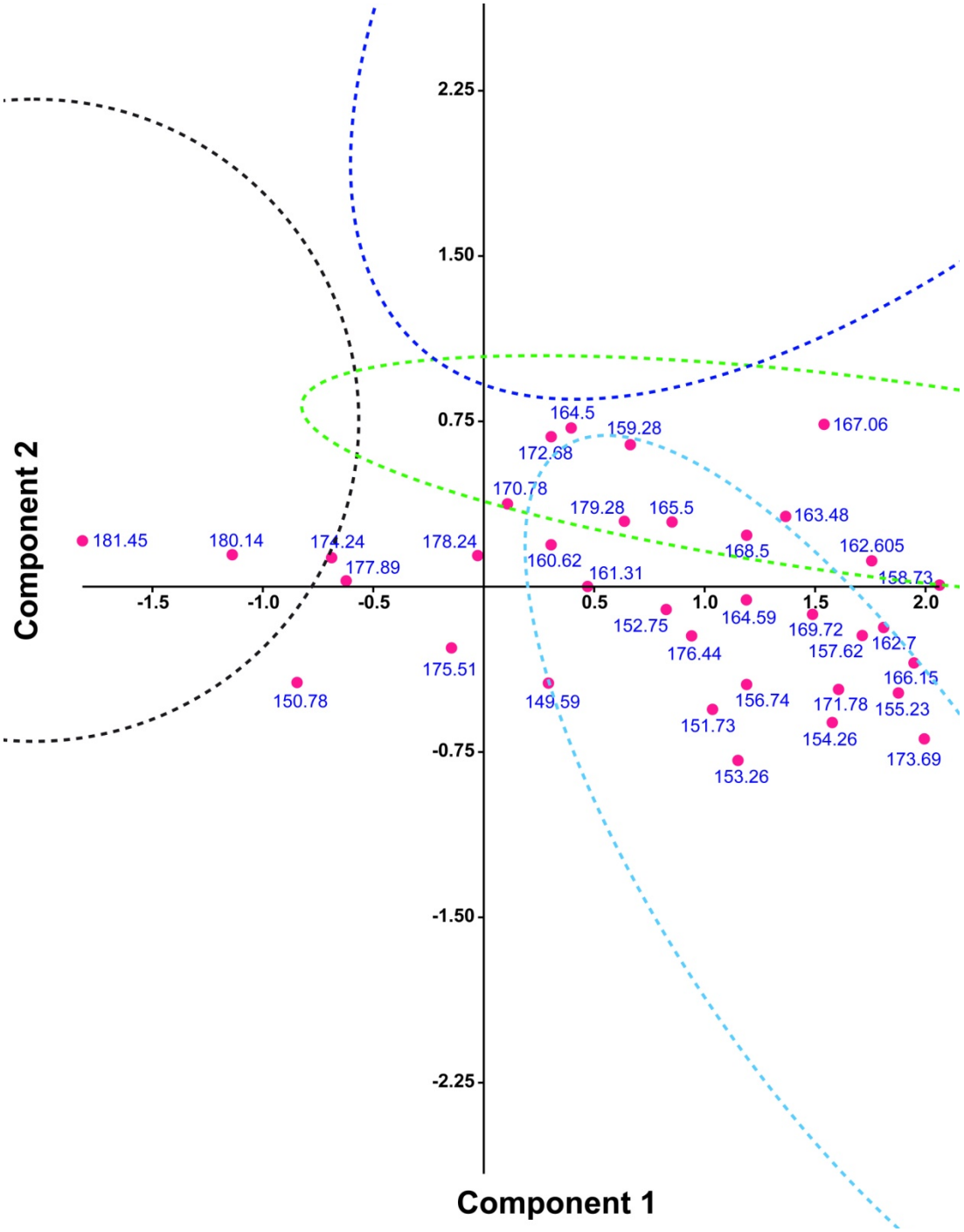


Abb. 4.3.2.2.1: Proben 182 – 149 m, verflochtener Fluss. Die Faziesbereiche der Vergleichsproben sind angedeutet.

Die Proben aus Abschnitt 182 – 149 m (Abb. 4.3.2.2.1) plotten hauptsächlich im Feld der kalt-marinen Proben der Vergleichsproben, d.h. sie weisen eine relativ hohe Symmetrie und Konvexität auf. Es handelt sich hier um die ersten pleistozänen Proben [PROBORUKMI *et al.*,

2017]. Ein Teil der Proben (159 – 172 m) liegt im Feld der fluviatilen Proben, bzw. im Bereich in dem marin und fluviatil sich überlappen. Mit dem ansteigenden Korngrößen-Mittelwert bzw. der maximalen Korngröße kann dieser Kernabschnitt auch im Bereich eines Flussdeltas abgelagert worden sein. Hierbei progradierte die Mündung im Bereich des Bohrpunktes bis ca. 158 m, hangend hiervon überwiegt der marine Einfluss, der sich jedoch auch im Liegenden zeigt. Die Proben aus 180 und 181 m liegen im dem Feld, in welchem im Scatterplot der Vergleichsproben (Abb. 4.3.2.2.1) unmittelbare Verwitterung und klastische Prozesse stattfinden. Hier sind eventuell aus den zuvor abgelagerten tertiären Sedimenten Anteile aufgearbeitet und vermischt worden. Es liegen keine Proben im warm marinen Bereich, was zu Beginn des Pleistozäns plausibel erscheint.

Da es sich hier um recht grobe Sedimente ohne Überlieferungspotenzial für Palynomorphe handelt, wurden sie von PROBORUKMI *et al*. [2017] nicht beprobt, daher liegen für diesen Abschnitt keine Pollendaten vor. Der Abschnitt wurde dem Prätegelen-Komplex im Unterpleistozän an der Basis des Quartärs zugeordnet [PROBORUKMI *et al*. 2017].

4.3.2.3 149 – 118 m

äolisch/limnisch/Moor/Würgeboden; Waal-Komplex, Bavel-Komplex, Cromer-Komplex

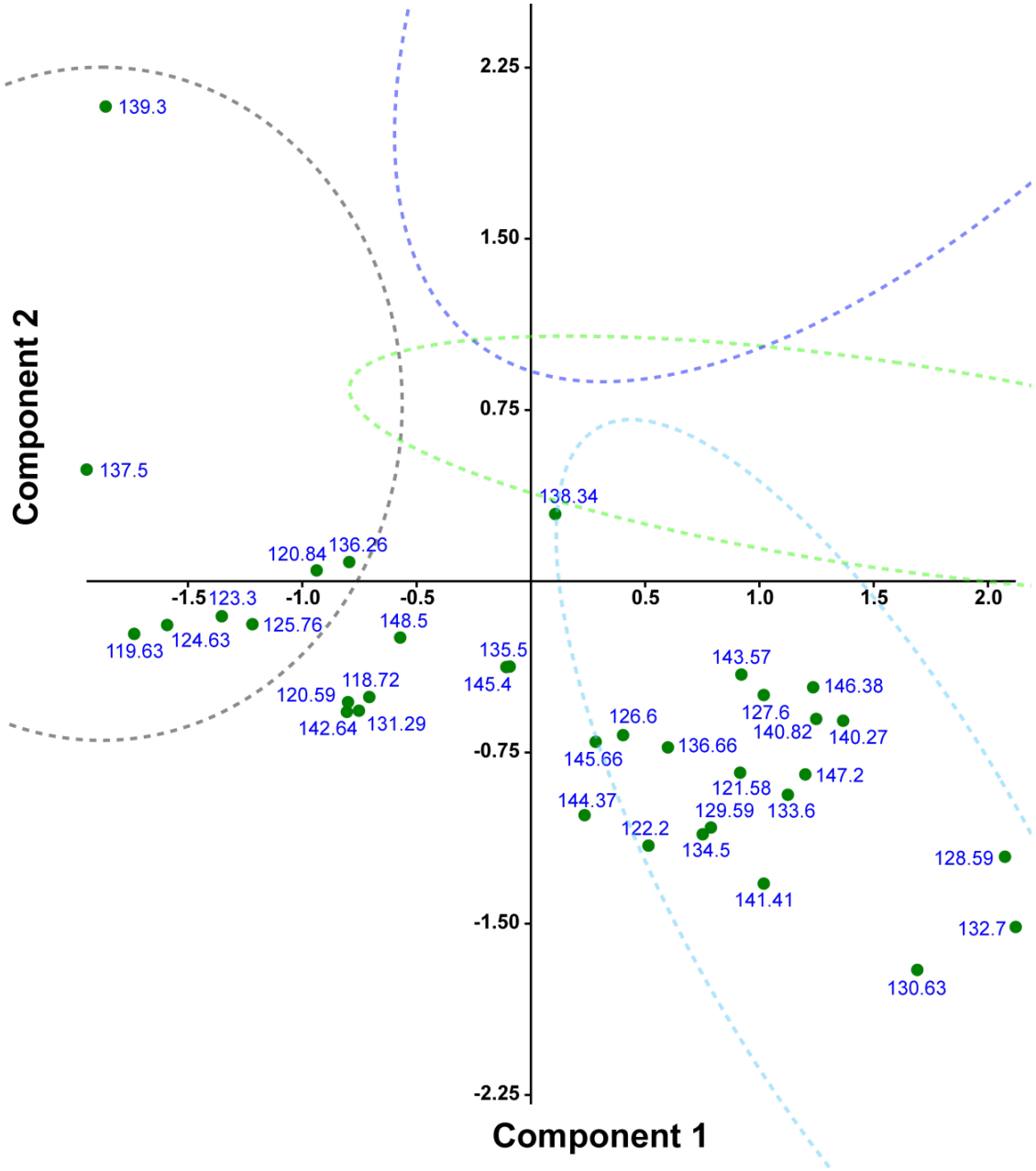


Abb. 4.3.2.3.1: Proben 149 – 118 m, äolisch, Boden, Moor, limnisch

Die Proben zwischen 148 und 118 m, die aus Kernmetern mit Bodenbildung entnommen wurden, (Abb. 4.3.2.3.1) liegen im Bereich der Tephra-, Moränen- und Verwitterungsproben mit mittlerer Symmetrie, aber relativ hoher Sphärizität und einem isometrischen Breiten-/Längenverhältnis. Die übrigen Proben plotten im kalt marinen Bereich und zeigen höhere an Partikeln mit hoher Symmetrie und Konvexität, mittlere bis geringe Anteile an Partikeln mit hoher Sphärizität und hohem Breiten-/Längenverhältnis. Ein Teil der Proben plottet in den

Übergangsbereich, für den keine Vergleichsproben vorgelegen haben. Es hat Transportsortierung und Abrasion bei äolischem Transport der Partikel stattgefunden, der zur Anreicherung gerundeter Partikel im Sediment führte. Im Kernfoto (Abb. 1.5.1 - 1.5.4) erscheinen Abschnitte (127 – 117 m) verwürgt und enthalten Frostrisse (140, 127, 111 m).

Anhand der pollenhaltigen Torfe und das letzte Auftreten von *Tsuga* in 119,50 m ließen sich die Sedimente von PROBORUKMI *et al*. [2017] in den Waal- bis Bavel-Komplex, sowie zwischen Cromer I – III einordnen. Dieser Zeitraum umfasst einige Kalt- und Warmphasen, was sich in den wechselhaften Sedimenten (Torfe, äolisch, fluviatil) widerspiegelt.

4.3.2.4 118 – 89 m

verflochtener Fluss; Cromer III – V, Elster-Kaltzeit

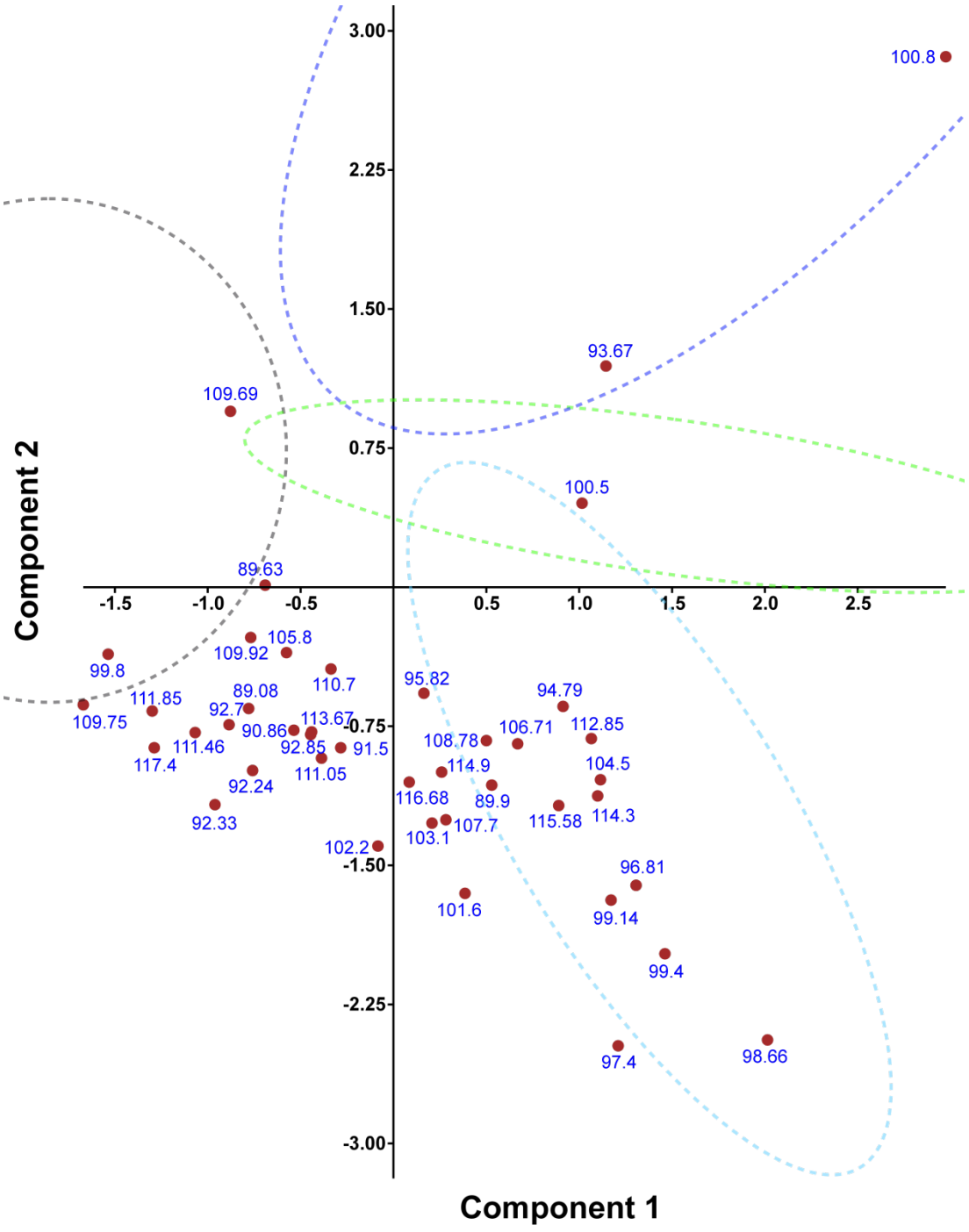


Abb. 4.3.2.4.1: Proben 118 – 89 m, verflochtener Fluss, fluvioglazial

Die Proben 118 - 98 m plotten hauptsächlich im kühlen marinen Bereich und im Übergangsbereich zum Bereich mit den Tephra-, Moränen- und Bodenproben (Abb. 4.3.2.4.1). Die Proben aus 109 und 99 m, sind im Kern Zonen mit Bodenbildung und

Verwitterung entnommen und werden in diesem Feld dargestellt. Die Probe 100,8 m liegt im warm-marinen Bereich, ebenso Probe 93,67 m. Probe 100,5 m liegt im fluviatilen Bereich. Bei diesen drei Proben kann es sich um z.B. im gefrorenen Zustand verschleppte Proben handeln. Da der Übergang vom Hangenden ins Liegende in Kernmeter 100 jedoch kontinuierlich abzulaufen scheint und kein Hiatus erkennbar ist, kann es sich auch um die Abbildung einer Erwärmung gegen Ende einer Transgression handeln, an deren Ende es zu Bodenbildung kam. Probe 93,67 m ist vermutlich verschleppt, die Torfe in Kernmeter 92 wirken ebenfalls gestört und umgelagert. Zwischen 117 und 89 m scheint eine klimatisch wechselhafte Phase abgebildet zu sein, in Kernmeter 111, liegt ein weiterer Frostriss vor. Die meisten Proben in diesem Abschnitt zeigen hohe Anteile an Partikeln mit hohen Werten in der Symmetrie und Konvexität und relativ hohe Anteile an Partikel mit hohen Werten in der Sphärizität, was auf zeitweilig äolischen Transport in einer Kaltphase hindeutet.

Die Pollenuntersuchungen von PROBORUKMI *et al*. [2017] führten dazu, dass die Sedimente in diesem Abschnitt dem Cromer-Komplex III – V zugeordnet wurden (117,72 – 91 m), die oberen zwei Meter (89 - 91 m) dem Elsterglazial. Bereits eine Probe des Torfs aus 92,11 m zeigt eine relativ kalte Periode an. Es wurden keine aquatischen Taxa gefunden, sowie ebenfalls keine marinen Indikatoren wie Dinoflagellatenzysten oder Foraminiferenschalenauskleidungen [PROBORUKMI *et al*. 2017].

4.3.2.5 89 – 72,84 m

Moräne, verflochtener Fluss, palustrisch; Elster-Kaltzeit, Holstein-Interglazial, Fuhne/Saale-Komplex

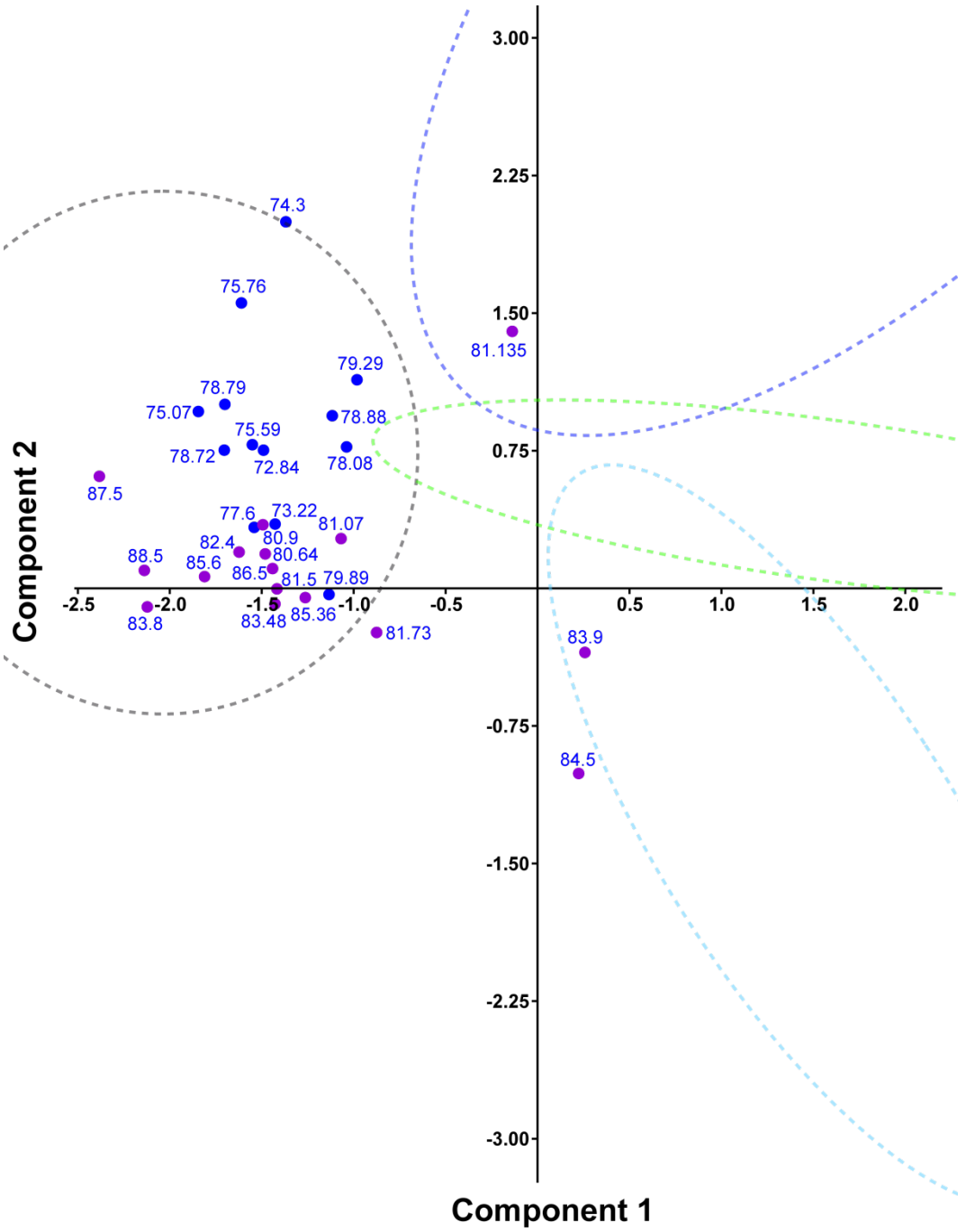


Abb. 4.3.2.5.1: Proben 89 – 72,84 m, Moräne, verflochtener Fluss, palustrisch

Die moränenartigen Sedimente zwischen 88 und 80 m (Abb. 4.3.2.5.1, violette Punkte) plotten, wie zu erwarten, im Bereich der Tephra-, Moränen-und Verwitterungsproben. Die Proben 84,5, 83,9 und 81,135 m liegen im marinen Bereich. Auf den Kernfotos ist zu

erkennen, dass hier die gröberen, hellen Bereiche beprobt wurden, die vermutlich schon Transport- und Sortierungsprozessen unterlagen. Die Proben zwischen 79 und 72 m (Abb. 4.3.2.5.1, dunkelblaue Punkte) plotten ebenfalls im Feld der Tephra-, Moränen- und Verwitterungsproben. Dieser Kernabschnitt wurde als palustrisch klassifiziert (79,85 – 72,80 m) [PROBORUKMI *et al*. 2017], allerdings liegen im Vergleichsprobendatensatz keine palustrischen Proben vor. Der palustrische Abschnitt besteht vermutlich aus umgelagerten Anteilen der in Ufernähe befindlichen Moränensedimente o.ä. und zeigt daher eine ähnliche Charakteristik in den Formparametern. Die Sedimente zeigen ein isometrisches Breiten-/Längenverhältnis, eine relativ hohe Anzahl an Partikeln mit hoher Sphärizität und eine mittlere bis relativ geringe an Partikeln mit hoher Symmetrie. Innerhalb des Tephra-, Moränen- und Verwitterungsfeldes sind die Proben 79 – 72 m (dunkelblau) und 88 – 80 m (violett) unterschiedlich verteilt. Dies könnte einen Hinweis auf einen gewissen geringen Transport der Proben 79 – 72 m geben, mit der Temperatur oder schlicht unterschiedlichen Sedimentquellen zusammen hängen.

PROBORUKMI *et al*. [2017] fanden in 92,11 m Anzeichen einer Abkühlung und klassifizierten die Abschnitte 89,00 – 85,50 m und 85,50 – 82.00 m als Elsterzeitliche Moränen. Der Abschnitt 81 – 79,2 m wurde dem ausgehenden Holstein zugeordnet. Der Abschnitt 79,20 – 73 m wird anhand der Pollen (Zunahme der Nichtbaumpollen/NAP, besonders Poaceae, Ericales, *Helianthemum* und *Selaginella selaginoides*) als Beginn der Fuhnekaltzeit (Saale-Kaltzeit) mit subarktischen Bedingungen klassifiziert. Aufgearbeitete Palynomorphe und marine Taxa, die oberhalb 77,77 m auftreten, werden als Indikator für Landschaftsinstabilität und starke Aufarbeitungsaktivitäten angesehen. Der gesamte Abschnitt wurde als Sumpffazies interpretiert [PROBORUKMI *et al*. 2017].

4.3.2.6 72,13 – 40 m

verflochtener Fluss, äolisch, fluvioglaziales Sediment; Drenthe/Saale-Komplex, Eem-Interglazial, Weichsel-Kaltzeit

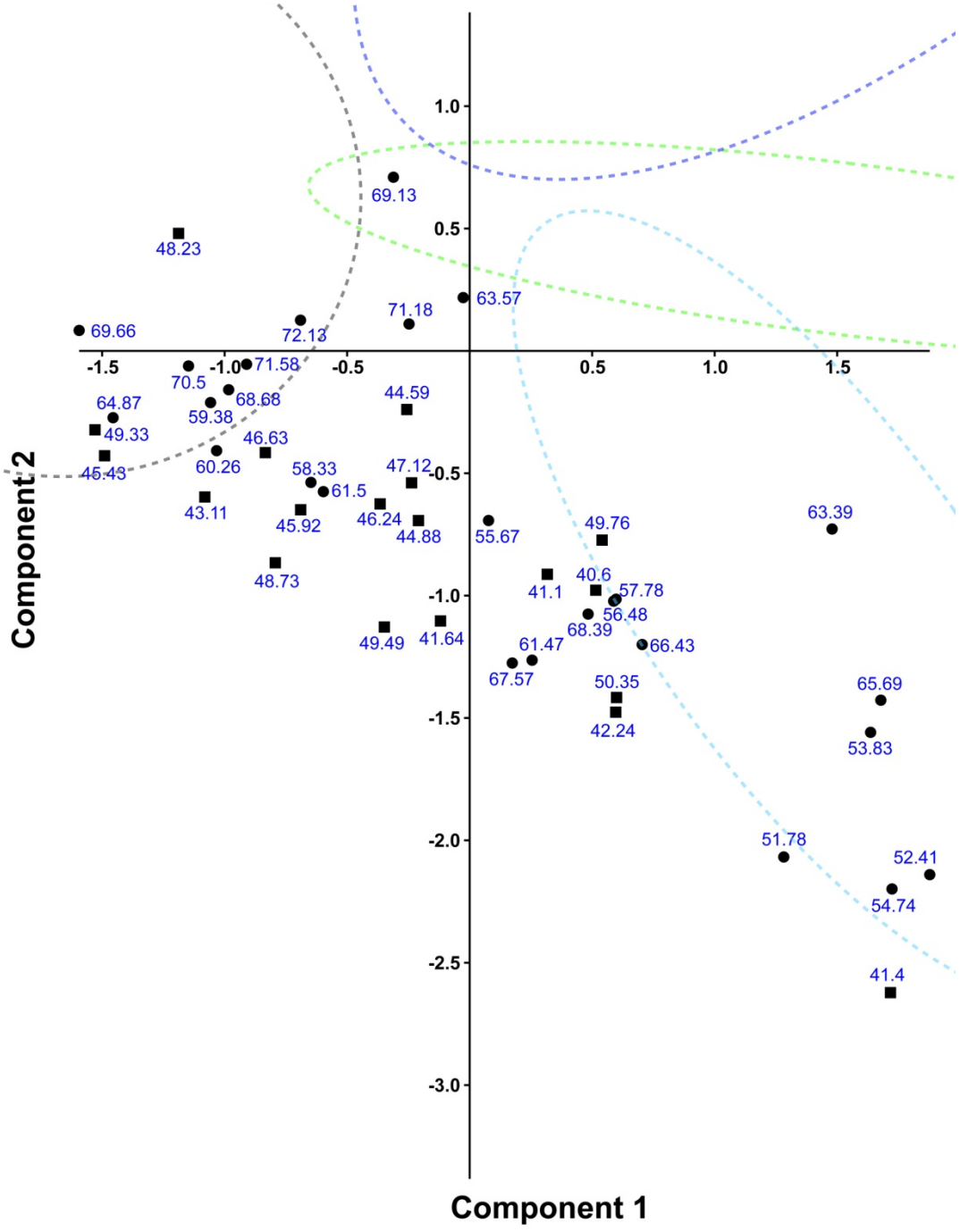


Abb. 4.3.2.6.1: Proben 72,13 – 40 m, verflochtener Fluss, äolisch, fluvioglazial

Diese Proben plotten hauptsächlich im kalt-marinen Feld, im Feld der Tephra-, Moränen- und Verwitterungsproben und im Übergangsbereich dazwischen (Abb. 4.3.2.6.1). Die Proben zeigen relativ hohe bis sehr hohe Anteile an Partikeln mit hohen Werten in der Konvexität

und Symmetrie, sowie hohe bis mittlere Anteile an Partikeln mit hohen Werten in den Parametern Sphärizität und Breiten-/Längenverhältnis. Vermutlich sind verwitterte glaziale Ablagerungen, sowie Torf- und Bodenhorizonte marin bzw. fluviatil aufgearbeitet worden, bzw. haben sich ältere, in mehrfachen Zyklen abgelagerte und wieder aufgearbeitete Sedimente mit diesen vermengt. Die Unterteilung dieses Abschnitts in Punkte (72,73 – 51,78 m) und Quadrate (50,35 – 40,60 m) spiegelt sich in den geplotteten Daten nicht wider.

Eine Probe mit Eemzeitlichem Torf wurde von PROBORUKMI *et al*. [2017] in 69,25 m identifiziert. Die nächstliegende Camsizer®probe 69,13 m plottet zumindest am nächsten zum warm-marinen Feld, stellt aber vermutlich eine Mischprobe dar.

4.3.2.7 40 – 20 m

äolisch, fluvioglazial/ästuarin; Weichsel-Kaltzeit

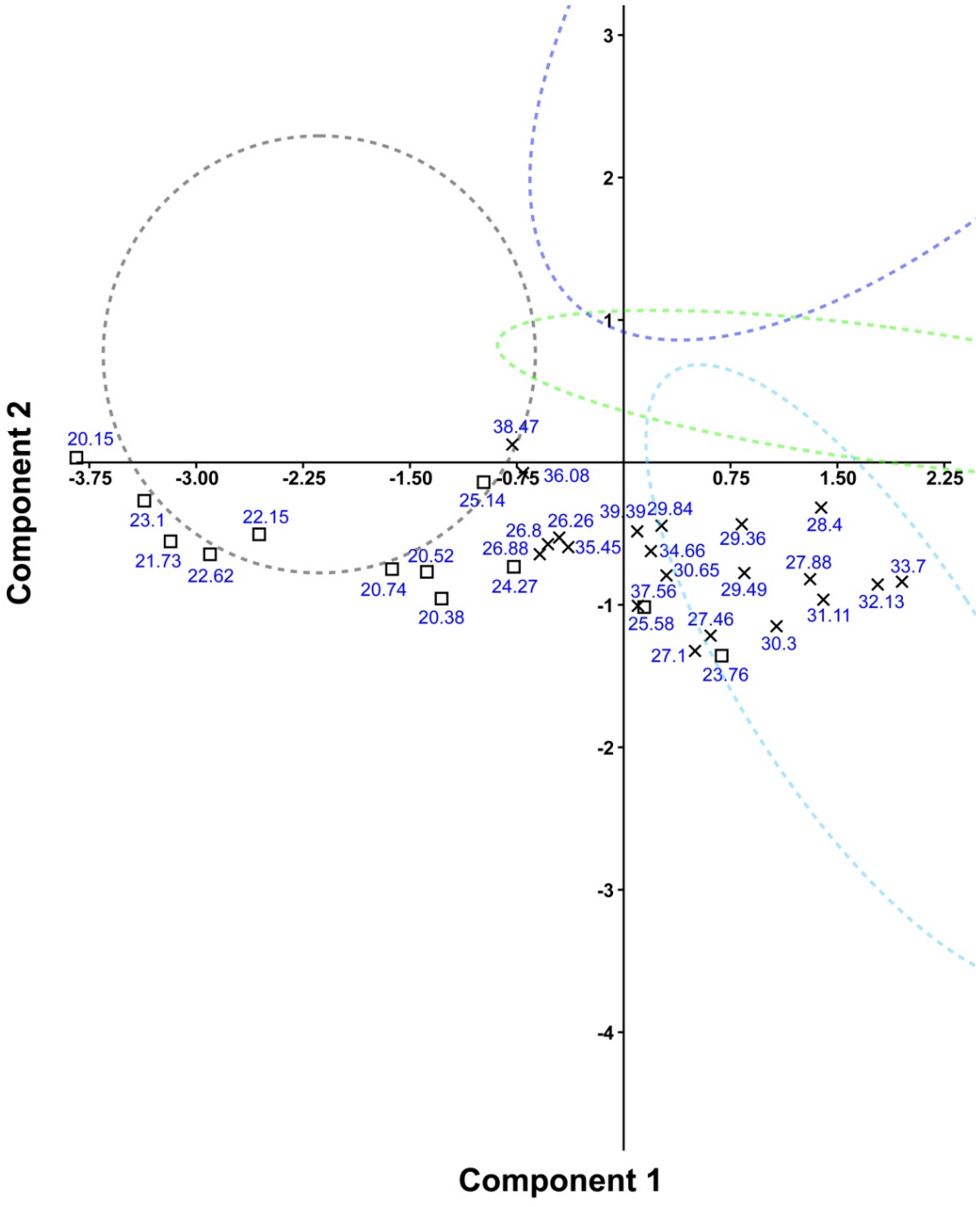


Abb. 4.3.2.7.1: Proben 40 – 20 m äolisch, fluvioglazial/ästuarin

Die meisten Proben aus diesem Abschnitt liegen im kühl- marinen Bereich, um das Tephra-, Moränen- und Verwitterungsfeld herum, sowie im Übergangsbereich zwischen diesen beiden Zonen (Abb. 4.3.2.7.1). Die Proben weisen relativ hohe Werte in der Symmetrie und

Konvexität auf. Die Proben des hangenden Abschnitts (25 – 20 m, schwarze leere Quadrate) zeigen hohe bis sehr hohe Anteile an Partikeln mit hohen Werten in der Sphärizität und dem Breiten-/Längenverhältnis, die Proben des liegenden Abschnitts (26 – 39 m, schwarze Kreuze) erreichen in diesen Parametern mittlere bis niedrige Werte. Bei den Proben des Abschnitts 25 – 20 m liegt die Vermutung nahe, dass die hohen Sphärizitätswerte (die quantitativ höchsten im Kern) und Werte im Breiten-/Längenverhältnis durch Transportsortierung zustande kamen und es sich hier um äolische Sedimente einer Kaltphase handelt.

PROBORUKMI *et al*. [2017] ordnen diesen Abschnitt, basierend auf Datierungen von ZHANG *et al*. [2014], als spätweichselzeitlich ein.

4.3.2.8 20 – 1 m

flachmarin, terrestrisch; Holozän: Atlantikum bis Subatlantikum

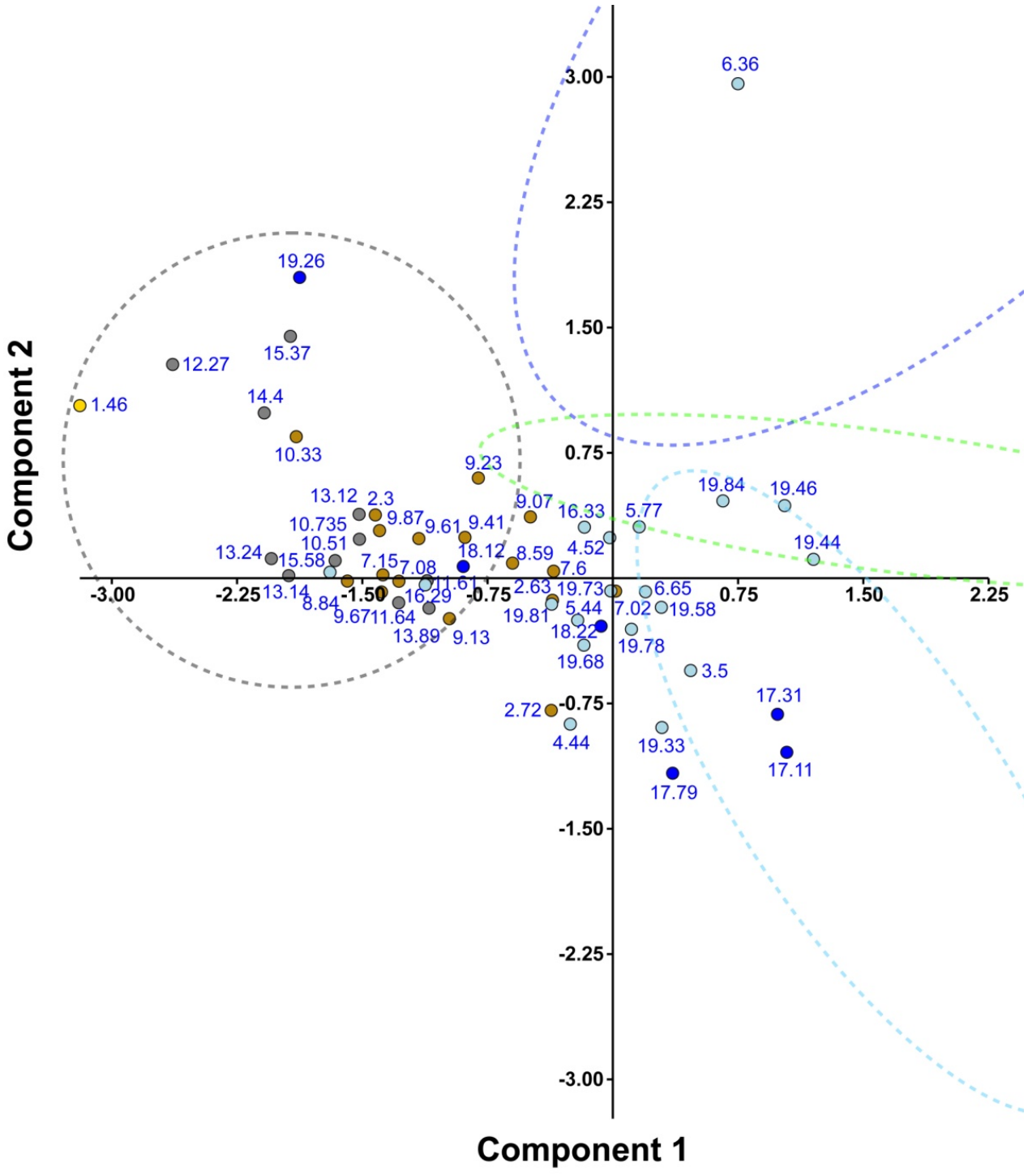


Abb. 4.3.2.8.1: Proben 20 – 1 m, flachmarin, terrestrisch, Holozän; Farben nach Fazies: gelb: terrestrisch, grau: Schlickwatt, Hellblau: Sandwatt, braun: Mischwatt, dunkelblau: Schelf

Die Proben aus dem Kernabschnitt 19-1 m wurden gemäß Faziesmodell (Kap. 5.3) in den entsprechenden Farben geplottet (Abb. 4.3.2.8.1). Die Probenpunkte fallen hauptsächlich ins

Tephra-, Moränen- und Verwitterungsfeld (schwarz), den Bereich kaltmariner Proben (hellblau) und den Übergangsbereich dazwischen. Die terrestrischen, Schlick- und Mischwattproben (gelbe, graue und braune Kreise) legen eher im Tephra-, Moränen- und Verwitterungsbereich, die Sandwatt- und Schelfproben (hell- und dunkelblaue Kreise) im Bereich der kaltmarinen Proben und dem Übergangsbereich. Diese Proben weisen mittlere bis geringe Anteile an Partikeln mit hoher Symmetrie und Konvexität auf, jedoch hohe Anteile an Partikeln mit hohen Werten in den Parametern Sphärizität und Breiten-/Längenverhältnis. Eine einzelne Probe (6,36 m) liegt als Ausreißer im warm-marinen Bereich mit geringen Anteilen an Partikeln mit hohen Werten in der Sphärizität, Symmetrie und Konvexität und mittleren Anteilen im Breiten-/Längenverhältnis. Nach dem Altersmodell basierend auf ZHANG *et al*. [2014] wurde sie etwa AD 75 abgelagert. Es könnte sich um eine Probe aus einem längerfristig abgeschnürten Bereich ähnlich der Probe „Pferdeloch“ (Abb. 4.3.1.27, Probe Nr. 17) handeln, in dem die Temperatur stark ansteigen konnte. Die Schelf- und Sandwattproben (hell- und dunkelblaue Punkte, Abb. 4.3.2.8.1) liegen hauptsächlich im kalt-marinen Bereich und im Übergangsbereich zum Tephra-, Moränen- und Verwitterungsbereich. Sie zeigen mittlere bis hohe Werte in den Formparametern Symmetrie und Konvexität, sowie mittlere bis geringe Werte in der Sphärizität und im Breiten-/Längenverhältnis. Die Schelfproben (19,26 – 17,11 m, Abb. 4.3.2.8.1, dunkelblaue Punkte) scheinen ins Hangende eine Sukzession zu höheren Werten in Konvexität und Symmetrie und geringeren in der Sphärizität und dem Breiten-/Längenverhältnis zu zeigen. Das würde bedeuten, dass die Verhältnisse sich von 19 zu 17 m von schwach zu höher energetisch verändern, was zum Absinken des relativen Meeresspiegels in diesem Bereich passen würde.

PROBORUKMI & URBAN. [2017] zeigten anhand der Pollendaten einer einzelnen Probe aus 19,80 m mit Vorkommen von *Tsuga diversifolia* aus frühpleistozänen Ablagerungen, dass diese höchstwahrscheinlich durch Eindringen des Meeres erodiert und aus dem nördlichen und nordwestlichen Hinterland durch starke Strömungen umgelagert wurden [FALK, 2001]. Dass es sich hierbei um Mischproben handelt, könnte die niedrigeren Anteile an Partikeln mit hohen Werten in den Parametern Symmetrie und Konvexität der Proben 19,84, 19,46 und 19,44 m erklären, die im fluviatilen Feld plotten. Die Molluskenvorkommen und die Sedimenteigenschaften führten im Faziesmodell (Abb. 5.3.2) zur Klassifikation als Sandwatt, eventuell wurden die Proben jedoch zum Teil aus entfernteren Sandwattvorkommen an die

Bohrlokation transportiert, die sich zur Ablagerungszeit in der Schelffazies befand. Aufgrund der Pollendaten wurde der Abschnitt 20 – 19,80 m dem Atlantikum zugeordnet [PROBORUKMI & URBAN, 2017].

Der Abschnitt 19,56 – 16,19 m wurde aufgrund des C/N-Verhältnisses (Kohlenstoff zu Stickstoff) von PROBORUKMI & URBAN [2017] dem Schelfbereich zugeordnet, die Pollen (z.B. konstant geringe Vorkommen von *Ulmus*) weisen auf das Subboreal hin. Der Kernabschnitt 16,19 – 11,53 m wurde ebenfalls in das Subboreal eingeordnet (erstes Auftreten von *Fagus* und *Carpinus*), allerdings gegenüber dem liegenden Abschnitt als Gezeitenebenenfazies definiert [PROBORUKMI & URBAN, 2017].

Der Abschnitt 11,53 - 1,33 m wurde als Strandfazies definiert, im Zusammenhang mit einer Barriereinsel, bzw. einer Sandbank/Nehrung, die in Dünen übergeht [PROBORUKMI & URBAN, 2017].

4.3.3 Fazit und Ausblick:

Im Datensatz der Vergleichsproben und Kern Garding-2 scheinen hauptsächlich zwei Prozesse die Ausbildung der Formfaktoren zu steuern, die durch Hauptkomponenten 1 und 2 repräsentiert werden. Hauptkomponente 1 korreliert stark mit dem Breiten-/Längenverhältnis und der Sphärizität. Wie bei der alleinigen Betrachtung der Vergleichsproben (Abb. 4.3.1.1) scheinen die Proben im zusammengefügten Datensatz immer noch entlang der Abszisse nach sinkender dynamischer Viskosität des Transportmediums (Eis, kaltes Wasser, warmes Wasser, Tab. 4.3.1.1) in dem das Sediment durch die stattfindenden Prozesse die entscheidende Prägung erhielt, von negativen zu positiven Werten angeordnet zu sein (Abb. 4.3.1.31). Im fluviatilen Milieu scheint die Komponente 1 die Proximalität der Sedimente zu kennzeichnen. In der Regel wird das Wasser eines Flusses von der Quelle im Gebirge bis zur Mündung im Ozean wärmer, in diesem Datensatz kommt noch die Besonderheit des Themsesediments (Abb. 4.3.1.26) hinzu, das sehr wahrscheinlich einen hohen Gehalt der im Einzugsgebiet anstehenden mesozoischen Sedimente aufweist.

Hauptkomponente 2 korreliert mit der Konvexität und Symmetrie und kennzeichnet möglicherweise den Grad an Transportsortierung und die damit zusammenhängende Anreicherung symmetrischer und konvexer Partikel in den glazial geprägten Sedimenten mit niedrigen Werten auf der Ordinate. Nach diesem Ansatz findet in Flüssen, Tephra-,

Moränen- und Verwitterungsproben zunächst keine Veränderung der Sedimentzusammensetzung (Hauptkomponente 2 mit Werten von ca. 0 – 1,75, Abb. 4.3.1.31) statt. In den untersuchten warm-marinen Sedimenten (Hauptkomponente 2 größer als 1,75, Abb. 4.3.1.31) tritt jedoch eine Verarmung an konvexen, symmetrischen Partikeln auf, die, zumindest bei den hier untersuchten Strandsedimenten, auf Auswaschungsprozesse zurück geht.

Mit Hilfe der Hauptkomponentenanalyse lassen sich Sedimente grob nach ihrer Genese diskriminieren. Die Sedimente werden jedoch auch von den Eigenschaften des Ursprungsgesteins und den Bedingungen vorhergehender Transport- und Ablagerungszyklen beeinflusst. Da die Probenauswahl des Vergleichsprobendatensatzes nur wenige Einzelproben sowie wenige Ablagerungsräume umfasst, kann diese Arbeit nur eine sehr grobe Einschätzung der Anwendbarkeit der Methode liefern. Für die Validierung mittels weiterer Analysen sollten weitere Ablagerungsräume verschiedener Klimate, Liefergebiete, Ursprungsgesteine und Ablagerungsmechanismen hinzugefügt werden, zudem muss die jeweilige Probenanzahl erhöht werden. Es muss genauer untersucht werden, welche Einflussgrößen den extrahierten Hauptkomponenten zugrunde liegen. Dies können sowohl Prozesse der Partikelgenese (z.B. Verwitterung, pyroklastischer Auswurf, Aufarbeitung älterer Sedimente), Prozesse während des Transports (Lösungsvorgänge, Partikelabrasion, Größen- und Formsortierung), als auch Eigenschaften der Suspension (z.B. dynamische Viskosität) sein, die sich in unterschiedlichem Maß und Zusammenspiel auf die vier betrachteten Formparameter auswirken. Der Camsizer® bietet hierzu eine geeignete Grundlage mit der Möglichkeit, die Formparameter für bis zu 50 Korngrößenklassen, sowohl anzahl- als auch volumenbezogen, auszugeben.

5.1 Material und Methoden

Es wurden die Proben bis 72,13 m grobfraktionsanalytisch behandelt. Die von der Feinfraktion (< 63 μm) befreiten und getrockneten Proben wurden einer Grobfraktionsanalyse unterzogen. Verändert nach SARNTHEIN (1971) wurde der prozentuale Massenanteil der Komponenten an jeder Fraktion und an der gesamten Grobfraktion berechnet. Hierbei wurde wie folgend dargestellt vorgegangen:

1. Kies- und Steinfraktion > 2 mm: Gewichts-% bestimmen (relativ geringe Anzahl von Komponenten in dieser Fraktion, so dass die Auszählung aller Komponenten möglich ist)

2. Fraktionierung der Sandfraktion (0,063 - 2 mm) in 5 Teilproben:

2,0 – 1,0 mm
1,0 – 0,5 mm
0,5 – 0,25 mm
0,25 – 0,125 mm
0,125 – 0,063 mm

3. Bestimmung der Gewichts-% an der Sandfraktion

4. Herabteilen der Fraktion auf die Menge einer Schüttung auf der Ausleseschale

5. Mikroskopische Bestimmung und Auszählung der Komponenten (siehe Ausleseformular Abb. 5.1.1) an jeweils etwa 500 - 900 Körnern, soweit vorhanden (= „Kornzahl-%“)

6. Multiplikation der Kornzahl-%-Daten mit Gew.-%-Daten von Schritt 3.

7. Addition der 5 Teilprobenresultate jeder Kornart (Schritt 6.) zu Sammelwerten der Sandfraktion

>2,0 mm	
Bivalven	
Bivalvenbruch	
Gastropoden	
Gastropodenbruch	
Pflanzenrest	
Diatomeen	
Foram	
Echinodermenst.	
Bryozoen	
Balanidenplatte	
Ophiurenrest	
Ostrakoden	
Kotpillen	
Tonklumpen	
Hellglimmer	
Dunkelglimmer	
Quarz	
Mineralkörner (Fsp, etc.)	
Pyritframboid	
Gesteinsbruchst.	
Plastikschnipsel	

0,5-0,25 mm	
Bivalven	
Bivalvenbruch	
Gastropoden	
Gastropodenbruch	
Pflanzenrest	
Diatomeen	
Foram	
Echinodermenst.	
Bryozoen	
Balanidenplatte	
Ophiurenrest	
Ostrakoden	
Kotpillen	
Tonklumpen	
Hellglimmer	
Dunkelglimmer	
Quarz	
Mineralkörner (Fsp, etc.)	
Pyritframboid	
Gesteinsbruchst.	
Plastikschnipsel	

2,0-1,0 mm	
Bivalven	
Bivalvenbruch	
Gastropoden	
Gastropodenbruch	
Pflanzenrest	
Diatomeen	
Foram	
Echinodermenst.	
Bryozoen	
Balanidenplatte	
Ophiurenrest	
Ostrakoden	
Kotpillen	
Tonklumpen	
Hellglimmer	
Dunkelglimmer	
Quarz	
Mineralkörner (Fsp, etc.)	
Pyritframboid	
Gesteinsbruchst.	
Plastikschnipsel	

0,25-0,125 mm	
Bivalven	
Bivalvenbruch	
Gastropoden	
Gastropodenbruch	
Pflanzenrest	
Diatomeen	
Foram	
Echinodermenst.	
Bryozoen	
Balanidenplatte	
Ophiurenrest	
Ostrakoden	
Kotpillen	
Tonklumpen	
Hellglimmer	
Dunkelglimmer	
Quarz	
Mineralkörner (Fsp, etc.)	
Pyritframboid	
Gesteinsbruchst.	
Plastikschnipsel	

1,0-0,5 mm	
Bivalven	
Bivalvenbruch	
Gastropoden	
Gastropodenbruch	
Pflanzenrest	
Diatomeen	
Foram	
Echinodermenst.	
Bryozoen	
Balanidenplatte	
Ophiurenrest	
Ostrakoden	
Kotpillen	
Tonklumpen	
Hellglimmer	
Dunkelglimmer	
Quarz	
Mineralkörner (Fsp, etc.)	
Pyritframboid	
Gesteinsbruchst.	
Plastikschnipsel	

0,125-0,063 mm	
Bivalven	
Bivalvenbruch	
Gastropoden	
Gastropodenbruch	
Pflanzenrest	
Diatomeen	
Foram	
Echinodermenst.	
Bryozoen	
Balanidenplatte	
Ophiurenrest	
Ostrakoden	
Kotpillen	
Tonklumpen	
Hellglimmer	
Dunkelglimmer	
Quarz	
Mineralkörner (Fsp, etc.)	
Pyritframboid	
Gesteinsbruchst.	
Plastikschnipsel	

Abb. 5.1.1: Ausleseformular für die Grobfraktion > 63 µm

5.2 Ergebnisse

Eine fotografische Zusammenstellung der meisten identifizierten Makroreste ist in Tafel 5.2.1 aufgeführt.

5.2.1 Biogene Fraktion

Die häufigsten der in Abb. 5.2.1.1 dargestellten biogenen Reste sind Bivalvenbruchstücke und Pflanzenreste, die bis zu 80 % der Biogenfraktion ausmachen. Gastropoden treten abschnittsweise häufig (bis ca. 60 %) auf und auch Kotpillen erreichen bis zu 60 %.

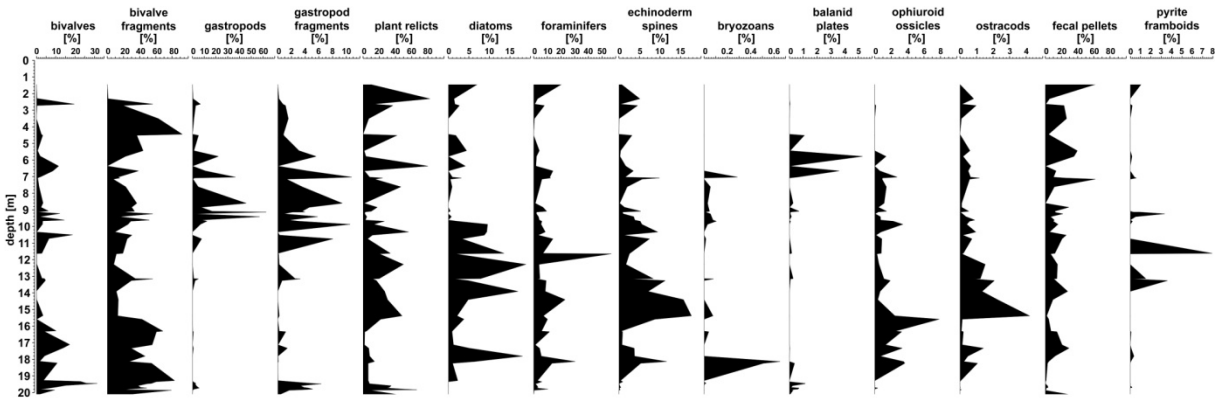


Abb. 5.2.1.1: prozentualer Anteil der Komponenten der Biogenfraktion bis 20 m (Bivalven und -bruchstücke, Gastropoden und -bruchstücke, Pflanzenreste, Diatomeen, Foraminiferen, Seeigelstacheln, Bryozoen, Balanidenplatten, Schlangensternossikel, Ostrakoden, Kotpillen, Pyritframboide) gegen die Tiefe

Die Grobfraktionsanalyse wurde über den holozänen Kernabschnitt hinaus bis 72,13 m durchgeführt (Abb. 5.2.1.2), um festzustellen, in welchem Milieu sich die Sedimente ablagerten, sowie um datierbares Pflanzenmaterial zu erhalten. Im Kernbereich unterhalb 20 m machen Pflanzenreste und Kotpillen den Hauptanteil der Biogenfraktion aus und zeigen dadurch einen gegenläufigen Trend. Die ebenfalls in nennenswerter Menge vorkommenden Bryozoen (bis 30 %) stören diesen Eindruck kaum.

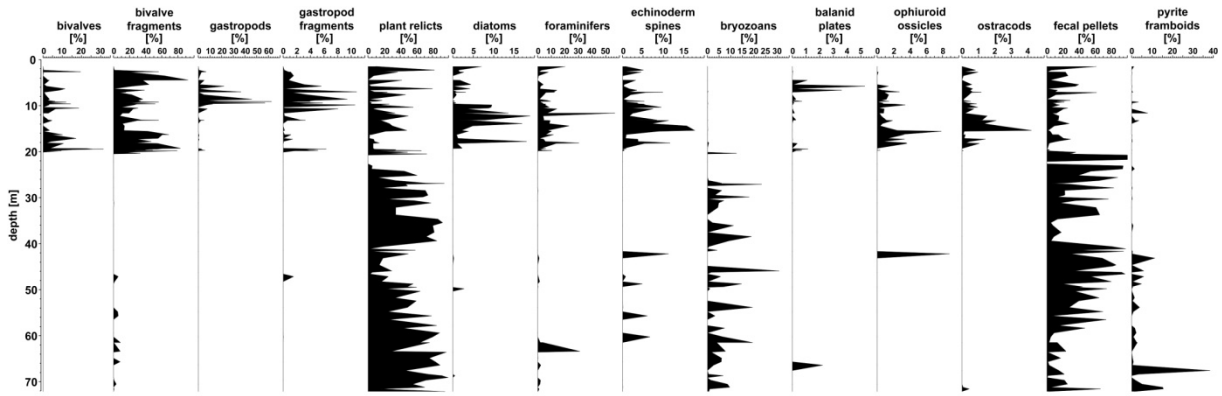


Abb. 5.2.1.2: Prozentualer Anteil der Komponenten der Biogenfraktion bis 75 m (Bivalven und -bruchstücke, Gastropoden und -bruchstücke, Pflanzenreste, Diatomeen, Foraminiferen, Seeigelstacheln, Bryozoen, Balanidenplatten, Schlangensternossikel, Ostrakoden, Kotpillen, Pyritframboide) gegen die Tiefe

5.2.1.1 Mollusken

In den oberen 20 Kernmetern (Holozän) konnten die elf Taxa *Hydrobia ulvae, Cerastoderma edule, Retusa obtusa, Macoma balthica, Spisula solida, Mytilus edulis, Nucula nucleus, Corbula gibba, Ensis ensis, Mya truncata* und *Philine aperta* identifiziert werden (Abb. 5.2.1.1.1).

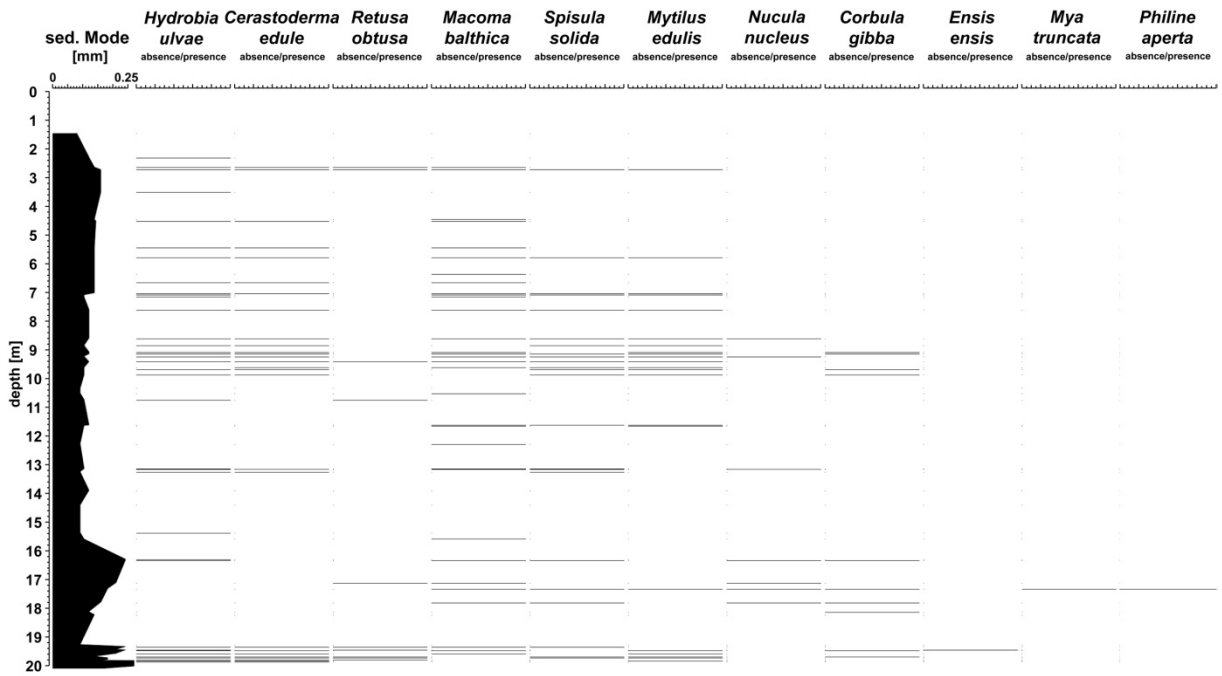
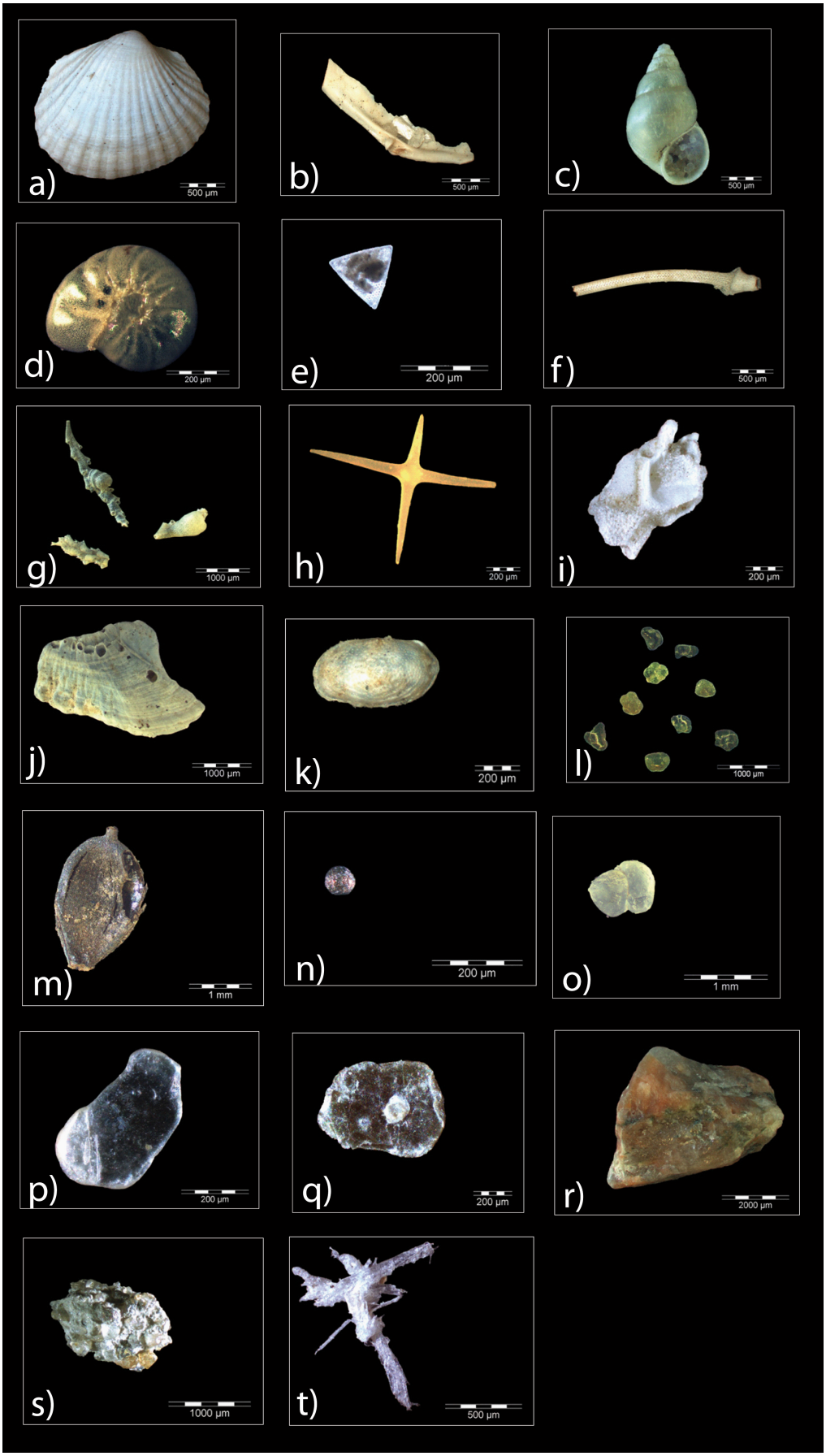


Abb. 5.2.1.1.1: Anwesenheitsdiagramm der identifizierten Taxa *Hydrobia ulvae*, *Cerastoderma edule*, *Retusa obtusa*, *Macoma balthica*, *Spisula solida*, *Mytilus edulis*, *Nucula nucleus*, *Corbula gibba*, *Ensis ensis, Mya truncata* und *Philine aperta* gegen die Tiefe


a)
500 µm
b)
500 µm
c)
500 µm
d)
200 µm
e)
200 µm
f)
500 µm
g)
1000 µm
h)
200 µm
i)
200 µm
j)
1000 µm
k)
200 µm
l)
1000 µm
m)
1 mm
n)
200 µm
o)
1 mm
p)
200 µm
q)
200 µm
r)
2000 µm
s)
1000 µm
t)
500 µm

Tafel 5.2.1.1.1: a) Bivalve, 19,84 m; b) Bivalvenbruchstück; c) Gastropode, 7,02 m; d) Foraminifere, 18,22 m; e) Diatomee, 6,36 m; f) Seeigelstachel; g) Bryozoen, 8,59 m; h) Schwammnadel, 39,39 m; i) Ophiurenrest, 17,11 m; j) Balanidenplatte, 5,77 m; k) Ostrakode; l) glaukonitisierte Kotpillen, 25,14 m; m) Pflanzenrest; n) Pyritframboid, 17,11 m; o) Quarzkorn; p) Hellglimmer, 7,11 m; q) Dunkelglimmer, 17,11 m; r) Gesteinsbruchstück, 27,46 m; s) „Tonklumpen“, t) Plastikschnipsel vom Aufsägen des Liners, 17,11 m. a) bis n) biogen, m) bis s) mineralisch, t) anthropogen

5.2.2 Mineralische Fraktion

Die Grobfraktionsanalyse wurde bis 72,13 m durchgeführt. Die mineralischen Komponenten werden durch Quarz, Mineralaggregate (verklebte Feinsand- und Siltkörner), Hellglimmer, Dunkelglimmer, Mineralkörner und Gesteinsbruchstücke dargestellt (Abb. 5.2.2.1). Volumenmäßig machen die Quarzkörner den größten Anteil an der Minerogenfraktion aus. Fast durchgängig erreicht diese Fraktion über 95 %, zwischen 30 und 40 m Tiefe geht sie auf etwa 80 % zurück. Im holozänen Bereich hangend von etwa 20 m liegen einzelne Minima bei 80 und unter 75 %, desgleichen zwischen 70 und 72 m, hier geht der Quarzgehalt auf 75 % zurück.

Mineralaggregate erscheinen praktisch ausschließlich im Holozän oberhalb 20 m mit einer Häufigkeit bis 25 %. Hellglimmer und Dunkelglimmer sind darüber hinaus bis etwa 30 m relativ häufig, die Maxima liegen um 1,2 %. Einzelne Mineralkörner nehmen hangend von 20 m zu, gegenläufig nehmen die Gesteinsfragmente hier ab. Mineralkörner zeigen geringe Häufigkeiten bis zu 5 % mit einem einzelnen Peak von fast 20 %. Dem gegenüber erreichen die Gesteinsbruchstücke Maximalwerte von 15 – 20 %, sowie zwischen 70 und 72 m sogar 25 bis über 30 %.

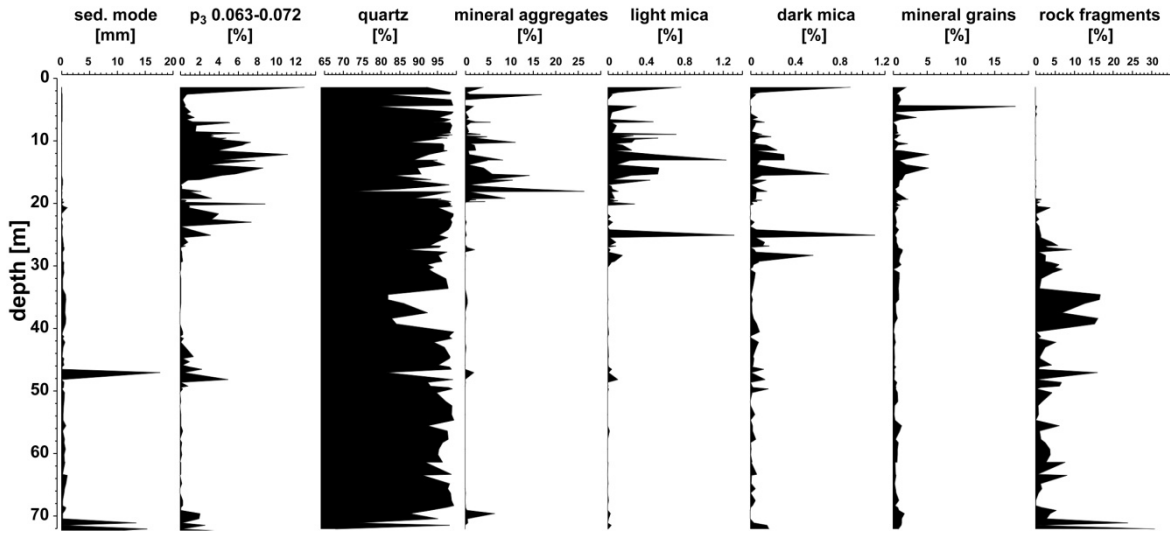


Abb. 5.2.2.1: Darstellung der prozentualen Anteile mineralischen Bestandteile Quarz, Mineralaggregate, Hell-, sowie Dunkelglimmer Mineralkörner und Gesteinsfragmente bis 72 m Tiefe, sowie der Sedimentmodus (sed. mode) und der prozentuale Volumenanteil der feinsten Korngrößenklasse (p_3 0.063-0.072)

5.3 Diskussion

5.3.1 Benthische Faunengesellschaft

Das Substrat übt einen großen Einfluss auf die benthischen Vergesellschaftungen aus. So finden sich auf hartem Substrat (Fels oder größere Steine) vorwiegend sessile und inkrustierende Organismen (*z.B.* Miesmuscheln, Schwämme, Bryozoen, Seepocken), die auf der Oberfläche des Substrats leben, es existiert eine Epifauna und Epiflora. Im flachen Wasser, wo genügend Licht den Grund erreicht, heften sich Meeresalgen an den Hartgrund. Dort wo der Meeresboden aus feinem Sediment besteht, leben die meisten Lebewesen dagegen in den Ablagerungen als Infauna. Auf die Zusammensetzung der Faunengesellschaft hat die Partikelgröße des Sediments einen erheblichen Einfluss. Organismen bewegen sich durch das Sediment, indem sie es bei Seite schieben, es ingestieren oder eine Kombination aus beidem nutzen. Dies ist einfacher, wenn die Partikelgröße geringer ist, weshalb gröbere Ablagerungen in der Regel weniger dicht besiedelt sind als solche aus feinem Sediment [TAIT & DIPPER, 1998].

5.3.2 Mollusken

Aus den Anforderungen an die Lebensbedingungen der Mollusken (Zusammenfassung in Tab. 5.3.2.1) wurde, zusammen mit den Camsizer®sedimentdaten, auf das Ablagerungsmilieu geschlossen und ein Faziesmodell entwickelt.

Die Gemeine oder Essbare Herzmuschel (Common Cockle) *Cerastoderma edule* (Linnaeus, 1758) bevorzugt das Intertidal und lebt auf schlickigem Grund [TAIT & DIPPER, 1998]. Diese Art ist euryhalin (tolerant gegenüber größeren Salinitätsschwankungen) bis 5 - 6 ‰ Salzgehalt als Untergrenze [ZIEGLER, 1992].

Die Korbmuschel (Common Basket Shell) *Corbula gibba* (Olivi 1792) bewohnt das Subtidal. Diese Bivalve lebt bevorzugt flach grabend in Weichböden aus schlickigem Sand [TAIT & DIPPER, 1998].

Die Gebogene Schwertmuschel (Sword Razor) *Ensis ensis* (Linnaeus, 1758) lebt im unteren Intertidal bis Subtidal auf feinsandigem Grund [TAIT & DIPPER, 1998].

Die Gemeine Wattschnecke (Laver Spire Shell, Mudsnail) *Hydrobia ulvae* (Pennant, 1777) bewohnt das Intertidal, sie ist eine brackisch-ästuarine Art [TAIT & DIPPER, 1998].

Die Baltische Plattmuschel (Baltic Clam) *Macoma balthica* (Linnaeus, 1758) bewohnt das Intertidal, sie bevorzugt Schlickgrund [TAIT & DIPPER, 1998] und ist euryhalin bis minimal 3 - 4 ‰ Salzgehalt [ZIEGLER, 1992].

Die Abgestutzte Klaffmuschel (Truncate Softshell Clam) *Mya truncata* (Linnaeus, 1758) lebt im Intertidal, sowie bis in 70 m Tiefe. Sie ist in arktischen Gewässern häufig (in der Nordsee rezent selten) und bevorzugt sandig-siltiges Sediment [TAIT & DIPPER, 1998].

Die Miesmuschel (Blue Mussel) *Mytilus edulis* (Linnaeus 1758) lebt im Intertidal. Sie heftet sich mittels Byssusfäden an Hartgründe und zeigt sich tolerant gegenüber Brackwasser [TAIT & DIPPER, 1998]. Sie ist euryhalin (tolerant gegenüber größeren Schwankungen im Salzgehalt) und verträgt Salinitäten bis hinab zu 4 - 5 ‰ [ZIEGLER, 1992]. Es wurden nur subadulte/juvenile Exemplare gefunden, von adulten Exemplaren nur Bündel von Schalenfasern.

Die Große Nussmuschel (Common Nut Clam) *Nucula nucleus* (Linnaeus, 1758) bewohnt bevorzugt das Subtidal [BUCHANAN, 1963].

Die Offene Seemandel (Sand Slug) *Philine aperta* (Linnaeus, 1767) bewohnt das Subtidal in schlickigem Sand [TAIT & DIPPER, 1998].

Die Gewölbte Kopfschildschnecke (Arctic Barrel-Bubble) *Retusa obusa* (Montagu, 1803) lebt im Intertidal [BREY, 1991]. Dort ernährt sie sich von *H. ulvae* und Foraminiferen [BERRY, 1994].

Die Feste Trogmuschel (Atlantic Surf Clam) *Spisula solida* (Linnaeus, 1758) bewohnt ebenfalls das untere Intertidal, sowie das Subtidal auf sandigem Grund [TAIT & DIPPER, 1998].

Tab. 5.3.2.1: Zusammenfassung der bevorzugten Habitate der Molluskenarten

	intertidal	**lower Intertidal to subtidal**	**subtidal**
brackish/euryhaline	*Cerastoderma edule* *Hydrobia ulvae* *Mytilus edulis*		
other		*Ensis ensis* *Mya truncata* *Spisula solida*	*Corbula gibba* *Nucula nucleus* *Philine aperta*

5.3.3 Faziesmodell

Aus der Korngröße und dem bevorzugten Vorkommen der einzelnen Molluskenarten wurde ein Faziesmodell (Abb. 5.3.3.1) entwickelt, da die verschiedenen Molluskenarten fast den gesamten Bereich des holozänen Kernabschnitts mit ihrem Vorkommen abdecken. Da sie häufig infaunal leben werden sie meist *in situ* überliefert. Da die Feinfraktion < 63 µm nicht erfasst wurde, ließ sich die Wattfazies nicht nach dem Silt- und Tongehalt zuordnen. Das Sandwatt hat hier einen Sedimentmodus von etwa 0,15 – 0,25 mm, der Sedimentmodus des Mischwatts bewegt sich zwischen 0,1 und 0,15 mm, während das Schlickwatt einen Modus von 0,08 – 0,09 mm aufweist.

In den als Wattbereichen definierten Zonen treten die wattbewohnenden Organismen *Hydrobia ulvae* (Gemeine Wattschnecke), *Cerastoderma edule* (Essbare Herzmuschel) *Mytilus edulis* (Miesmuschel) und *Retusa obtusa* (Gewölbte Kopfschildschnecke) auf. Die Kopfschildschnecke lebt räuberisch von anderen Wattschnecken und tritt daher gemeinsam mit ihnen auf. Da ihr massiveres Gehäuse ein anderes Transportverhalten aufweist als die fragileren Wattschneckengehäuse, die zudem auch nach dem Tod des Tieres luftgefüllt an der Oberfläche verdriftet werden können, spricht ein gemeinsames Vorkommen beider Arten für ein gemeinsames Vorkommen in dem Lebensraum.

Von den im als Holozän klassifizierten Bereich auftretenden Organismen bewohnen *Philine aperta*, *Corbula gibba*, *Ensis ensis* und *Nucula nucleus* das Subtidal, bzw. den Schelfbereich. Bei den Vorkommen im Intertidal handelt es sich vermutlich um Verschleppungen durch Sturmflutereignisse oder Prädation. Die Vorkommen der Bivalven unterstützen die Zuordnung der Sedimentfazies durch die Korngrößenanalyse (Abb. 5.3.3.1).

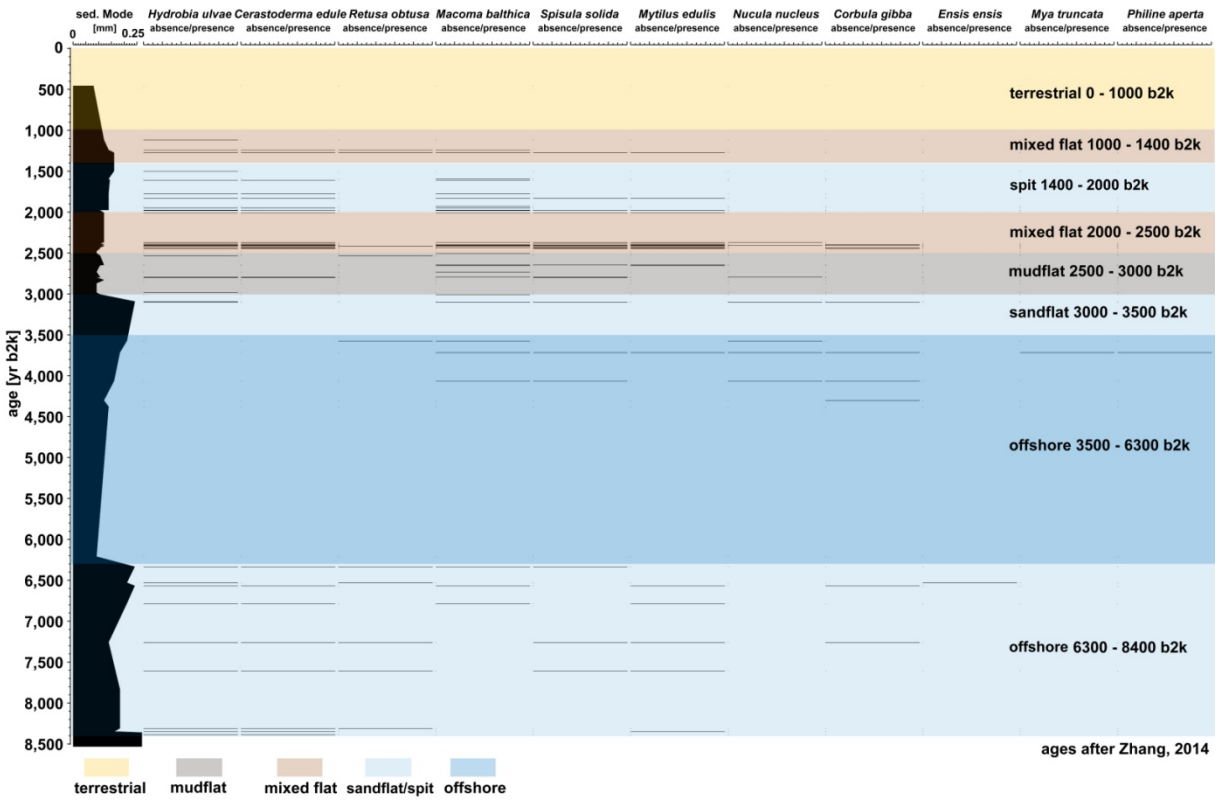


Abb. 5.3.3.1: aus dem Sedimentmodus, den Kernfotos und den bevorzugten Lebensbedingungen der Mollusken abgeleitetes Faziesmodell, dargestellt gegen das Alter

Das Faziesmodell (Abb. 5.3.3.1) der holozänen Sedimente bis 19,82 m steht in guter Übereinstimmung mit der Klassifizierung, die von ZHANG *et al.* [2014] im Rahmen der OSL- und Radiokarbondatierung vorgenommen wurde (Abb. 5.3.3.2). Abweichungen ergeben sich durch die Betrachtung der Organismenvergesellschaftung.

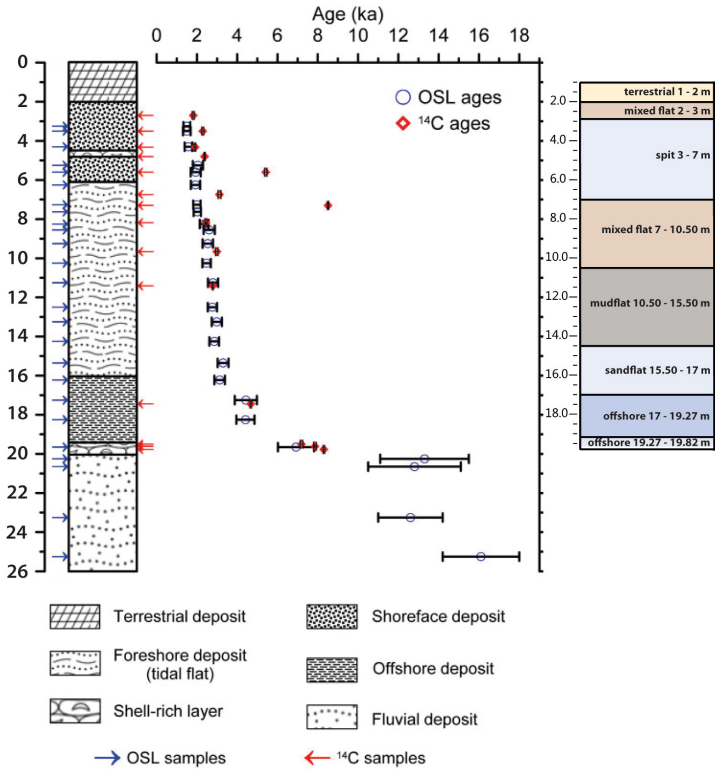


Abb. 5.3.3.2: Lithologie und Chronologie des Kerns Garding-2 mit Faziesmodell nach ZHANG *et al*. [2014], sowie aus Mollusken- und Sedimentdaten abgeleitet

Zusammen mit dem Altersmodell nach den Datierungen von ZHANG *et al*. [2014] ergibt sich aus dem Faziesmodell eine relative Meeresspiegelkurve (Abb. 5.3.3, vgl. Abb. 3.3.9.1).

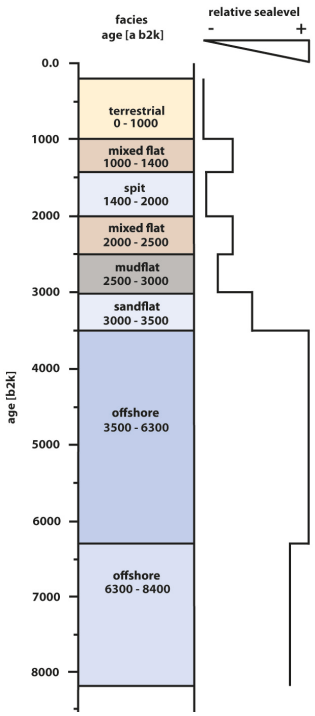


Abb. 5.3.3.3: relative Meeresspiegelkurve gegen das Alter, abgeleitet aus dem Faziesmodell (Abb. 5.3.3.2)

5.3.4 Weitere Biogenkomponenten

Die relative Häufigkeit der Pflanzenreste zeigt eine gute Übereinstimmung mit den Faziesgrenzen des Faziesmodells (Abb. 5.3.4.1). In den küstennahen Wattbereichen ist die Häufigkeit höher als im Schelfbereich. In den terrestrischen Sedimenten, die jünger als etwa 1000 Jahre sind, sind die Pflanzenreste vermutlich durch den dort herrschenden höheren Sauerstoffgehalt abgebaut worden.

Die Gastropoden und Fragmente davon, hauptsächlich der Art *Hydrobia ulvae*, zeigen ein ähnliches Verteilungsmuster. Die ästuarine Schlammschnecke findet sich hauptsächlich oberhalb des mittleren Wasserstands [TAIT & DIPPER, 1998].

Die glaukonitisierten Kotpillen (Abb. 5.3.4.1) sind vermehrt im jüngeren, hangenden Kernabschnitt zu finden. Hier scheint ein geschützteres Habitat vorgelegen zu haben, welches den Urhebern der Kotpillen (z.B. *Heteromastus filiformis*, Kotpillenwurm) günstigere Lebensbedingungen bot.

Der Seeigel *Echinocardium cordatum* (Herzigel, Sea Potato) bevorzugt als Substrat schlickigen Sand bis Sand [TAIT & DIPPER, 1998], da er das Sediment zur Nahrungsgewinnung aufnimmt. Er hat dort sein häufigstes Auftreten, wo der Feingehalt des Sediments hoch ist und zwar ebenfalls, wie die Kotpillen, im oberen, vermutlich unter geschützteren Bedingungen abgelagerten Kernbereich (Abb. 5.3.4.1).
Balaniden bewohnen flachmarine Hartgründe [TAIT & DIPPER, 1998], sowie sekundäre Hartgründe, z.B. Bivalven. Sie treten im Kern Garding-2 hauptsächlich in der Sandwattfazies auf (Abb. 5.3.4.1).

Schlangensterne *Amphiura filiformis* (O.F. Müller, 1776) (Schlangenstern, Brittle Star) bevorzugen als Lebensraum das Subtidal [BUCHANAN, 1963], sowie schlickigen Sand [TAIT & DIPPER, 1998]. Sie haben ihre höchste Häufigkeit im Schlickwattbereich (Abb. 5.3.4.1). Die hier beobachteten einzelnen Ossikel unterliegen jedoch nach dem Zerfall der Organismen vermutlich auch Transportvorgängen, da Schlangensterne in den oberen Sedimentschichten leben, die sehr leicht durch erhöhte Wellenenergie und Bioturbation aufgearbeitet werden können.

Ostrakoden treten vermehrt in gestressten Habitaten (brackische Lagunen und Ästuare, sowie hypersaline Lagunen und Schlickwatt mit geringem Sauerstoffgehalt) auf. Der Artbestand erreicht dort eine geringe Diversität, jedoch hohe Abundanzen [ARMSTRONG &

BRASIER, 2005]. Auch im Kern Garding-2 erreichen die Ostrakoden ihren höchsten prozentualen Anteil im Schlickwatt. Hier herrschen extreme Bedingungen durch Sauerstoffmangel und schwankende Salinität (Abb. 5.3.4.1).

Pyritframboide entstehen ebenfalls hauptsächlich in sauerstoffarmen Schlickwattsedimenten, da sulfatreduzierende Bakterien hier ein erhöhtes Vorkommen erreichen. Die dunkle Farbe wird durch das reduzierende Milieu durch den insgesamt hohen Organikgehalt und die Organik selbst erzeugt. Hier wird SO_4^{2-} bakteriell, besonders durch *Desulfovibrio sulfuricans* zu H_2S und S^{2-} abgebaut. In den obersten Dezimetern wird Eisenmonosulfid (FeS), darunter Pyrit (FeS_2) ausgefällt, welches die dunkle Färbung hervorruft [REINECK, 1984]. Pyritframboide sind im Kern Garding-2 im Schlickwattbereich besonders häufig (Abb. 5.3.4.1).

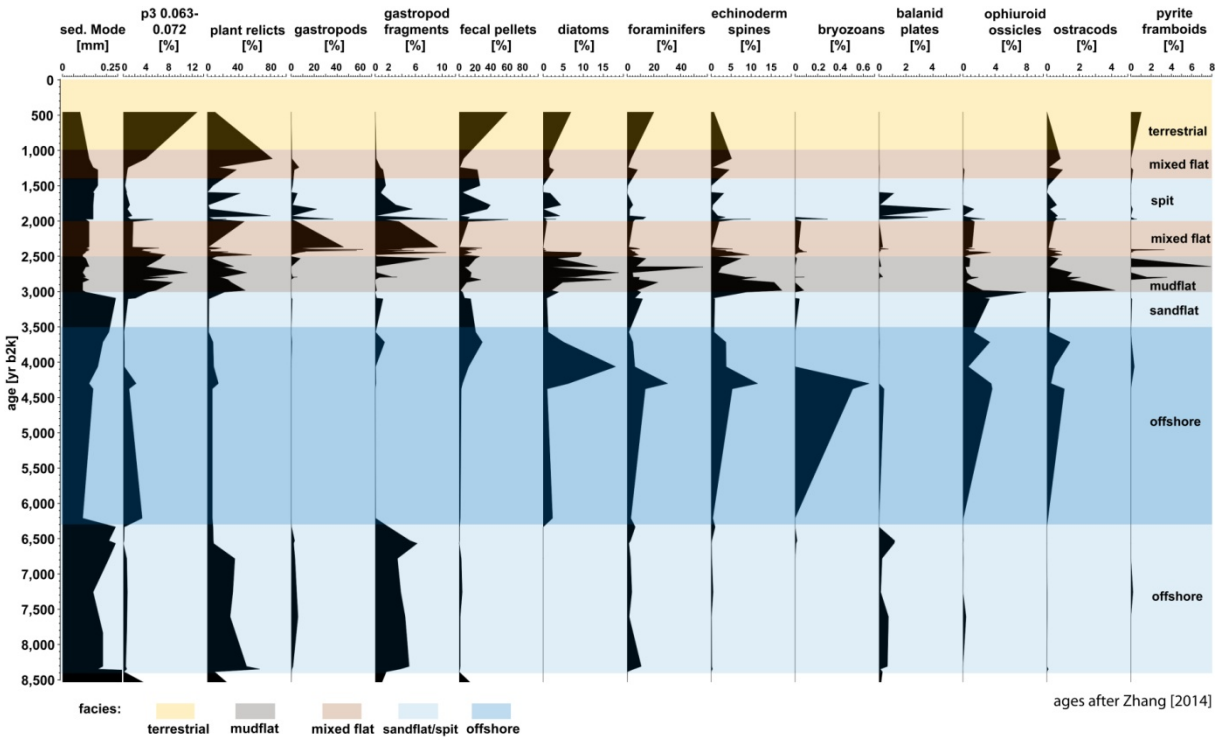


Abb. 5.3.4.1: biogene Makroreste; unterlegt mit Faziesmodell gegen das Alter

Das aus den Molluskendaten und der Sedimentkorngröße abgeleitete Faziesmodell zeigt sich in guter Übereinstimmung mit den Vorkommen und Lebensweisen der restlichen Biogenkomponenten, bzw. dem Auftreten von Pyritframboiden und erscheint vor diesem Hintergrund plausibel.

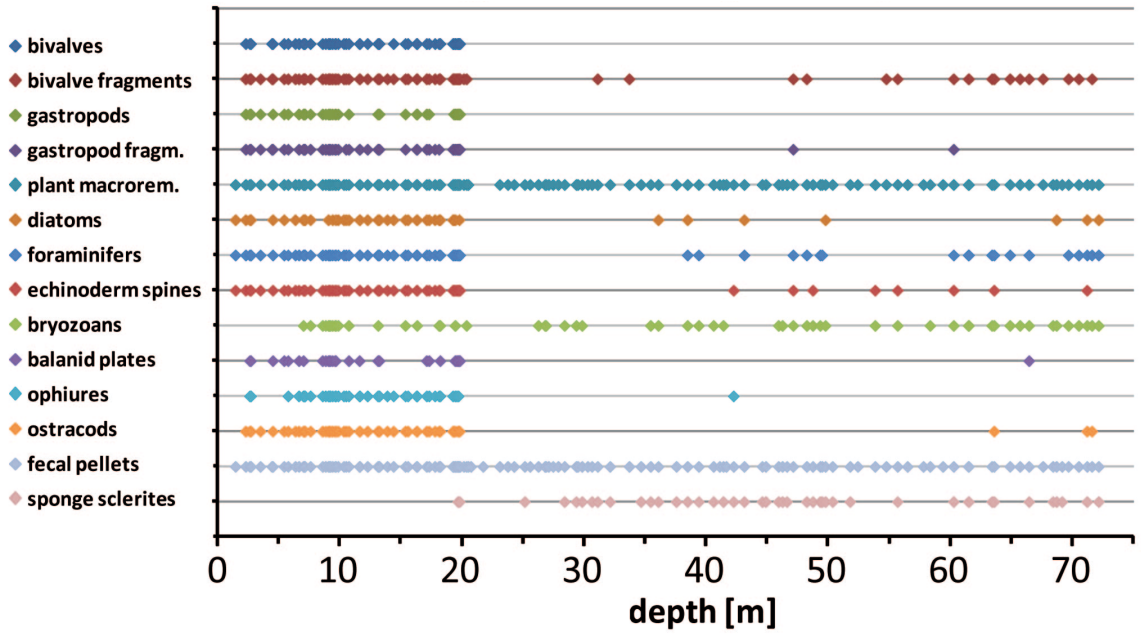


Abb. 5.3.4.2: Anwesenheitsdiagramm der Biogenkomponenten (Bivalven und -bruchstücke, Gastropoden und -bruchstücke, Pflanzenreste, Diatomeen, Foraminiferen, Seeigelstacheln, Bryozoen, Balanidenplatten, Schlangensternossikel, Ostrakoden, Kotpillen, Schwammnadeln) bis 72 m

Die Biogenkomponenten wurden bis 72 m Tiefe ausgezählt. Das Anwesenheitsdiagramm (Abb. 5.3.4.2) zeigt unterhalb von 20 m eine abweichende Zusammensetzung. Die meisten Organismen zeigen starken Rückgang, lediglich Pflanzenreste, Kotpillen und Bryozoen sind fast durchgängig vorhanden. Neu hinzu kommen Schwammnadeln. Auch die weiterhin vorhandenen Organismengruppen zeigen vom holozänen Kernabschnitt abweichende Arten, zum Teil sind sie leicht als tertiäre Arten erkennbar. Bei den Foraminiferen treten Arten aus anderen Habitaten, wie z.B. *Pyrgo* sp., *Crithionina pisum*, cf. *Lenticulina atlantica* oder *Psammosphaera fusca* auf, die wahrscheinlich umgelagert wurden. Die Komponenten treten zudem in wesentlich geringeren Häufigkeiten auf. Es handelt sich hierbei sehr wahrscheinlich um verschlepptes Material aus aufgearbeiteten marinen eem-, holstein- und tertiärzeitlichen Sedimenten.

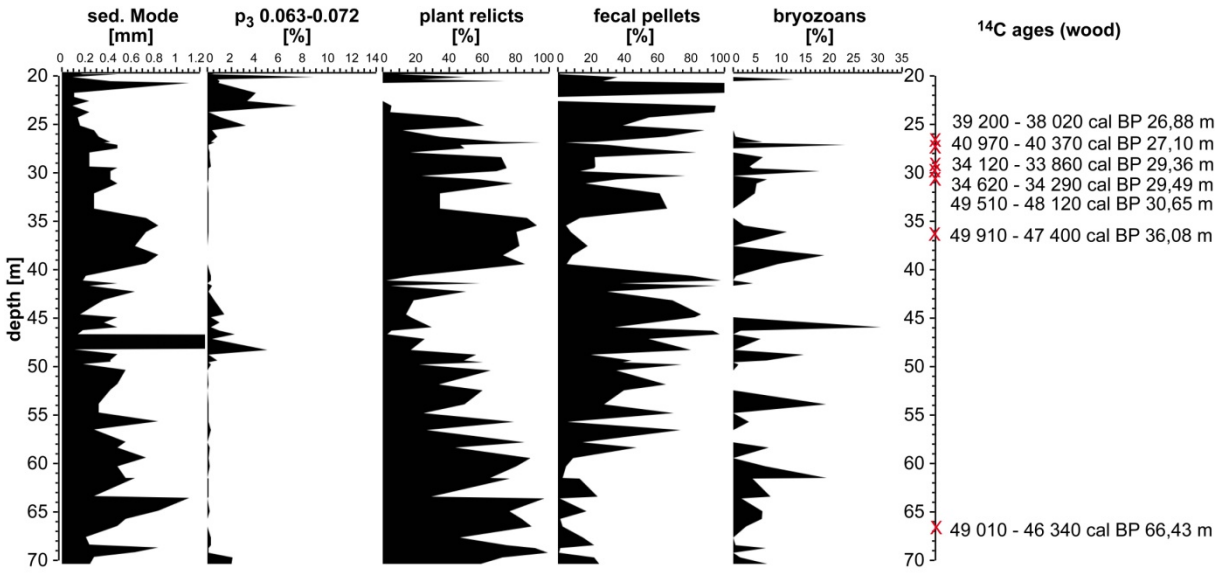


Abb. 5.3.4.3: Sedimentmodus, Feinanteil, sowie relative Häufigkeiten von Pflanzenresten, Kotpillen und Bryozoen von 20 bis 75 m Tiefe, sowie ^{14}C-Datierungen an Pflanzenresten (1 σ)

Quantitativ wird die Verteilung unterhalb von 20 m von Pflanzenresten und Kotpillen dominiert (Abb. 5.3.4.3). Beide Komponenten erscheinen einander gegenläufig und mehr oder weniger abhängig vom Sedimentmodus. Dieser zeigt grob zwei Zyklen sinkender Korngröße von 72 bis etwa 40 und von 40 bis 20 m. Bei höherer Korngröße treten Pflanzenreste prozentual häufiger auf, bei geringerer Korngröße Kotpillen. Dies kann einem Sortierungs- und Mischeffekt zweier Sedimentquellen geschuldet sein.

5.3.5 Mineralische Fraktion

Die mineralische Zusammensetzung der holozänen Sedimente (ca. 1 – 20 m) ändert sich, ebenso wie die vorhandenen Organismen, mit der Fazies (Abb. 5.3.5.1). Den Hauptanteil bildet in jeder Tiefe die Quarzfraktion. Die Mineralaggregate, zusammengeheftete Siltkörner, bestehen ebenfalls zum Großteil aus Quarz. Sie sollten in den Wattbereichen häufiger auftreten, da hier das Sediment durch Biofilme oder den Schleim der Wattschnecken verklebt ist. Dieser Zusammenhang lässt sich nur schwach erkennen. Die hellen und dunklen Glimmer treten in den küstennahen Wattbereichen häufiger auf als im Offshorebereich (der unterste, als Sandwatt gekennzeichnete Bereich ist vermutlich ebenfalls dem Offshorebereich zuzurechnen). Ein Grund hierfür ist der Eintrag vom Land, sowie das niedrigere energetische Milieu, in dem die empfindlichen Plättchen erhalten bleiben. Zudem werden sie bei höherer Strömungsgeschwindigkeit leicht ausgewaschen und abtransportiert.

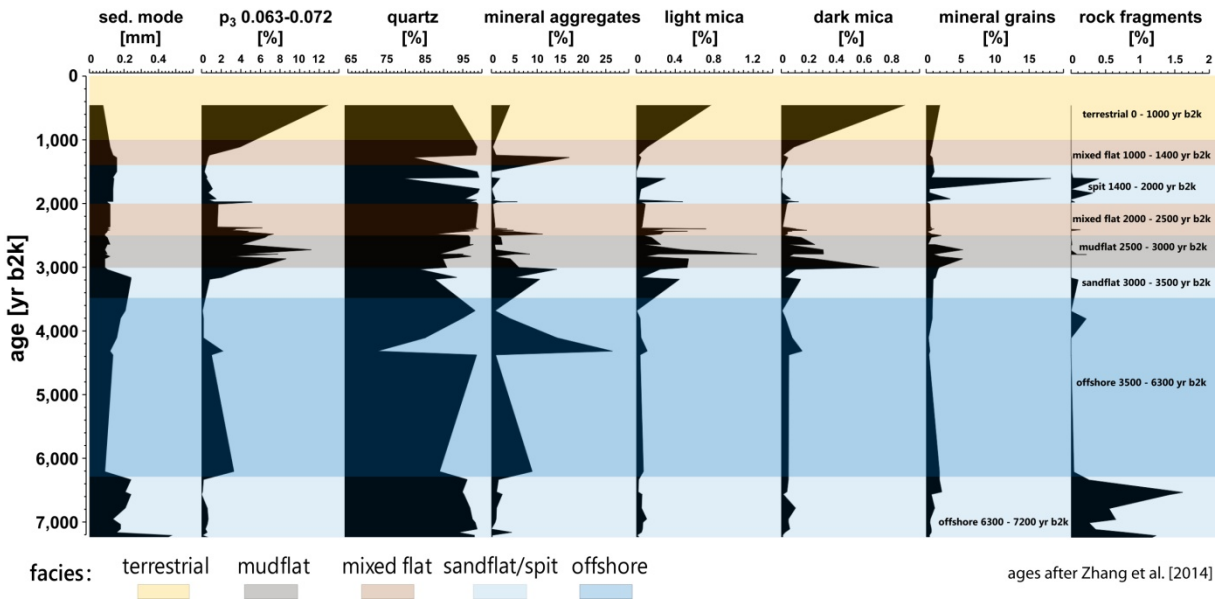


Abb. 5.3.5.1: Darstellung der prozentualen Anteile mineralischer Bestandteile Quarz, Mineralaggregate, Hell- und Dunkelglimmer Mineralkörner und Gesteinsfragmente bis 7200 yr b2k, sowie der Sedimentmodus (sed. mode) und der prozentuale Volumenanteil der feinsten Korngrößenklasse (p_3 0.063-0.072), sowie hinterlegtem Sedimentfaziesmodell



Abb. 5.3.5.2: Gipsaggregate, 11,64 m

Die Mineralkörner haben erhöhte Häufigkeiten im oberen Sandwattbereich, sowie im Schlickwatt. Bei den erhöhten Mineralkorngehalten in 13,14 m (≈ 2800 a b2k/800 BC) und 14,40 m Tiefe (≈ 2900 a b2k/900 BC) im Schlickwattbereich handelt es sich um Gipskristalle, die eine sandrosenartige Form angenommen haben (Abb. 5.3.5.2). In der Evaporitabfolge

aus Meerwasser fallen aufgrund der geringeren Löslichkeit zunächst die Karbonate aus (Aragonit, Kalzit, Dolomit), gefolgt von Gips und Halbhydrat. Karbonatfällung aus der Wassersäule tritt hauptsächlich in übersättigten tropischen Flachmeeren in Form von Ooidbildung auf. Im Flachwasserbereich gemäßigter Klimate werden die Karbonate biochemisch durch kalkbildende Organismen gefällt, die das Material zum Schalenaufbau nutzen. Diese biogenen Kalke können auch als Kristallisationskeime für die chemische $CaCO_3$-Abscheidung wirken, die von diagenetischen Vorgängen nur schwer abzugrenzen ist. Die Abscheidung von Gips aus Meerwasser normaler Salinität beginnt erst, wenn rund 70 % des Wassers verdunstet sind, gefolgt von Halit ab 89 % Verdunstung und den leicht löslichen Kalisalzen (Kainit, Carnallit, Sylvin u.a.), die im Kern Garding-2 nicht beobachtet wurden [OKRUSCH & MATTHES 2010].

Das schwächere lokale Maximum (3 %) der Mineralkörner in 6,36 m Tiefe (≈ 1930 a b2k/AD 70) wird nicht so deutlich von Anstiegen der Glimmer und der Gesteinsbruchstücke begleitet. Es handelt sich bei den Mineralkörnern hauptsächlich um idiomorphe Gipskristalle (Abb. 5.3.5.3). Die Evaporitminerale entstanden im Sedimentkern möglicherweise erst bei der Lagerung. Die Untersuchungen von PROBORUKMI und URBAN [2017] zeigen in diesem Bereich erhöhte $CaCO_3$-Gehalte und Gehalte an löslichen Salzen, so dass Evaporitfällung leichter aufgetreten sein kann, sowohl zu Zeit der Deposition, als auch bei der Kernlagerung. Die Probe 6,36 m stammt aus einem feinkörnigen Abschnitt am Übergang vom Misch- zum gröberen Sandwatt, bzw. Strandwall oder Sandbank im Hangenden. Hier ist das Sediment im oberen Intertidalbereich bei extremem Niedrigwasser, der Abschnürung von Gezeitentümpeln, sowie klimatischen Prozessen (Niederschlagsarmut, hohe Temperaturen) erhöhter Verdunstung ausgesetzt, die zur Evaporitfällung führen kann.

Der Mineralpeak bei 4,52 m Tiefe (≈ 1600 a b2k/AD 400) von etwa 12 % befindet sich im Bereich, der möglicherweise einen Gezeitenkanal bzw. Kolk [PROBORUKMI & URBAN, 2017] darstellt. Die Auszählung der Grobfraktion ergab, dass die Mineralkörner zum Großteil aus grauen Feldspäten bestehen. In diesem Bereich sind die prozentualen Anteile von Hellglimmer und Gesteinsbruchstücken ebenfalls erhöht, was für einen Priel als Ablagerungsmilieu spricht, in dem sich diese Partikel anreichern können.



Abb. 5.3.5.3: Gipskristalle, 6,36 m

Die Gesteinsbruchstücke erreichen lediglich im unteren Bereich mit Sandwattcharakteristik nennenswerte Häufigkeiten bis 1,5 %. Verglichen mit den Werten die sie im Periglazialbereich der Weichsel- und Saale-Kaltzeit erreichten (Abb. 5.2.2.1, 20 – 72 m Tiefe), die dort zwischen 5 und 35 % der Minerogenfraktion ausmachen, wird jedoch klar, dass die holozänen Vorkommen nur Partikel aus den zuvor abgelagerten Glazialsedimenten sein können, die mit der Zeit im Gezeitenbereich, sowie an Land desintegrierten.

Die mineralische Grobfraktion von 20 bis 72 m Tiefe (Abb. 5.3.5.4) wird, wie der holozäne Abschnitt, durch Quarzkörner dominiert. In 69,66 m sinkt der Quarzgehalt zugunsten der Fraktion der Mineralaggregate, die jedoch ebenfalls größtenteils aus Quarz bestehen. In diesem Bereich kann es sich, wie in den Wattsedimenten, um biogen verursachte Aggregate handeln, in denen Sand- und Siltkörner durch Ausscheidungen von Organismen miteinander verklebt wurden und sich auch bei der Siebung nicht voneinander lösen ließen. Der Kern zeigt in 69,66 m tonige Reste aufgearbeiteter Holstein-, Frühsaale- oder Eemzeitlicher Sedimente, die sich in sumpfiger bzw. mariner Umgebung abgelagert haben. Weitere erhöhte Vorkommen von Mineralaggregaten erscheinen in 47,12 und 27,46 m Tiefe. Sie stammen vermutlich ebenfalls aus umgelagerten Sedimenten.

Der gegenüber dem holozänen Kernabschnitt (Abb. 5.3.5.1) erhöhte Anteil an Gesteinsfragmenten unterstreicht die glaziale Natur dieser Sedimente. Sie erreichen relative Häufigkeiten von bis zu etwa 17 % zwischen 30 und 50 m. In den dem Saaleglazial

zugeschriebenen Sedimenten in 71 und 72 m erreicht die Abundanz 24 und 30 %. Möglicherweise spiegelt sich oberhalb hiervon das Vorrücken, bzw. Zurückweichen der Spätweichselzeitlichen Gletscherfront wider, was sich ebenso in der maximalen Korngröße (Abb. 5.3.5.4) zwischen 71 und 20 m zeigt.

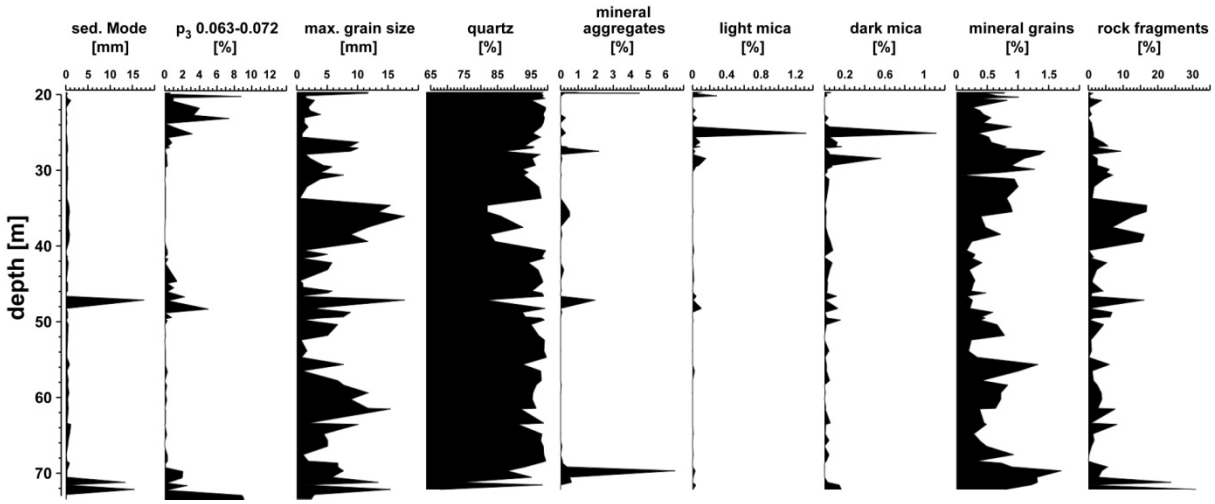


Abb. 5.3.5.4: Darstellung der prozentualen Anteile mineralischer Bestandteile Quarz, Mineralaggregate, Hell- und Dunkelglimmer, Mineralkörner und Gesteinsfragmente von 20 – 72 m, sowie der Sedimentmodus (sed. mode), der prozentuale Volumenanteil der feinsten Korngrößenklasse (p_3 0.063-0.072), sowie der maximalen Korngröße (max grain size)

5.3.6 Fazit

Die Grobfraktionsanalyse erlaubte letztendlich, basierend auf Bivalvendaten zusammen mit Korngrößendaten aus der Camsizer®analyse, das Erstellen eines Faziesmodells. Dieses Modell ist zwischen 19,84 und 1,46 m im randmarinen Bereich angesiedelt und umfasst die Faziestypen oberer Schelf, Sandwatt, Mischwatt, Schlickwatt und terrestrisch. Übertragen auf die restlichen Biogenkomponentenvorkommen, sowie die Häufigkeiten der minerogenen Fraktionen, erscheint dieses Modell durchaus plausibel. Die Daten im Abschnitt 19,84 bis 72 m deuten stark auf einen glazialen Ursprung dieser Sedimente hin (mit umgelagerten warmzeitlichen Anteilen) und bestätigen diesen bereits mittels Camsizer®-Partikelanalyse (Kap. 3) gewonnenen, sowie den anhand der Hauptkomponentenanalyse mit Vergleichsproben (Kap. 4) erhärteten Eindruck.

6 Foraminiferen

6.1 Material und Methoden

Aus den für die Grobfraktionsanalyse aufbereiteten Proben wurden im Abschnitt bis 19,84 m die darin enthaltenen Foraminiferen ausgelesen, bestimmt und nach Fraktionen getrennt gezählt. Behilflich bei der Bestimmung waren Prof. G. Schmiedl, sowie Dr. Yvonne Milker, Arbeitsgruppe Mikropaläontologie Universität Hamburg. Da die übrigen Fraktionen nicht durchgehend genügend Foraminiferen enthielten, wurden für die weiteren Analysen nur die in der Fraktion 0,5 - 0,25 mm enthaltenen herangezogen.

Im Rahmen der Grobfraktionsanalyse wurden bis 198 m Pilotproben zur Verbesserung der Identifikation der Komponenten und der Erlangung eines groben Überblicks über den Kern ausgelesen.

6.2 Ergebnisse

In den Proben 53 GA 2 von 1,46 - 19,84 m wurden die folgenden Arten identifiziert, bzw. ausgezählt (Tafel 6.2.1):

Elphidium williamsoni (Haynes 1973)

Haynesina germanica (Ehrenberg, 1840)

Elphidium excavatum (Terquem, 1875)

Ammonia beccarii (Linné, 1758)

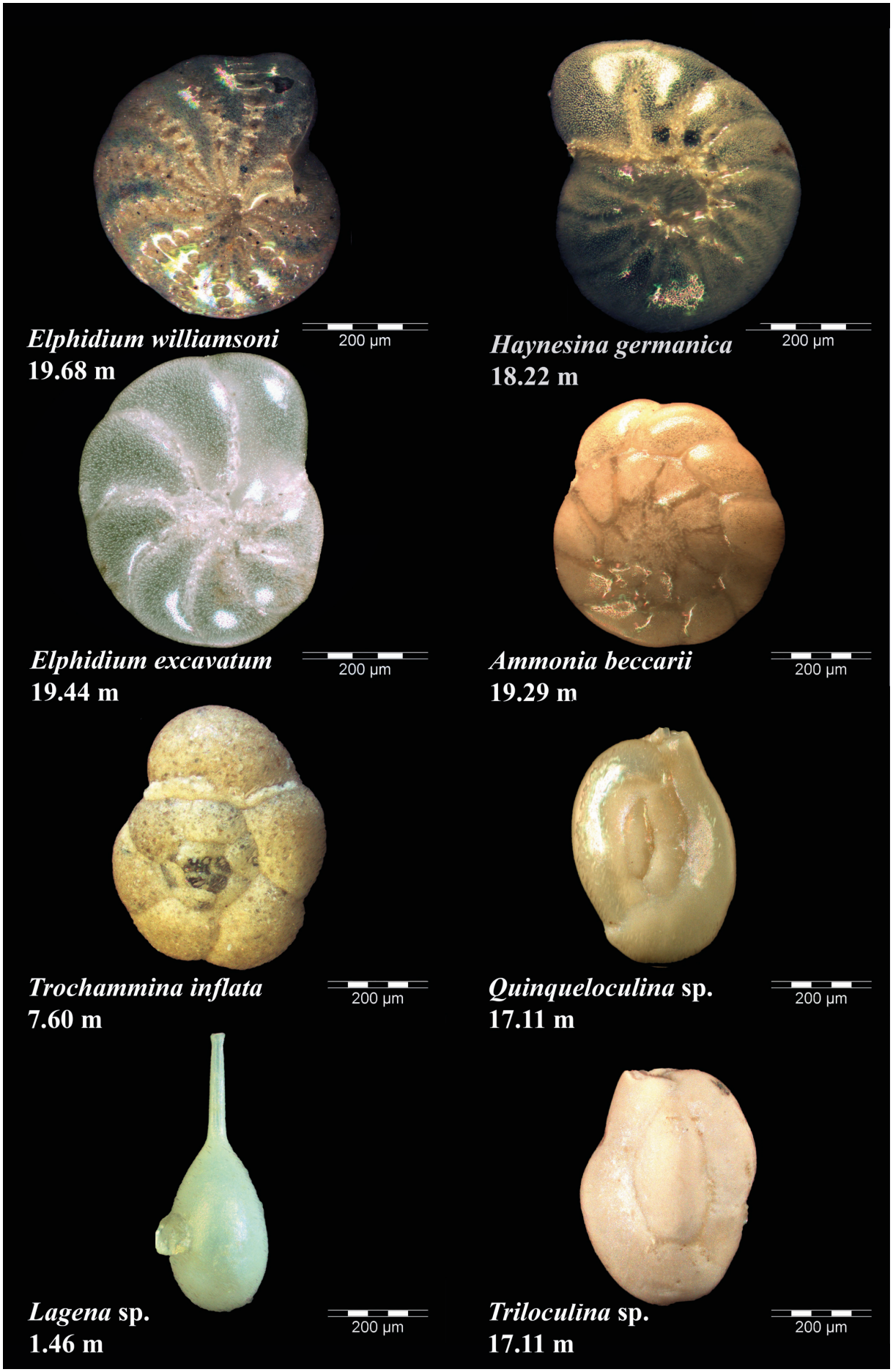
Trochammina inflata (Montagu, 1808)

Triloculina sp. (d'Orbigny, 1826)

Quinqueloculina sp. (d'Orbigny, 1826)

Bolivina sp. (d'Orbigny, 1839)

Lagena sp. (Walker & Boys, 1798)


Elphidium williamsoni
19.68 m
200 µm
Haynesina germanica
18.22 m
200 µm
Elphidium excavatum
19.44 m
200 µm
Ammonia beccarii
19.29 m
200 µm
Trochammina inflata
7.60 m
200 µm
Quinqueloculina sp.
17.11 m
200 µm
Lagena sp.
1.46 m
200 µm
Triloculina sp.
17.11 m
200 µm

Tafel 6.2.1: Im holozänen Kernabschnitt ausgezählte Foraminiferen: a) *Elphidium williamsoni*, 19,68 m, b) *Haynesina germanica*, 18,22 m, c) *Elphidium excavatum*, 19,44 m, d) *Ammonia beccarii*, 19,29 m, e) *Trochammina inflata*, 7,60 m, f) *Quinqueloculina* sp., 17,11 m, g) *Lagena* sp., 1,46 m, h) *Triloculina* sp. 17,11 m

Das Auslesen der Pilotproben zeigte zwischen 70 und 80 m Tiefe Vorkommen von Foraminiferen, die zum Teil aufgearbeitete tertiäre Formen darstellen, aber auch teilweise rezente Formen, zum Beispiel *Psammosphaera fusca* (Schulze, 1875), in 77 m, die *in situ* eingebettet schienen (Abb. 6.2.1).

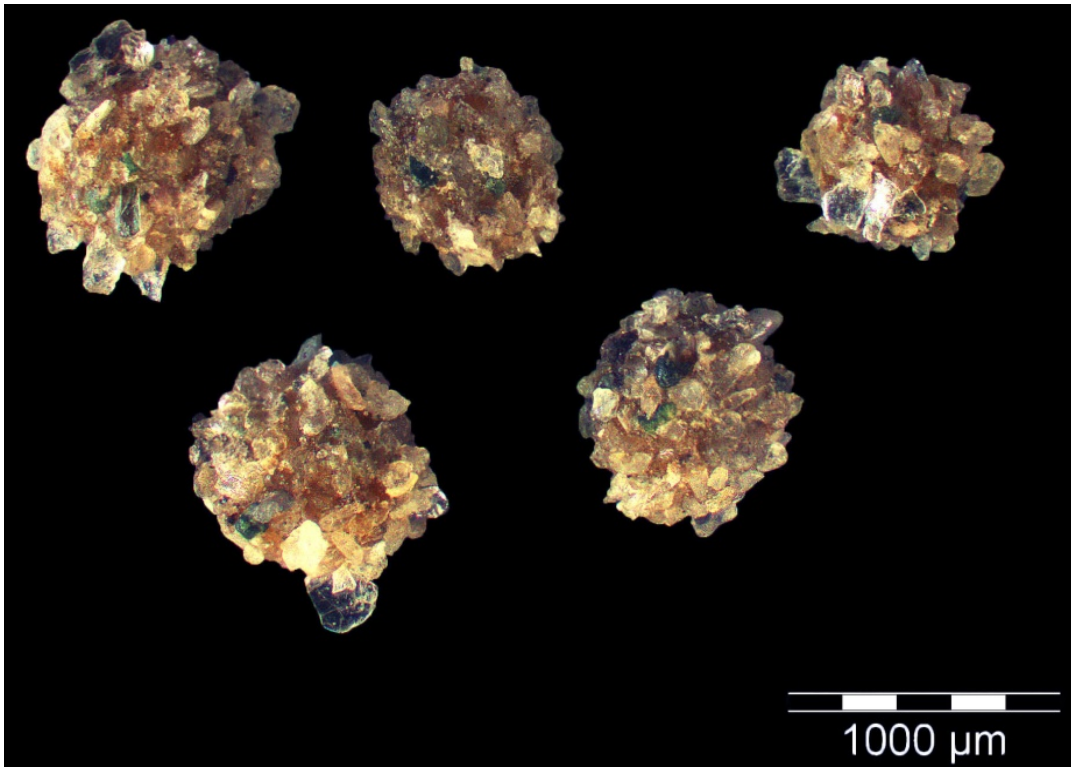


Abb. 6.2.1: Agglutinierte Foraminifere *Psammosphaera fusca*, 77m

6.2.1 Abundanzen

Es ergeben sich die in Abb. 6.2.1.1 dargestellten Abundanzen der einzelnen Taxa in Abhängigkeit von der Tiefe, bzw. dem Alter (Abb. 6.2.1.1 und 6.2.1.2).

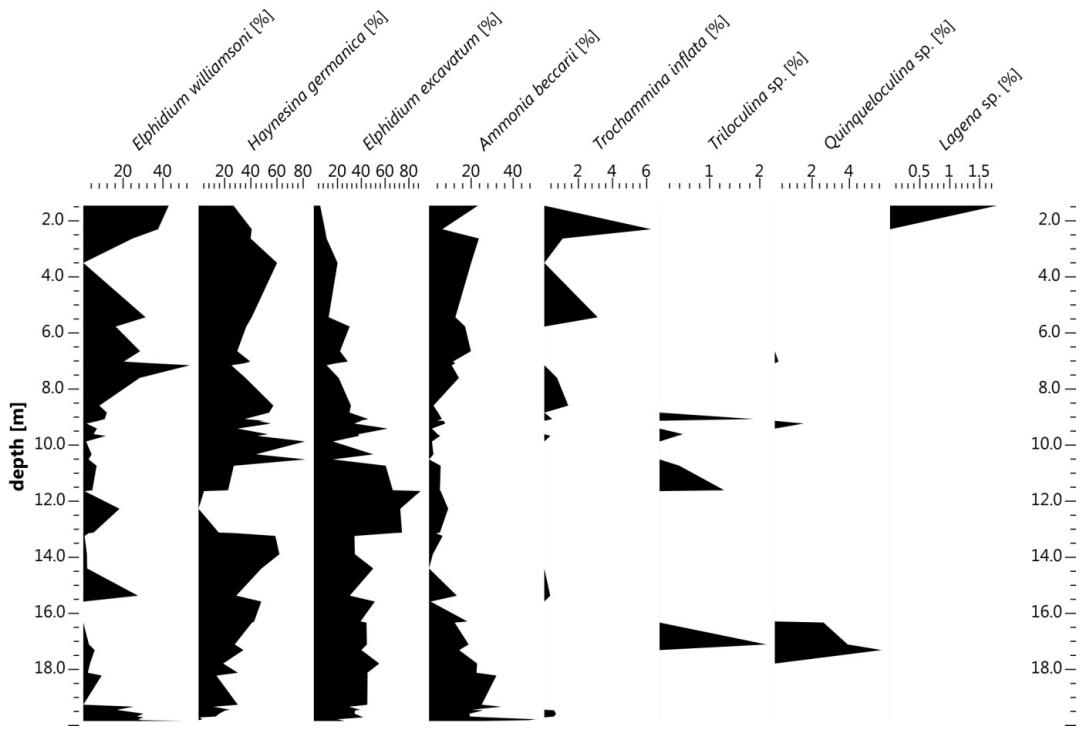


Abb. 6.2.1.1: Abundanzen der Foraminiferen-Arten *Elphidium williamsoni*, *Ammonia beccarii*, *Quinqueloculina* sp., *Haynesina germanica*, *Trochammina inflata*, *Bolivina* sp., *Elphidium excavatum*, *Triloculina* sp., *Lagena* sp. gegen die Tiefe aufgetragen

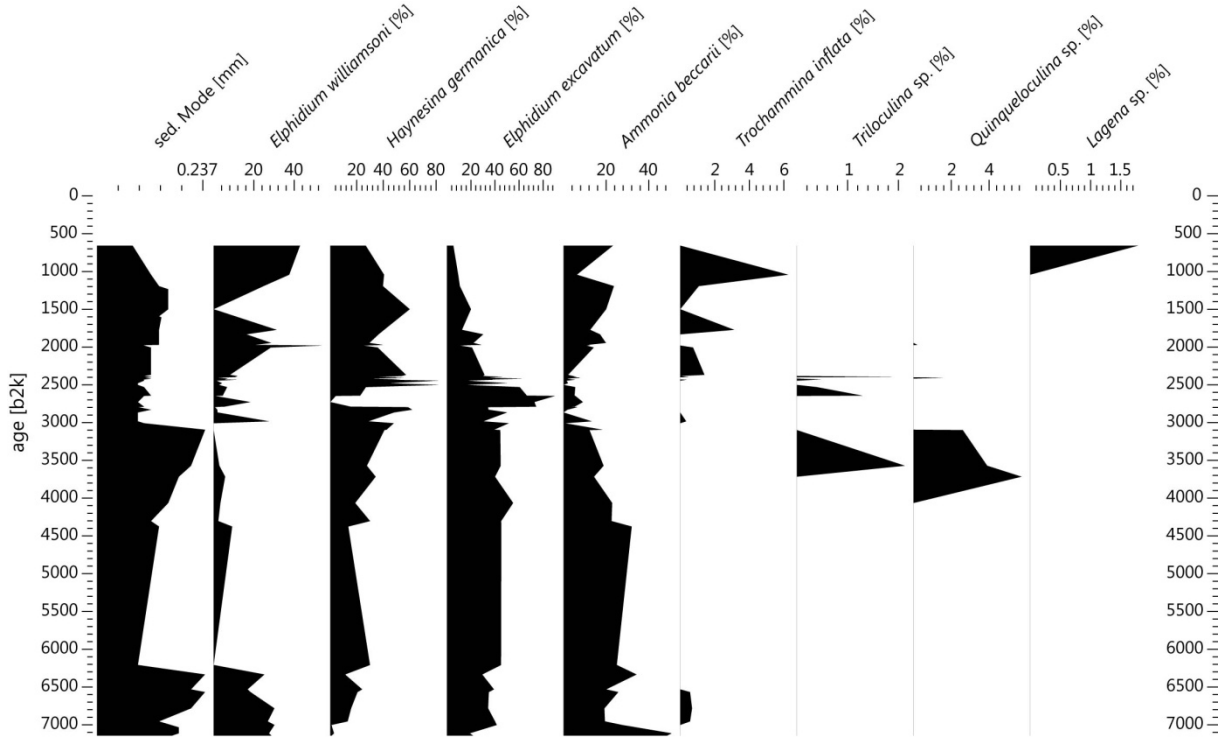


Abb. 6.2.1.2: Abundanzen der Foraminiferen-Arten *Elphidium williamsoni*, *Ammonia beccarii*, *Quinqueloculina* sp., *Haynesina germanica*, *Trochammina inflata*, *Bolivina* sp., *Elphidium excavatum*, *Triloculina* sp., *Lagena* sp., sowie der Sedimentmodus gegen das Alter aufgetragen; Altersmodell nach ZHANG *et al*. [2014]

6.2.2 Hauptkomponentenanalyse

Aus der Datenmatrix wurden 5 Hauptkomponenten extrahiert, von denen die ersten beiden 70 % der Gesamtvarianz des Datensatzes erklären. Ebenso sind ihre Eigenwerte > 1 (Kaiser-Guttman criterion) (Tab. 6.2.2.1). Das Broken-Stick-criterion (unter einem zufälligen Modell erwartete Eigenwerte) erklärt Komponenten als irrelevant, die unterhalb der roten Linie liegen [JACKSON, 1993], bzw. nicht das 95%-Konfidenzintervall der Eigenwerte schneiden (Abb. 6.2.2.1). Beide Bedingungen sind hier nicht eindeutig erfüllt, deshalb wurde bei der weiteren Betrachtung nur das Kaiser-Guttman-criterion angewandt und die ersten zwei Komponenten betrachtet, deren Eigenwerte größer als 1 sind (Tab. 6.2.2.1). Möglicherweise sind die übrigen Komponenten ebenfalls relevant, kann allerdings bei der Hauptkomponentenanalyse immer auch der Fall sein, dass nicht jeder Komponente eine übergeordnete identifizierbare Variable zugrunde liegt. Eventuell sind auch die Komponenten 1 und 2 nicht relevant, es lässt sich mit ihnen jedoch ein mit den Beobachtungen anderer Untersuchungen (Mollusken, Korngrößen) übereinstimmendes Modell erstellen.

Tab. 6.2.2.1: Zusammenfassung der Hauptkomponentenanalyse der Foraminiferendaten. Angegeben sind die Eigenwerte der Komponenten, die erklärte Varianz in Prozent, die kumulative erklärte Varianz und die durch Bootstrapping ermittelten 95-%-Konfidenzintervalle der Eigenwerte (Bootstrap n = 1.000.000).

PC	Eigenvalue	% variance	cum. variance [%]	Eig 2.5%	Eig 97.5%
1	**2.01207**	**40.241**	40.241	22.814	57.657
2	**1.47783**	**29.557**	69.798	20.641	50.974
3	0.776899	15.538	85.336	1.5619	18.689
4	0.417419	8.3484	93.6844	3.7503	13.264
5	0.315783	6.3157	100.0001	0.014418	17.881

Tab. 6.2.2.2: Koeffizientenmatrix für die Komponenten 1 und 2 der untersuchten Taxa

	PC 1	PC 2
Elphidium williamsoni	**0.61427**	0.12924
Haynesina germanica	**-0.40164**	**0.54303**
Elphidium excavatum	-0.36608	**-0.51209**
Ammonia beccarii	**0.5248**	-0.33594
Trochammina inflata	0.22787	**0.55975**

Tab. 6.2.2.3: Korrelationsmatrix für die Komponenten 1 und 2 der untersuchten Taxa

	PC 1	**PC 2**
Elphidium williamsoni	**0.87133**	0.15712
Haynesina germanica	-0.56972	**0.66014**
Elphidium excavatum	-0.51927	-0.62253
Ammonia beccarii	**0.74442**	-0.40839
Trochammina inflata	0.32322	**0.68047**

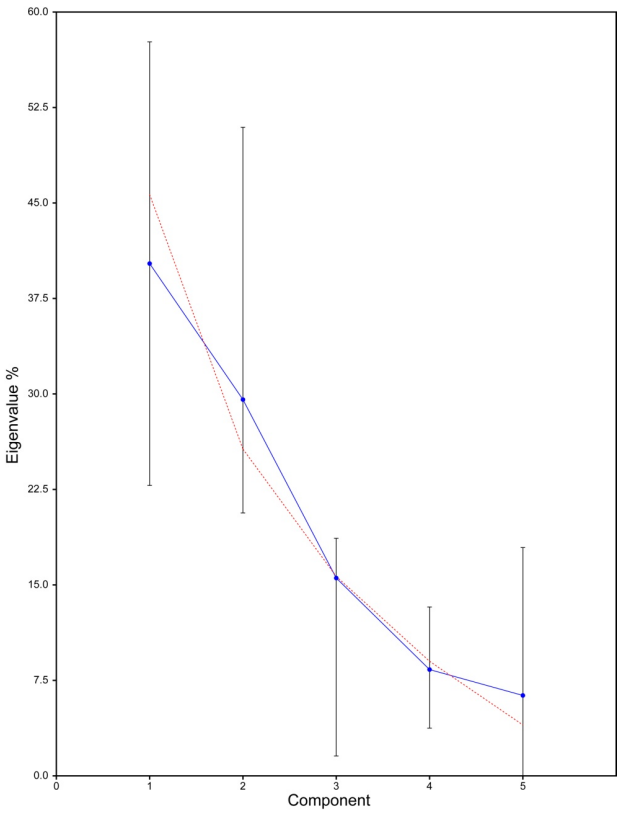


Abb. 6.2.2.1: Scree-Plot der Eigenwerte der 5 extrahierten Hauptkomponenten der Foraminiferendaten mit durch Bootstrapping (n = 1.000.000) ermittelten 95-%-Konfidenzintervallen (als Balken dargestellt) und Broken-stick-Kriterium (erwartete Eigenwerte unter zufälligem Modell, darunterliegende Eigenwerte repräsentieren nichtsignifikante Komponenten [JACKSON, 1993])

In Tabelle 6.2.2.1 sind die fünf extrahierten Hauptkomponenten aufgeführt. Die Hauptkomponenten 1 und 2 erklären zusammen rund 70% der Varianz des Datensatzes und werden daher näher betrachtet (fett gedruckt). Tab 6.2.2.2 sind die Faktorladungen der fünf Taxa zu entnehmen und Tabelle 6.2.2.3 die Korrelationen der Taxa mit den Hauptkomponenten.

6.3 Diskussion

6.3.1 Ökologie der Taxa

Es wurden die folgenden Taxa in der Fraktion 0,5 – 0,25 mm bis 19,84 m untersucht. Die Art *Elphidium williamsoni* (Haynes 1973) ist eine wichtige intertidale Spezies temperater Klimate, welche häufig die in den unteren Marschabschnitten lebenden Populationen (low-marsh-living populations) dominiert. Da sich die Gehäuse dieser Art nach dem Absterben schnell bei niedrigem pH-Wert auflösen, bleiben sie fossil nur selten erhalten [SCOTT *et al*., 2001].

Haynesina germanica (Ehrenberg, 1840) stellt eine überaus tolerante Art der temperaten mittleren Breiten dar. Die euryhaline Art bevorzugt Flachwasser, schlammige und pflanzenreiche Habitate der Salzmarschen und intertidale Bereiche mit Salinitäten von 1-30 ‰ [CALVO-MARCILESE & LANGER, 2010].

Die Art *Elphidium excavatum* (Terquem, 1875) bewohnt Wattflächen und Gezeitenkanäle [ARMYNOT DU CHÂTELET *et al.*, 2009b], sowie hohe, geschützte Watten ohne brackischen Einfluss [UFFENORDE, 1982].

Ammonia beccarii (Linné, 1758) lebt während Frühling und Sommer epiphytisch auf den Rotalgen *Corallina officinalis*, bzw. *Gigartina acicularis,* kann aber ebenso epi- oder endopelitisch auf und in gröberem Sandsubstrat leben [DEBENAY *et al.*, 1998]. Die Art bevorzugt mittel- bis starkenergetische Habitate und eine Salinität um 30 - 33 ‰ [DEBENAY *et al.*, 1998,] ist ansonsten jedoch euryhalin [GUPTA, 1999].

Die agglutinierende Foraminifere *Trochammina inflata* (MONTAGU, 1808) hat ihr typisches Vorkommen in höheren Marschgebieten [SCOTT *et al.*, 2001]. Ihre Häufigkeit nimmt bei zunehmendem Gehalt an organischem Kohlenstoff (C_{org}) von Algen und Gefäßpflanzen, die ihre Nahrung darstellen, zu [ARMYNOT DU CHÂTELET *et al.*, 2009b].

6.3.2 Lebensweise und Überlieferung

Durch den Abbau organischer Substanz nimmt der Sauerstoffgehalt mit der Tiefe ab, so dass für Foraminiferen nur im oberen Sedimentbereich genügend Sauerstoff zum Überleben vorhanden ist. Einzelne Taxa, die besonders unempfindlich gegenüber Sauerstoffmangel sind, können etwas tiefer ins Sediment vordringen (Abb. 6.3.2.1), was einen gewissen Schutz vor Prädation bietet. Im noch tiefer gelegenen, sauerstofffreien Sedimentbereich ist ein Überleben der Foraminiferen nur möglich, wenn z.B. durch Wohnbauten anderer Organismen Sauerstoff in diese Bereiche gelangen kann [GUPTA, 1999].

Da durch Sedimentation die anoxische Zone sukzessiv nach oben wandert, ist davon auszugehen, dass es sich bei den im Kern Garding-2 ausgezählten Foraminiferen um eine größtenteils autochthone Thanatozönose handelt, also einer Totengemeinschaft von Lebewesen, die zusammen lebten und am Lebensort erhalten sind [ZIEGLER, 1999]. Einige Organismen bzw. deren Überreste werden jedoch auch nach ihrem Tod, z.B. durch bodennahe Strömungen, in den Ablagerungsraum transportiert, bzw. aus ihm entfernt. Ebenso kommt es durch Sturmflutereignisse immer wieder zu großvolumigen Sedimentumlagerungen samt der darin eingebetteten Foraminiferen.

Thanatozönosen (im Gegensatz zu Biozönosen oder gemischte Zusammensetzungen aus toten und lebenden Organismen) haben sich als die verlässlichsten Datensätze erwiesen, wenn es darum geht, Verteilungsmuster von Foraminiferenvorkommen zu bearbeiten [MURRAY, 1982; HORTON, 1997, 1999; EDWARDS, 1998]. Totengemeinschaften sind relativ unbeeinflusst von saisonalen Fluktuationen, die in Lebendgemeinschaften auftreten und Paläoumweltrekonstruktionen erschweren [HORTON, 1997, 1999].

Obwohl die Foraminiferen *Trochammina inflata, Haynesina germanica* und *Elphidium williamsoni* hauptsächlich in Marschgebieten vorkommen, wird davon ausgegangen, dass im Kern Garding-2 keine Marschsedimente überliefert wurden. Die Sedimente zeigen nicht die marschtypische Durchwurzelung, desweiteren werden in Marschablagerungen nur äußerst selten kalkschalige Foraminiferen überliefert [HORTON, 1997], die in den Sedimenten des Kerns Garding-2 jedoch in jeder untersuchten Probe zu finden sind.

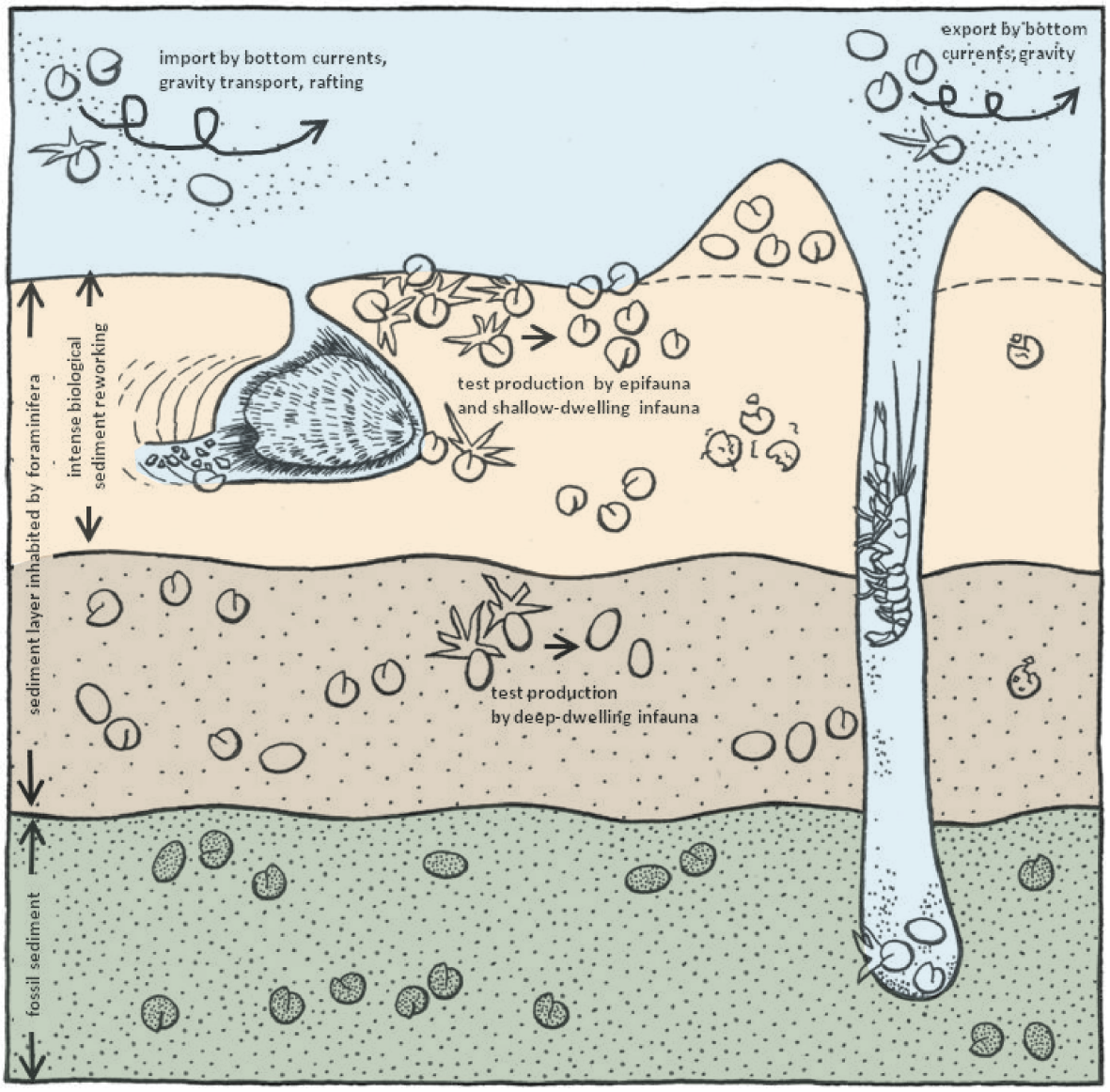


Abb. 6.3.2.1: Mikrohabitate benthischer Foraminiferen in einer marinen benthischen Umgebung, verändert nach JORISSEN [1999]

6.3.3 Abundanzen

In Abb. 6.3.3.1 sind die Abundanzen der Foraminiferen gegen das Alter aufgetragen. Zusätzlich wurde der Sedimentmodus und der volumenprozentuale Anteil der feinsten mit dem Camsizer gemessenen Korngrößenfraktion (p_3 0.063 - 0.072 mm) eingefügt, der Pflanzenrestanteil (relativ zur Biogenfraktion), sowie die aus der Grobfraktion abgeleitete Sedimentfazies.

Die Abundanzen der Taxa korrelieren mit den ermittelten Fazies. Besonders die relative Häufigkeit von *Ammonia beccarii* spiegelt die Salinität der Fazies und hat ihr Minimum in den Phasen eines Mischwatts bzw. Schlickwatts. Diese Wattbereiche sind küstennäher gelegen und weisen dadurch einen zeitweilig brackischen Charakter durch terrestrische Süßwasserzutritte, bzw. Starkregenereignisse auf. Die Art *A. beccarii* erreicht im küstenferneren hochenergetischen Sandwatt und im Offshore-Bereich wesentlich höhere Abundanzen als küstennah, etwa zwischen 20 und 40 %.

Elphidium williamsoni, die in der Nähe niederer Marschgebiete häufiger auftritt [MURRAY, 1991], zeigt im oberen Abschnitt zwischen 500 und 3000 b2k und im Sandwattabschnitt zwischen 6500 und 7200 b2k die höchsten relativen Häufigkeiten. Die dort ebenso erhöhten Abundanzen der Pflanzenreste belegen die Nähe zu ufernahen Marschgebieten. Die relative Häufigkeit von *E. williamsoni* nimmt zwischen 3000 und 64 000 b2k deutlich ab, was auf einsetzende euhaline Bedingungen hindeutet [UFFENRODE, 1982].

Die im Brackwasser häufigeren Sandschaler *Trochammina inflata* [BOLTOVSKOY & WRIGHT, 1976; UFFENORDE 1982; MURRAY, 1991] zeigen ein ähnliches Bild. Sie korrelieren ebenfalls mit der relativen Häufigkeit der Pflanzenreste, die ihnen als Nahrung dienen und ebenfalls küstennah auftreten (Marsch). Die Gattung *Trochammina* als agglutinierende Foraminifere wurde in Vergesellschaftungen in Lateinamerika in 1 m Wassertiefe und einer Salinität bis hinab zu 0,1 ‰ beobachtet [BOLTOVSKOY & LENA, 1971; BOLTOVSKOY & WRIGHT, 1976].

Im brachy- bis euhalinen Bereich (18,5 - 30 ‰) [OERTLI, 1963] zwischen 3000 und 7200 b2k treten *Ammonia beccarii* (um 30 – 40 %), *Elphidium excavatum* (um 40 %), sowie *Haynesina germanica* (um 30%) relativ häufig auf. Dass *Elphidium excavatum* zwischen 200 und 2500 b2k plötzlich in der Häufigkeit auf Kosten von *Haynesina germanica* stark zunimmt,

kennzeichnet möglicherweise eine höhere Salinität durch geringere Niederschläge, bzw. erhöhte Evaporation, was der leichte Anstieg der Abundanz von *Ammonia beccarii* bestärkt.

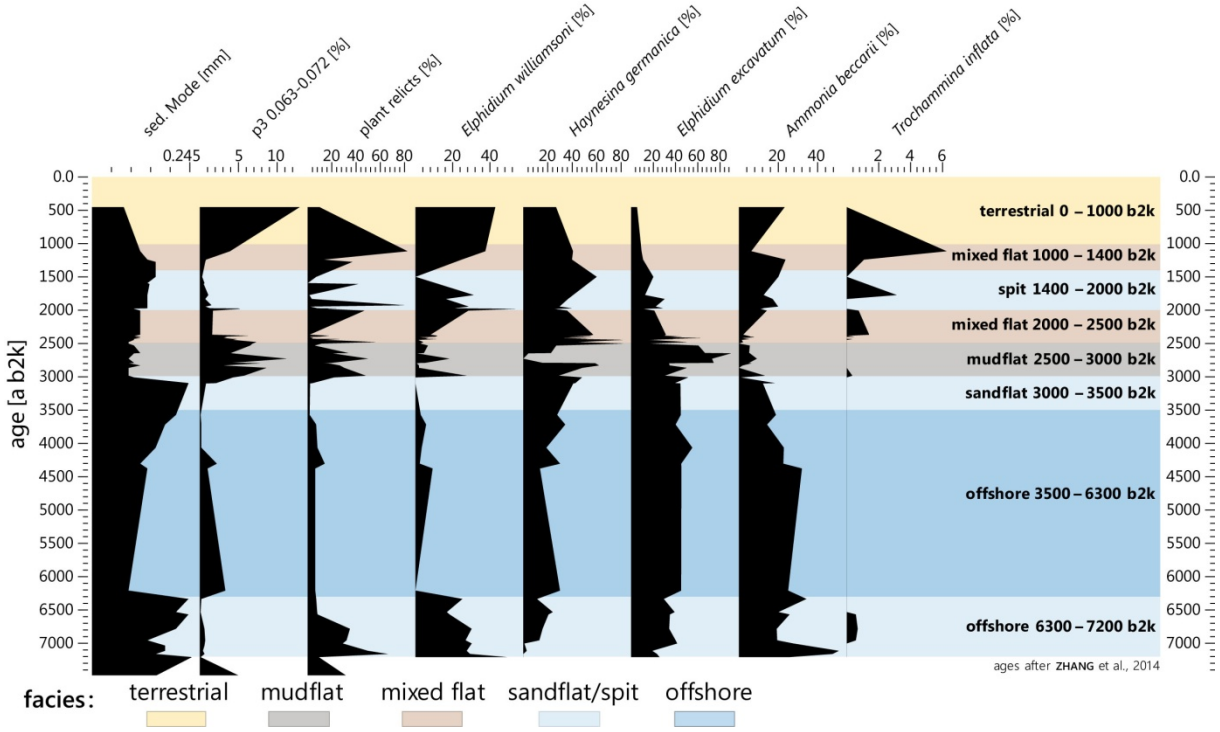


Abb. 6.3.3.1: Abundanzen der Foraminiferen-Arten *Elphidium williamsoni*, *Haynesina germanica*, *Elphidium excavatum, Ammonia beccarii* und *Trochammina inflata*, der Anteil an Pflanzenresten, sowie der Sedimentmodus in mm und der Feinanteil repräsentiert durch die Korngrößenfraktion 0,063-0,072 mm in Vol. -% gegen das Alter [a b2k] aufgetragen

6.3.4 Hauptkomponentenanalyse

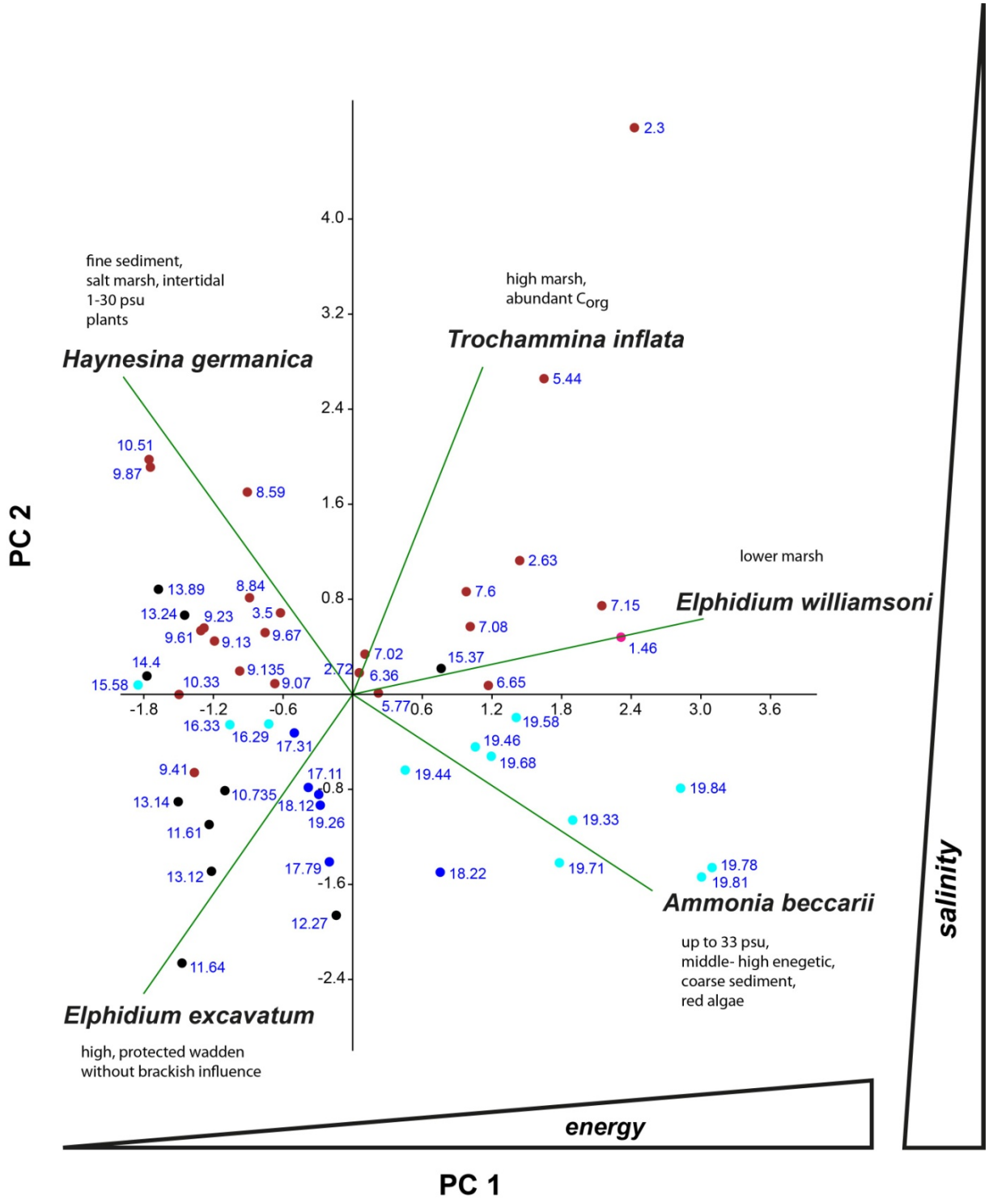


Abb. 6.3.4.1: Scatterplot der Hauptkomponenten 1 und 2 mit den fünf Arten *Ammonia beccarii, Haynesina germanica, Elphidium excavatum, Elphidium williamsoni* und *Trochammina inflata,* die zusammen rund 70 % der Varianz erklären. Die Probenpunkte sind nach den zugeordneten Fazies eingefärbt (pink: terrestrisch (1,46 m), braun: Mischwatt, Cyan: Sandwatt, schwarz: Schlickwatt, dunkelblau: innerer Schelf).

Bei Betrachtung der verschiedenen Ansprüche der Foraminiferen an ihre Umgebung ergibt sich der Schluss, dass die Hauptkomponente 1 (Abb. 6.3.4.1) sehr wahrscheinlich das Ablagerungsmilieu, d.h. das Energieniveau, bzw. die Korngröße, widerspiegelt und Hauptkomponente 2 stark von der Salinität beeinflusst wird.

Das Ergebnis der Hauptkomponentenanalyse (Abb. 6.3.4.1) lässt sich dem Faziesmodell aus den Molluskendaten (unterschiedliche Farben der Datenpunkte, siehe Abb. 6.3.4.1) gegenüber stellen (bei der Mächtigkeit der Strata wurden die Beprobungstiefen als Grenzen definiert).

19,84 - 19,44 m (5220 – 4550 BC), Sandwatt/Schelf (cyanfarbene Punkte): Die Proben plotten im Bereich mit einem hohen Energieniveau und hoher Salinität. Bei diesem Sediment handelt es sich um Sturmschilllagen, die unter Umständen auf dem inneren Schelf oberhalb der Sturmwellenbasis abgelagert wurden, aber in höher gelegenen Sandwattbereichen mobilisiert wurden. Hierbei wurden Sedimente in tiefere Gebiete transportiert. Durch die Transportsortierung konnten sich Bivalvenschalen anreichern.

19,26 - 17,11 m (4370 – 1690 BC), innerer Schelf (dunkelblaue Punkte): Die Hauptkomponentenanalyse der Foraminiferenvergesellschaftung zeigt mittlere bis geringe Energie bei höherer Salinität an. Da hier auch umgelagerte Foraminiferen zu finden sind und die Sedimentationsrate vergleichsweise gering war (Kondensation), lassen sich mit dieser Methode keine gesicherten Aussagen über die Foraminiferenvergesellschaftung dieses Abschnitts treffen. Das Fehlen von Sturmlagen deutet auf eine Ablagerung unterhalb der Sturmwellenbasis hin, wo diese seltener werden.

16,33 - 15,58 m (1180 – 1040 BC), Sandwatt (cyanfarbene Punkte): Die Proben liegen im Bereich mittlerer Salinität und geringer Energie. Der Organikgehalt ist niedriger als in der darüber liegenden Probe und passt zur Klassifikation als Sandwatt. Ansonsten zeigt die Foraminiferenvergesellschaftung eher die Charakteristik des Misch- oder Schlickwatts.

15,37 - 11,64 m (1010 – 650 BC), Schlickwatt (schwarze Punkte): Geringe bis mittlere Energie, hohe bis mittlere Salinität. Die Proben 13,24 – 14,40 m liegen im Bereich geringerer Salinität, was durch erhöhte Niederschläge, bzw. Süßwasserzutritte vom Ufer (Ästuar) bedingt sein kann. Die Probe 15,37 m liegt im Bereich höherer Energie, was einen höheren Meeresspiegel nahelegt. Der Organikgehalt ist geringer als in den darüber liegenden Proben. Die Proben 13,14 - 10,735 m (810 – 530 BC) zeigen erhöhte Salinität bei geringem Energieniveau. PROBORUKMI & URBAN [2017] wiesen im Kernmaterial zwischen etwa 12 und

13,75 m ebenfalls eine Erhöhung der löslichen Salze nach. Der hohe Gehalt an organischem Material legt nahe, dass dies die natürlichen Salinitätsschwankungen des Schickwatts bei flachen Wasserständen abbildet und es sich um keine hypersalinare Lagune handelt, die eher lebensfeindliche Bedingungen birgt, sowie eine eingeschränkte Biodiversität.

10,51 - 8,59 m (510 – 370 BC), Mischwatt (braune Punkte): Hier liegen ein geringenergetisches Milieu, sowie eine mittlere bis geringe Salinität vor. Die Abnahme des Energieniveaus gegenüber dem darüber liegenden Abschnitt (7,15 - 2,63 m; AD 10 - 810) belegt einen gewissen Schutz des Ablagerungsgebietes. Es ist höher gelegen und besitzt gegenüber dem offenen Meer möglicherweise eine Barriere (Strandwall, Sandbank o.ä.), bzw. liegt innerhalb einer geschützten Bucht, die jedoch einen Wasseraustausch zulässt, so dass es zu keinem Anstieg der Salinität durch Verdunstung kommt. Es handelt sich um eine brackische Lagune, bzw. ein Ästuar mit Süßwasserzutritten durch hohe Niederschläge. Die Probe aus 9,41 m Tiefe (Abb. 6.3.4.1) zeigt einen solchen für den Rest des Abschnitts untypischen Anstieg der Salinität. PROBORUKMI & URBAN [2017] ermittelten hier jedoch erniedrigte Werte an löslichen Salzen, so dass es sich bei dieser Probe möglicherweise um umgelagerte Foraminiferen handelt. Evtl. war andererseits die Schwankung im Salzgehalt so kurzzeitig, dass sie in der Geochemie nicht abgebildet wurde.

7,15 - 2,63 m (AD 10 – 810), Sandwatt/Mischwatt (braune Punkte): Hoch- bis mittelenergetisches Milieu bei mittlerer bis geringer Salinität. Untere bis hohe Marschgebiete. Besonders die Probe aus 2,30 m (Abb. 6.3.4.1) zeigt eine Charakteristik der hohen Marsch. Es wurden solche Gebiete bevorzugt eingedeicht, die von vornherein schon küstennah und hoch gelegen waren. Die relativ hohe Energie spricht dafür, dass es sich um kein geschütztes Rückseitenwatt im Strömungsschatten einer Insel handelt. Die auf den Kernfotos heller erscheinenden Bereiche dieses Abschnitts wurden bei höherer Wellen- oder Strömungsenergie abgelagert, die dunkleren bei geringerer.

1,46 m (AD 1510), terrestrisch (pinkfarbener Punkt): Hochenergetisches Milieu, mittlere Salinität. Da die Sedimente zu einer Zeit abgelagert wurden, als sich an der Bohrlokation eingedeichtes Festland befand, handelt es sich um eine Sturmflutlage. Die Foraminiferen sind umgelagert und stammen aus den unteren Marschbereichen.

Die Faziestypen, die anhand der Mollusken und der Korngröße definiert wurden, lassen sich mit den Foraminiferendaten bestätigen. Auch die an 5 Foraminiferenarten durchgeführte Hauptkomponentenanalyse liefert dazu passende, plausible Ergebnisse.

7 Sclerochronologie

7.1 Material und Methoden

7.1.1 Probennahme und Aufbereitung

Aus dem Kern Garding-2 wurden 13 geeignete einzelne Klappen bzw. Klappenbruchstücke der Bivalve *Cerastoderma edule* entnommen, die eine ausreichende Schalendicke aufweisen, um Probenmaterial daraus zu gewinnen (Tab. 7.1.1.1). Die Bivalven wurden zunächst mit dem Tensid REWOQUAT® W 3690 PG eingeschäumt, um anhaftende Tonminerale aufzuschwemmen und zu entfernen. Nach kurzer Einwirkzeit wurden die Proben mit demineralisiertem Wasser (A_{demin}) gespült und bei 50°C im Trockenschrank getrocknet.

Um Vergleiche mit Rezentmaterial durchzuführen, wurden von Herrn Prof. B. Schöne zwei Bivalvenklappen ausgehändigt, die im Wattenmeer bei Neuharlingersiel/Nordsee gesammelt wurden (Tab. 7.1.1.1). Diese Exemplare waren bereits gereinigt. Am 23.09.2012 wurden im Schlickwattgebiet der Tümlauer Bucht/Eiderstedt bei Ebbe drei weitere Exemplare *C. edule* gesammelt und sofort vom Weichkörper befreit. Von diesen wurden die rechten Klappen verwendet (Tab. 7.1.1.1). Diese wurden ebenfalls mit REWOQUAT® W 3690 PG und A_{demin} gereinigt und bei 50°C getrocknet.

Tab. 7.1.1.1: Übersicht der bearbeiteten Bivalvenklappen

Name der Probe	Lokation	Bemerkung	ontogenetisches Alter
2,23mL	Garding	vollständig	ca. 1 Jahr
2,72mL	Garding	vollständig	1 Jahr
4,52mR	Garding	dunkel, vollständig	ca. 1 Jahr
19,46mL	Garding	vollständig	ca. 1 Jahr
19,46mR	Garding	vollständig	1 Jahr
19,50mR	Garding	vollständig	>1 Jahr
19,58mR	Garding	vollständig	>1 Jahr
19,68mR	Garding	vollständig	1 Jahr
19,71mR	Garding	vollständig	1 Jahr
19,71m	Garding	Randbruchstück	
19,78m	Garding	Randbruchstück	
a19,84mR	Garding	klein, vollständig	1 Jahr
b19,84mL	Garding	Randbruchstück	
F111-NHS-A10L	Neuharlingersiel	vollständig	
F111-NHS-A6L	Neuharlingersiel	vollständig	3 Jahre
WH1R	Tümlauer Bucht	vollständig	2 Jahre
WH2R	Tümlauer Bucht	vollständig	2 Jahre
WH3R	Tümlauer Bucht	vollständig	2 Jahre

7.1.2 Präparation

Die gereinigten und getrockneten Klappen der Bivalven wurden mit J-B® KWIK Weld™, einem Zweikomponenten-Metallepoxidharz, auf Plastik-Objektträger geklebt. Dabei ist zu beachten, dass die Zone, in der die Klappe später gesägt werden wird, von innen und außen mit dem Harz ummantelt wird, um ein Absplittern beim Sägen zu vermeiden und die Klappen beim anschließenden Bohren zu stabilisieren. Es wurden Etiketten zur Beschriftung mit Bleistift (Härte HB) aus Kreppband angebracht und mit Sekundenkleber versiegelt, damit kein Kohlenstoff aus dem Graphit die Messung verfälschen kann (Abb. 7.1.2.1).

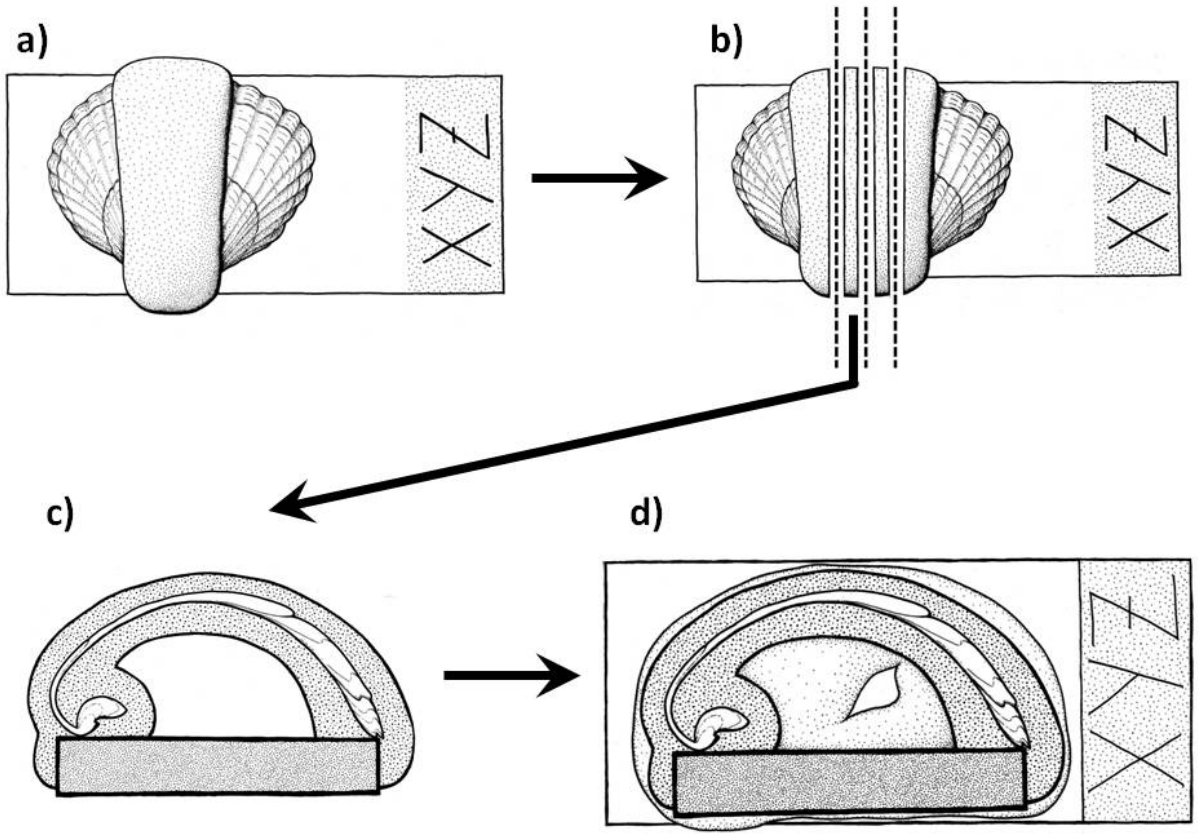


Abb. 7.1.2.1: a) Mit Epoxidharz präparierte Klappe von *C. edule*, b) gesägt, c) einzelner Schliff, d) auf Objektträger geklebter und polierter Schliff

Anschließend wurde in der Mitte der längsten Rippe und jeweils parallel dazu 3 mm rechts und links daneben gesägt, so dass zwei Scheiben von etwa 3mm Dicke entstehen (Abb. 7.1.2.1 b). Hierzu wurde die Säge Buehler IsoMet 1000 precision saw® verwendet. Es wurde mit 350 g Gewicht und 250 rpm (rounds per minute) gesägt, damit sich das Bivalvenstück nicht übermäßig erhitzt, was zur Veränderung der Isotopenwerte führen könnte. Die nun erhaltenen zwei Scheiben pro Probe wurden mit Epoxidharz auf gläserne Objektträger

geklebt. Dabei ist zu beachten, dass die Mittelfläche (Medianebene) nach oben zeigt und die äußere Seite als Klebefläche dient. Die Oberfläche des Muschelquerschnitts wurde nun zunächst mit Siliciumcarbid-Schleifpulver (Körnung 800 und 1200) und anschließend mit Korund-Polierpulver (Körnung 1 µm) auf einer Glasscheibe, bzw. Poliermatte glatt geschliffen und poliert (Abb. 7.1.2.1). Die polierten Schliffe wurden im Ultraschallbad gereinigt, mit A_{demin}, sowie anschließend Ethanol gespült und getrocknet.

7.1.3 Färbung

Um die Wachstumsmuster besser erkennen zu können wurden die nicht zur Beprobung vorgesehenen Hälften der Proben aus Neuharlingersiel mit Mutvei'scher Lösung (22 min) gefärbt (Abb 7.1.3.1). Mutvei'sche Lösung ätzt gleichzeitig biogene Carbonate und Calciumphosphate, fixiert die löslichen und unlöslichen organischen Matrices und Fasern und färbt Mucopolysaccharide, so dass Wachstumslinien klar als dunklere Linien hervorstehen [SCHÖNE *et al.* 2005].

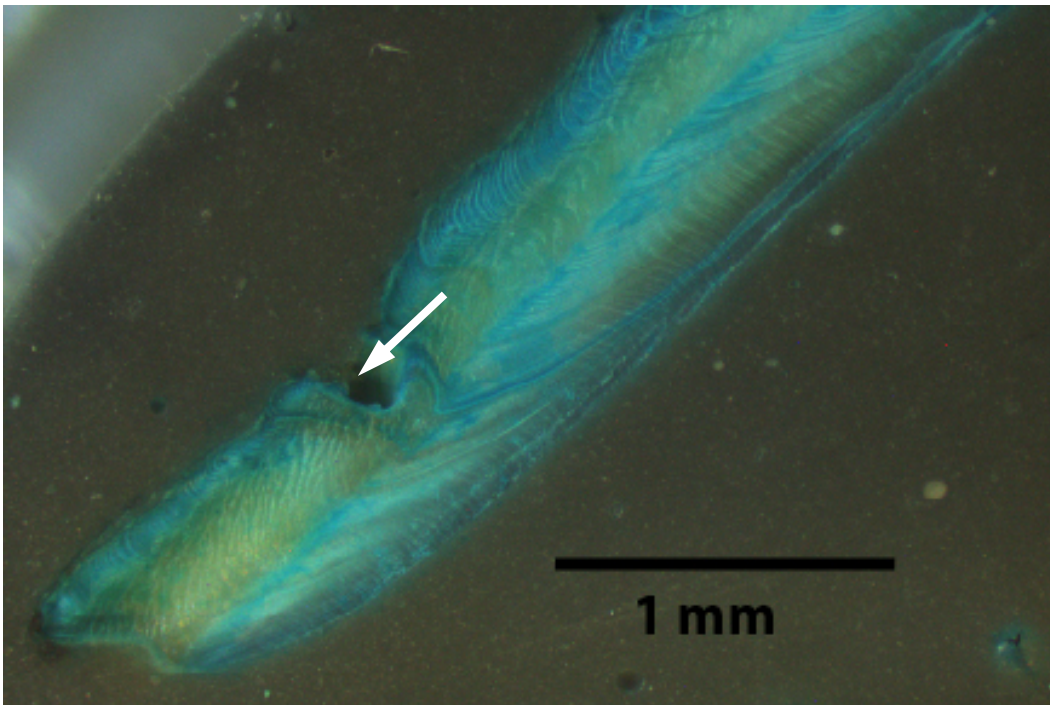
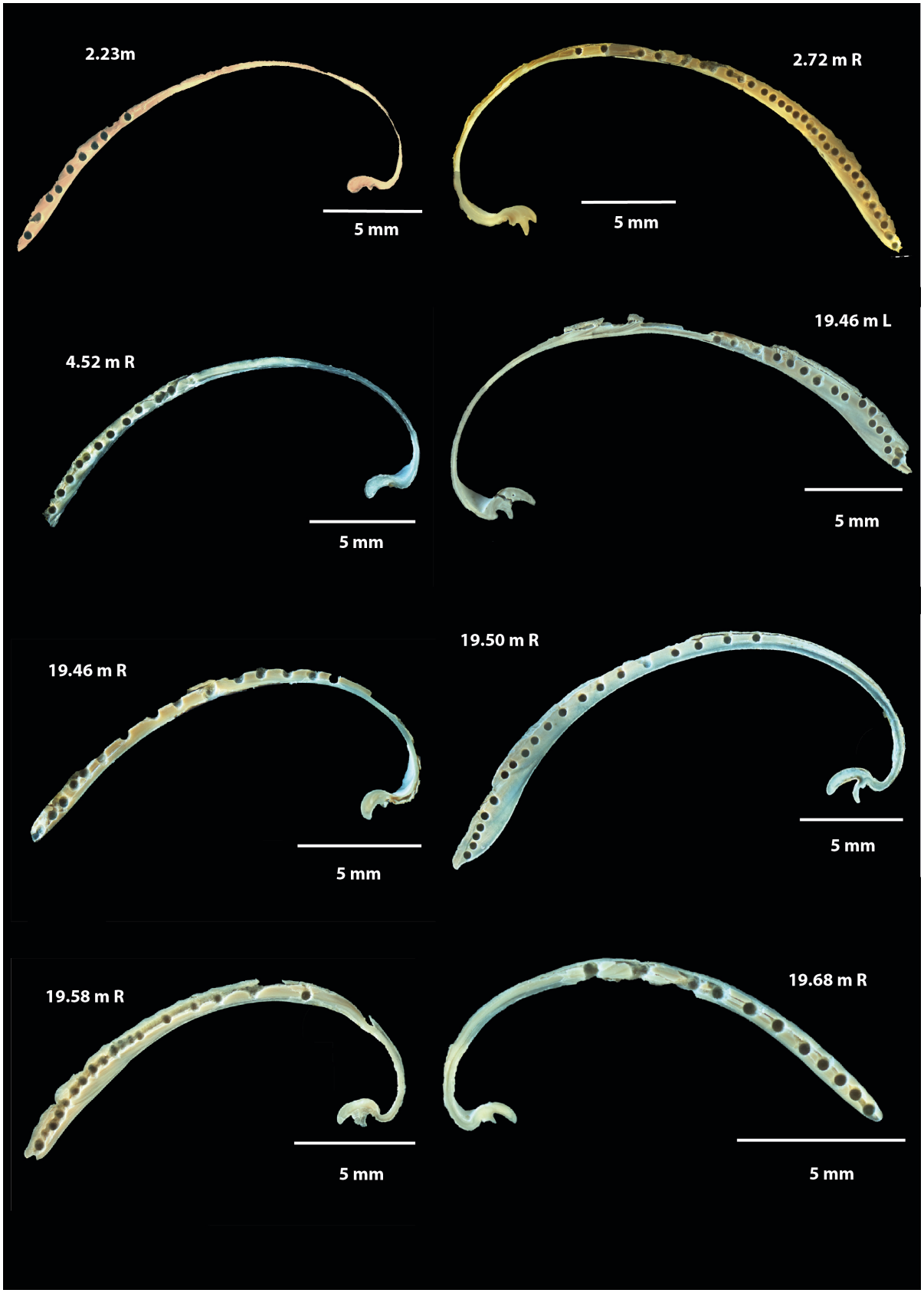
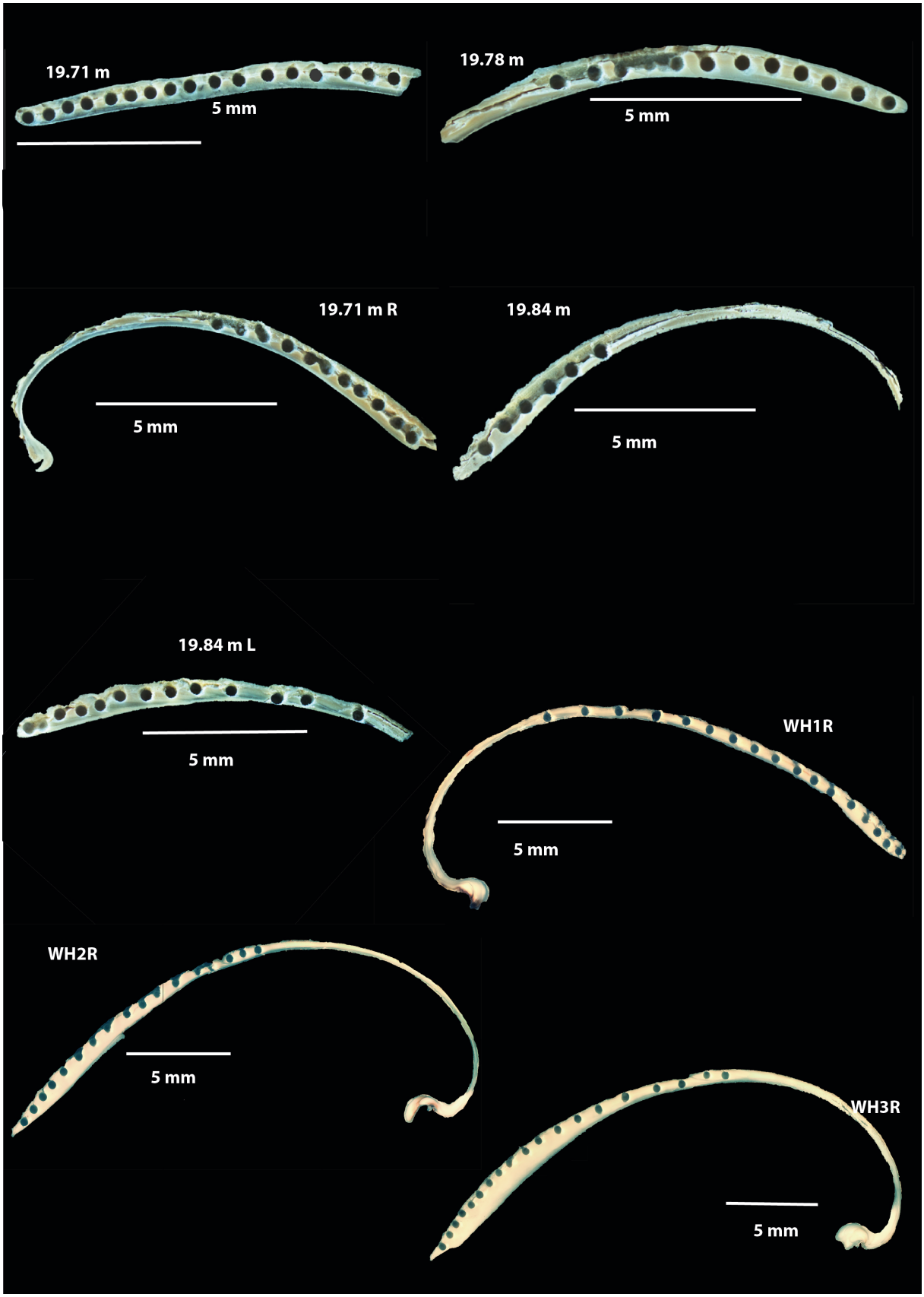


Abb. 7.1.3.1: Mit Mutvei'scher Lösung gefärbte Probe NHSA6L, ventraler Klappenrand, mit deutlich sichtbaren Wachstumslinien (die Außenseite der Klappe zeigt nach links). Die feinen Linien werden im Gezeitenzyklus gebildet, die groben (Pfeil) während längerer Wachstumsunterbrechungen (Kälte- oder Hitzeperioden, Fortpflanzung, Umlagerung durch Fressfeinde, usf.).

7.1.4 Bohren (drilling)



Tafel 7.1.4.1: Die beprobten Exemplare 2,23m, 2,72mR, 4,52mR, 19,46mL, 19,46mR, 19,50mR, 19,58mR und 19,68mR



Tafel 7.1.4.2: Die beprobten Exemplare 19,71mR, 19,78m, 19,71mR, 19,84m, 19,84mL, WH1R, WH2R und WH3R

Die Bivalven wurden mit einem 300 µm-Diamantbohrer beprobt. Zu beachten war hierbei, dass die Wachstumslinien an der Schalenaußenseite bei *C. edule* z.T. sehr stark gekrümmt sind (Abb. 7.1.3.1). Es wurde möglichst oberhalb des palliallen Myostracums beprobt, weil das Material hier weniger physiologisch beeinflusst ist. Die Abstände der einzelnen Bohrpunkte voneinander wurden anhand von Fotos der beprobten Bivalven (Tafeln 7.1.4.1 und 7.1.4.2) mit dem Programm Panopea (© 2004 MARK PEINL, BERND SCHÖNE) ermittelt.

7.1.5 Zählung der Inkremente

An den Schliffen WH1R, WH2R und WH3R wurden die Wachstumsinkremente gezählt, um einen zeitlichen Rahmen für die Rekonstruktion des δ^{18}O-Korrekturfaktors zu bekommen, bzw. die Ergebnisse mit den Wetterdaten zu korrelieren.

7.1.6 Stabile Isotope

Die Messung der stabilen Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope wurde durch Herrn Dipl.-Geol. M. MAUS im Institut für Geowissenschaften der Johannes Gutenberg-Universität Mainz mit einem Massenspektrometer Thermo Finnigan MAT 253 gekoppelt mit GasBench II durchgeführt.

7.1.7 Berechnung der Temperatur an rezenten Exemplaren

Die Temperaturberechnung der rezenten Proben wurde nach GROSSMAN & KU [1986], modifiziert *sensu* GONFIANTINI *et al.* [1995], siehe [DETTMAN *et al.* 1999] durchgeführt und ergab unrealistisch hohe Werte.

Die Berechnung der Temperatur nach GROSSMAN & KU [1986], modifiziert *sensu* GONFIANTINI *et al.* [1995], siehe [DETTMAN *et al.* 1999] (**1**) an den Rezentproben WH1R, WH2R und WH3R ergab für die Jahre 2011 und 2012 zu hohe Temperaturen (zwischen 20 und 27°C). Dieser Effekt ist der nicht berücksichtigten Verdünnung des Ozeanwassers im brackischen Küstenbereich zuzuschreiben und wird mittels Transferfunktion für die rezenten Proben (s.u.) ausgeglichen.

$$T\,[°C] = 20{,}60 - 4{,}34\,(\delta^{18}O_{aragonite} - (\delta^{18}O_{water} - 0{,}27)) \qquad (\mathbf{1})$$

7.1.8 Berechnung der Salinität

Da die Exemplare sich im mehr oder weniger brackischen Milieu aufhalten und Sauerstoffisotopenwerte durch die Salinität beeinflusst werden, wurde für die rezenten Exemplare ein Korrekturfaktor berechnet. Hierbei wurde die Annahme getroffen, dass $\delta^{13}C$ sich zur Niederschlagsmenge proportional verhält. Dieser Faktor bezieht die Verdünnung des Wassers durch Niederschläge in dem Gebiet ein, indem der $\delta^{18}O$-Wert des Wassers derart angepasst wurde, dass die berechnete Temperatur in dem Zeitraum mit der gemessenen übereinstimmt. Daraus lässt sich der $\delta^{18}O$-Wert für das unverdünnte Meerwasser extrapolieren, der nun den ständigen Süßwasserzutritt durch Flüsse wie z.B. der Eider widerspiegelt. Genauso kann durch Evaporation der Salzgehalt im Wattgebiet stark ansteigen, bzw. eine Fraktionierung des Sauerstoffs stattfinden, es wurde jedoch vorausgesetzt, dass die Bivalven bei hohen Temperaturen, wie sie bei starker Sonneneinstrahlung bei Niedrigwasser und in Gezeitentümpeln vorkommen können, ihr Wachstum einstellen und diese Werte somit nicht in der Schale abgebildet werden.

Die Niederschlagskurve von List/Sylt **[**www.wetterkontor.de**]** scheint den $\delta^{13}C$-Wert der Bivalve WH3R (Abb. 7.1.8.1, blaue Kurve Abb. 7.1.8.2, blaue Kurve) einigermaßen widerzuspiegeln, was zur Annahme führt, dass die Schwankungen des $\delta^{13}C$-Werts hauptsächlich durch die Niederschlagsmenge und den entsprechenden Verdünnungseffekt hervorgerufen wird.

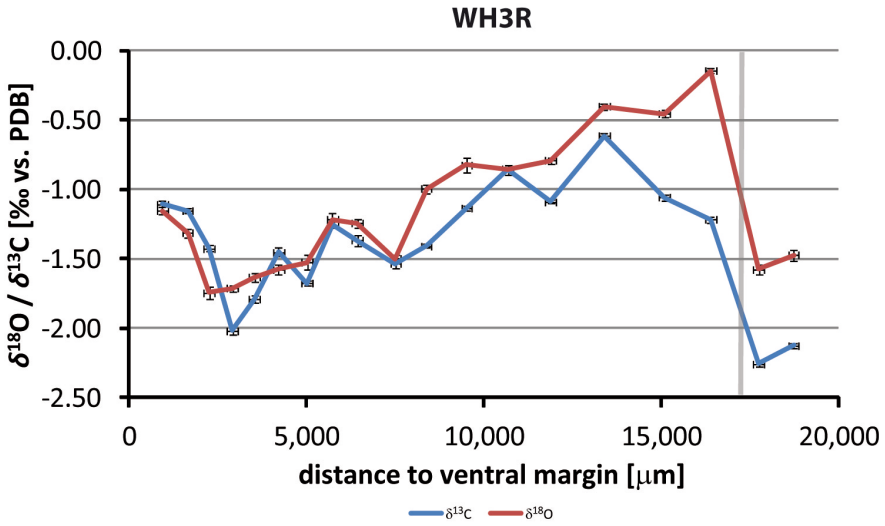


Abb. 7.1.8.1: $\delta^{18}O$ und $\delta^{13}C$-Werte von WH3R (gesammelt Sept. 2012)

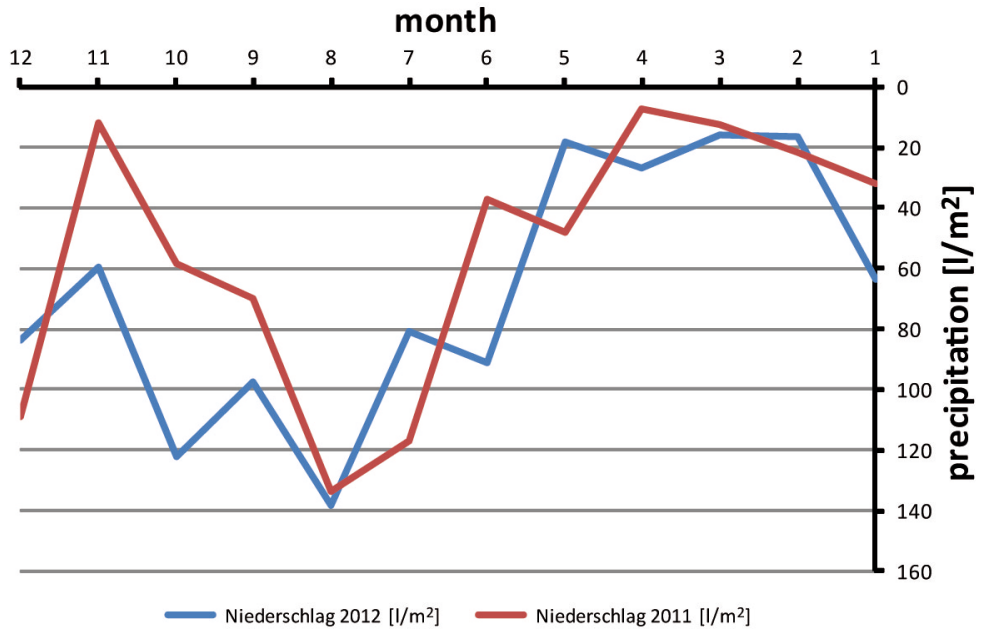


Abb. 7.1.8.2: Niederschlag 2011 und 2012 der Station List/Sylt [www.wetterkontor.de]

7.1.8.1 Transferfunktion $\delta^{18}O$ rezent

Mittels Inkrementzählung und auf Basis des bekannten Tages der Probennahme (23.09.2012) in der Tümlauer Bucht, wurden die $\delta^{18}O$- und $\delta^{13}C$-Werte bestimmten Monaten zugeordnet. Im nächsten Schritt wurden die $\delta^{18}O$-Werte der zwei am eindeutigsten einem Monat zuzuordnenden Probe derart angepasst, dass die gemessene Temperatur an dieser Stelle mit der berechneten ([GROSSMANN & KU, 1986]) übereinstimmte (Tab. 7.1.8.1.1). Zwischen Niederschlagsmenge und $\delta^{18}O$-Abweichung wurde ein linearer Zusammenhang angenommen. Aus den mit einer bestimmten Niederschlagsmenge korrelierten $\delta^{18}O$-Werten wurde eine Transferfunktion berechnet, mit der die Temperaturen der restlichen Punkte in guter Übereinstimmung mit den gemessenen Temperaturen berechnet werden konnten. Damit konnte ebenso der $\delta^{18}O$-Wert des Wassers ohne Verdünnung durch Niederschlag berechnet werden, der mit der brackischen Salinität zusammen hängt (jahreszeitliche Schwankungen wurden vernachlässigt).

7.1.8.1.1 Temperaturberechnung

Tab. 7.1.8.1.1.1: Werte zur Temperaturberechnung beispielhaft an Probe WH1R

δ^{18}O calculated	δ^{18}O measured	temperature calculated [GROSSMANN &KU 1986]	monthly precipitation and temperature	δ^{13}C
-2.058143329	-0.64490586	13.29474939	sep 14.4 °C, 97.7 l	-0.890050651
-1.774071668	-1.01044217	16.114048	sep/aug mean 118.1 l	-0.938610242
-1.774071668	-1.38538948	17.7413193	sep/aug mean 118.1 l	-1.29893772
-1.49	-1.09177616	17.69990851	aug, 17.7 °C,138.5 l	-1.374647351
-1.889649844	-1.30519110	16.89164907	jul/aug, mean 109.8 l	-1.5356379
-1.889649844	-1.27927241	16.77916194	jul/aug, mean 109.8 l	-1.335799712
-1.889649844	-1.34115832	17.04774677	jul/aug, mean 109.8 l	-1.321259257
-1.889649844	-0.80836262	14.73541344	jul/aug, mean 109.8 l	-1.320615291
-2.289299681	-0.56530591	11.94606704	jul 16.6 °C, 81.1 l	-1.034803435
-2.145871342	-0.85409887	13.82190747	jun, 13.3 °C, 91.4 l	-1.183877652
-2.145871342	-0.61913115	12.80214756	jun, 13.3 °C, 91.4 l	-1.16999235
-2.145871342	-0.63191643	12.85763568	jun, 13.3 °C, 91.4 l	-1.03224627
-3.045431603	-0.25819046	7.331573447	apr, 7.1 °C, 26.8 l	-0.877943385
-3.2	0.12508901	5.518113712	mar 5.5 °C, 15.7 l	-1.089051221
-2.606791537	-0.55294611	10.51451082	okt 11.1 °C, 58.3 l	-2.168263456
-2.441083068	-1.41182703	14.96122879	sep 15.2 °C, 70.2	-2.094014114
-1.559625414	-0.83270108	16.27334838	aug, 16.4 °C, 133.5 l	-1.249486231
Tuned δ^{18}O value that fits the measured temperature after calculation	For estimation of transfer function chosen values with best temporal assignment			
arith. mean	-0.85			

1. Es wurde nach den zwei zeitlich am besten zuordenbaren δ^{18}O-Werten gesucht. In Probe WH1R sind dies z.B. der Wert -1,49 ‰ und -3,3 ‰ (Tab. 7.1.8.1.1.1, Spalte 1, grau unterlegt). Die Zuordnung wurde anhand von Inkrementzählungen, sowie der schwankenden jahreszeitlichen Inkrementbreiten (breitere im Sommer, schmalere in Frühling und Herbst) vorgenommen.

2. Die Differenz der jeweiligen Niederschläge (138,5 und 15,7 lm^{-2}) wurde gebildet und in dl m^{-2} umgerechnet (1.228 dl m^{-2}).

3. Durch diesen Wert wurde die Differenz der entsprechenden δ^{18}O-Werte (-1,49 und -3,2 ‰) geteilt (=1,71 ‰), um den Faktor zu ermitteln, den jeder dl Niederschlag zur δ^{18}O-Änderung beiträgt.

4. Um den δ^{18}O-Wert zu ermitteln, der sich ohne Niederschlag einstellt, wird auf 0 dl Niederschlag herunter gerechnet. Dieser Wert wird bei der Berechnung als Ausgangswert angesetzt.

Hieraus ergibt sich für Probe WH1R folgendes:

$$\delta^{18}O_{0\ dl\ Nds}\ [‰] = \delta^{18}O_{15,7\ dl\ Nds}\ [‰] - Nds\ [dl\ m^{-2}] * d\ \delta^{18}O\ [‰] / d\ Nds\ [dl\ m^{-2}] \quad (2)$$

Nds = Niederschlag

$$\delta^{18}O_{0\ dl\ Nds} = -3,2\ [‰] - 157\ dl\ m^{-2} * 0,0013925081433225\ ‰\ dl^{-1}\ m^{2} = \mathbf{-3,41862378\ ‰}$$

Hieraus ergibt sich für Probe WH1R als Formel zur Korrektur der δ^{18}O-Werte zu den entsprechenden Niederschlägen:

$$\delta^{18}O_{korrigiert} = (Nds\ [dl\ m^{-2}] * d\ \delta^{18}O\ [‰] / d\ Nds\ [dl\ m^{-2}]) - \delta_{0\ dl\ Nds}\ [‰] \quad (3)$$

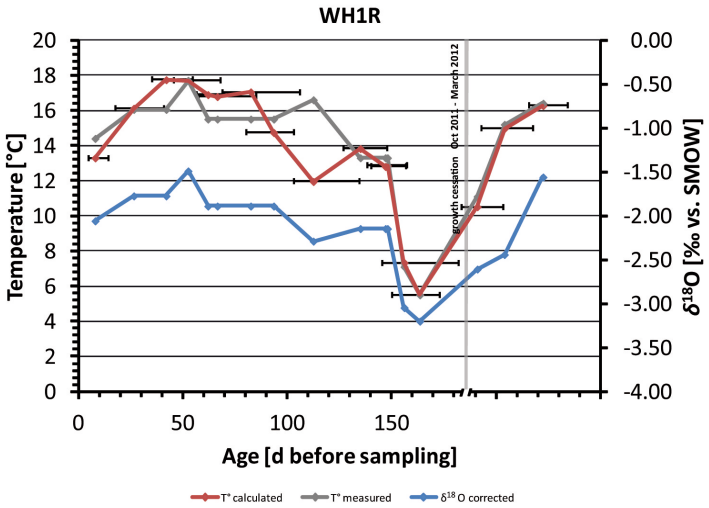


Abb. 7.1.8.1.1.1: Probe WH1R mit berechneter Temperatur (rot), gemessener Temperatur (grau) und korrigiertem δ^{18}O-Wert (blau)

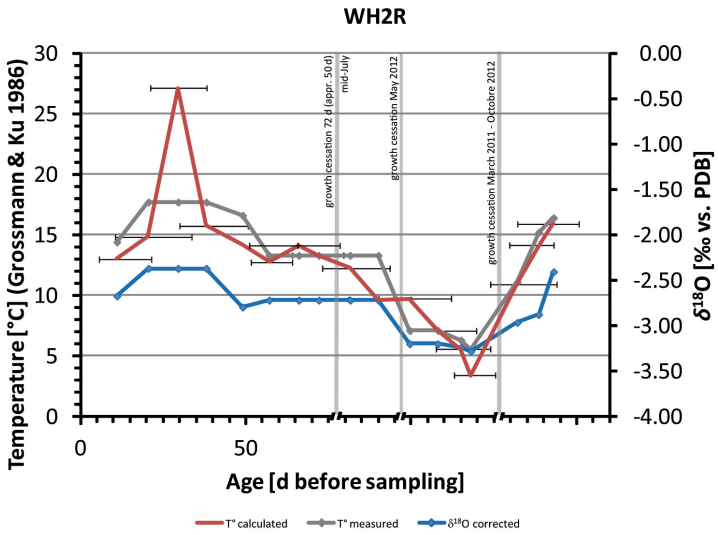


Abb. 7.1.8.1.1.2: Probe WH2R mit berechneter Temperatur (rot), gemessener Temperatur (grau) und korrigiertem δ^{18}O-Wert (blau)

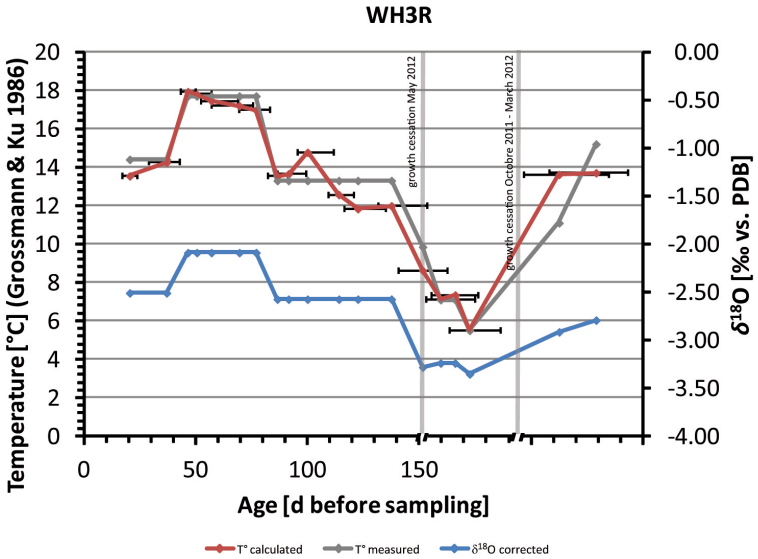


Abb. 7.1.8.1.1.3: Probe WH3R mit berechneter Temperatur (rot), gemessener Temperatur (grau) und korrigiertem δ^{18}O-Wert (blau)

Mit den nach (**3**) aus den korrigierten δ^{18}O-Werten berechneten Temperaturen wurde auf der Basis der δ^{13}C -Werte derjenigen Proben, die eine gute Übereinstimmung mit den tatsächlich gemessenen Temperaturen zeigen (Abb. 7.1.8.1.1.1, 7.1.8.1.1.2, 7.1.8.1.1.3), Formel (**4**) erstellt, mit der sich die δ^{13}C -Werte in monatliche Niederschlagsmenge umrechnen lassen. Dazu wurde in einem x/y-Diagramm δ^{13}C gegen die monatliche Niederschlagsmenge aufgetragen. Anschließend wurden die für die drei Exemplare WH1R,

WH2R und WH3R jeweils ermittelten Formeln der Regressionsgeraden (Abb. 7.1.8.1.1.4, 7.1.8.1.1.5, 7.1.8.1.1.6) gemittelt. Hierzu wurde von der Annahme ausgegangen, dass die kurzfristigen Schwankungen des $\delta^{13}C$ -Wertes hier hauptsächlich durch die variierende Niederschlagsmenge und die sich dadurch ergebende Verdünnung des Ozeanwassers hervorgerufen werden. Weiter wurde angenommen, dass der Süßwasserzufluss durch Flüsse dem derzeitigen Ausmaß entspricht (was, wie sich herausstellte, nicht der Fall ist, da z.B. das Einzugsgebiet der Eider bereits in der jüngeren Vergangenheit stark verändert wurde, frdl. mündl. Mitteilung Dr. K. RICKLEFS).

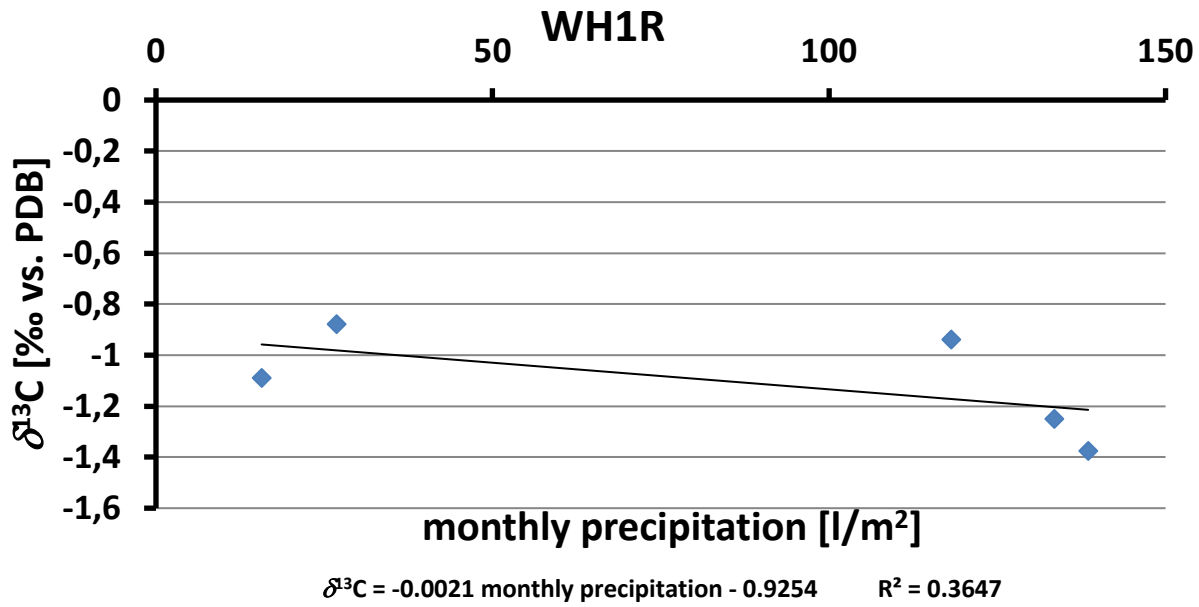


Abb. 7.1.8.1.1.4: $\delta^{13}C$-Werte gegen monatlichen Niederschlag der Probe WH1R mit Regressionsgerader, deren Gleichung und dem Bestimmtheitsmaß R^2

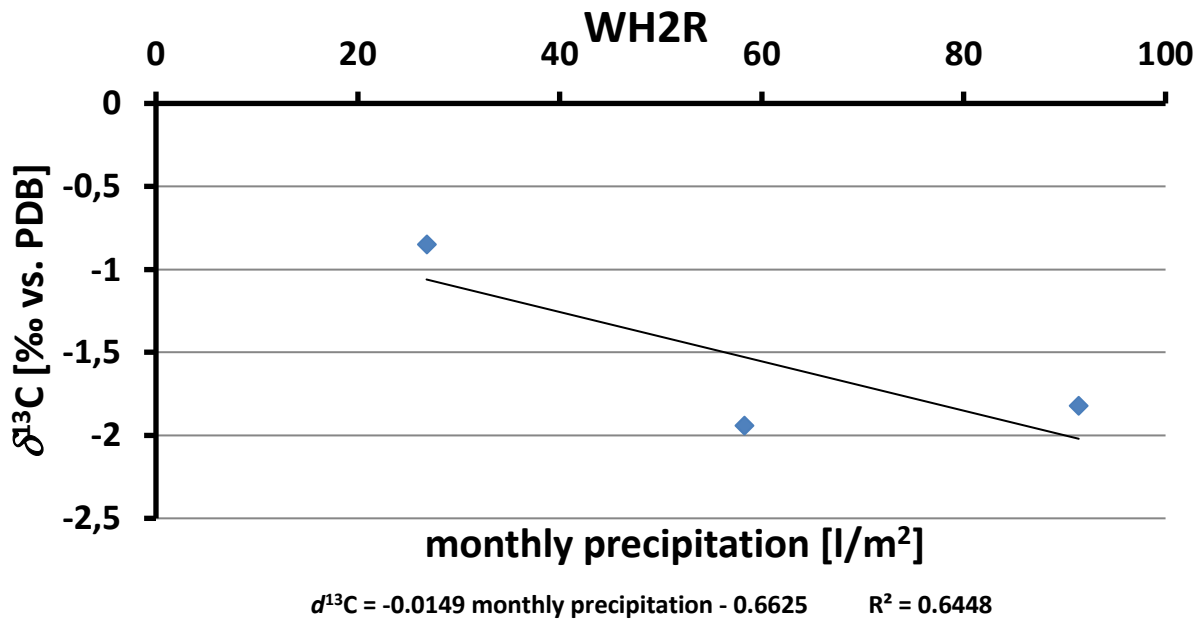


Abb. 7.1.8.1.1.5: $\delta^{13}C$-Werte gegen monatlichen Niederschlag der Probe WH2R mit Regressionsgerader, deren Gleichung und dem Bestimmtheitsmaß R^2.

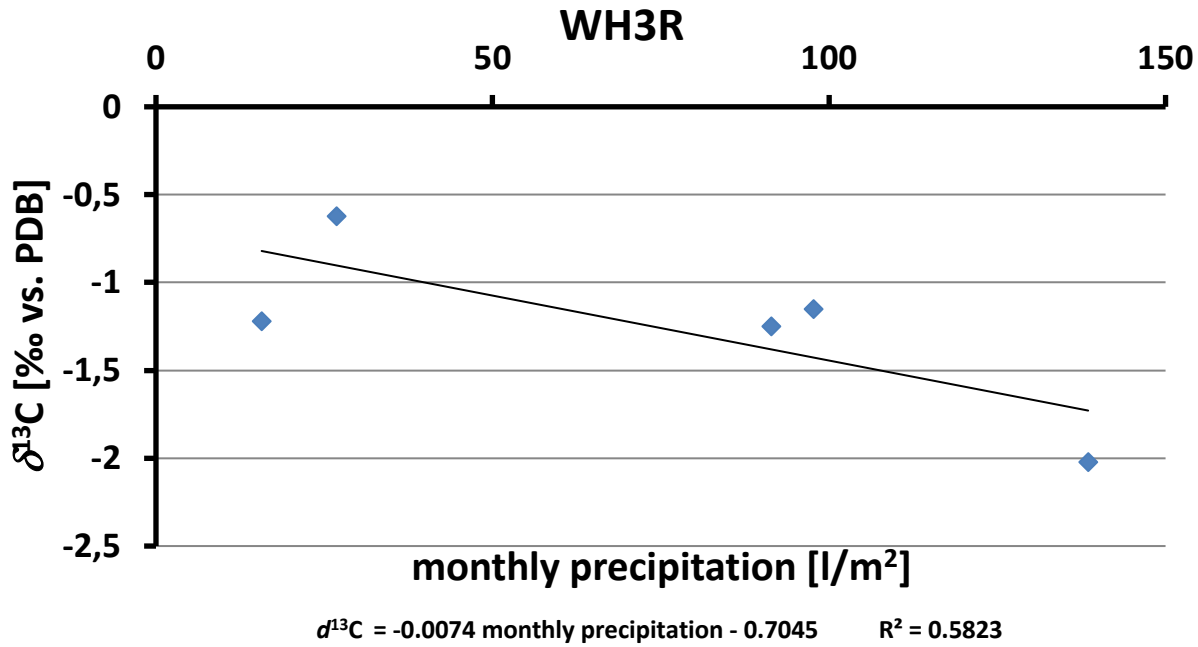


Abb. 7.1.8.1.1.6: $\delta^{13}C$-Werte gegen monatlichen Niederschlag der Probe WH3R mit Regressionsgerader, deren Gleichung und dem Bestimmtheitsmaß R^2.

Daraus ergibt sich (**4**) um den $\delta^{18}O_{water}$–Wert für fossile Proben zu berechnen:

$$\delta^{18}O_{water} = (Nds\ [lm^{-2}] * 10 * 0{,}0010550285396425) - 3{,}43355818284771 \quad (\mathbf{4})$$

Der ermittelte Wert für $\delta^{18}O_{water}$ wird in (**1**) von GROSSMANN & KU [1986] übernommen.

7.1.9 Kathodolumineszenz

Um festzustellen, ob die Muscheln Verwitterungs- bzw. Umkristallisationsprozessen unterlagen, wurde von den unbeprobten Schliffen Kathodolumineszenzaufnahmen angefertigt. Metalle wie z.B. Eisen und Mangan werden bei der Verwitterung in die Schale eingelagert, welche unter dem Kathodenstrahl Lumineszenz zeigt. Manganionen (Mn^{2+}) in Aragonit erzeugt grünlichgelbe Kathodolumineszenz, während es in Calcit und Dolomit gelb-orange bzw. gelb-rote Kathodolumineszenz erzeugt [RICHTER *et al.* 2003]. In rezenten und fossilen aragonitischen Schalen ist die Kathodolumineszenz zudem entlang der Wachstumslinien zoniert. Bei Umkristallisation des Aragonits zum thermodynamisch stabileren Calcit verschwindet, bzw. verwischt diese Zonierung [RICHTER *et al.* 2003].

Die Kathodolumineszenzaufnahmen wurden unter Anleitung von Dr. Tobias Häger im Labor der Mineralogie (Johannes Gutenberg-Universität Mainz) angefertigt. Der verwendete Gerätetyp (Microscope Stage) ist CITL Cold Cathode Luminescence 8200 mk3. Die Probe wurde mit einem Kathodenstrahl im Vakuum (0,1-0,11 Torr, bzw. 13,3322-14,66546 Pa) von 16 kV bestrahlt. Durch das Mikroskop Zeiss Stemi SV 11 (Vergr. 2,5, Okular 10 x) wurde die durch den Kathodenstrahl erzeugte Lumineszenz mit einer Canon EOS 6 D Kamera mit einer Empfindlichkeit von ISO 25 000 und einer Belichtungszeit von 30 s aufgenommen.

7.2 Ergebnisse

7.2.1 Inkremente

Durch die unterschiedliche Höhe der Überflutung des intertidalen Lebensraums der Bivalven bei Hochwasser und des bei Springflut damit einher gehenden verlängerten Zeitraums optimaler Wachstumsbedingungen [SCHÖNE, 2008] nimmt die Dicke der bei Hochwasser gebildeten Inkremente über 14 Tage hinweg zu, um bei Springtide ihr Maximum zu erreichen und in den nächsten 14 Tagen bis zur Nipptide auf ein Minimum an Dicke abzunehmen (Abb. 7.2.1.1). Da zur Zeit der Springtide die Gezeitenamplitude am größten ist, tritt auch ein niedrigeres Niedrigwasser auf, weshalb die dunklen Wachstumslinien hier besonders kräftig erscheinen. Bei den Wachstumslinien und Inkrementen handelt es sich um die Abbildung des semidiurnalen Tidenrhythmus, bei dem sich Ebbe und Flut in etwa 12,24 h abwechseln. Dies führt in 24,48 h zu je zweimal Hoch- und zweimal Niedrigwasser, daher wären pro Jahr ohne Wachstumsunterbrechung 352,7 Inkremente zählbar.

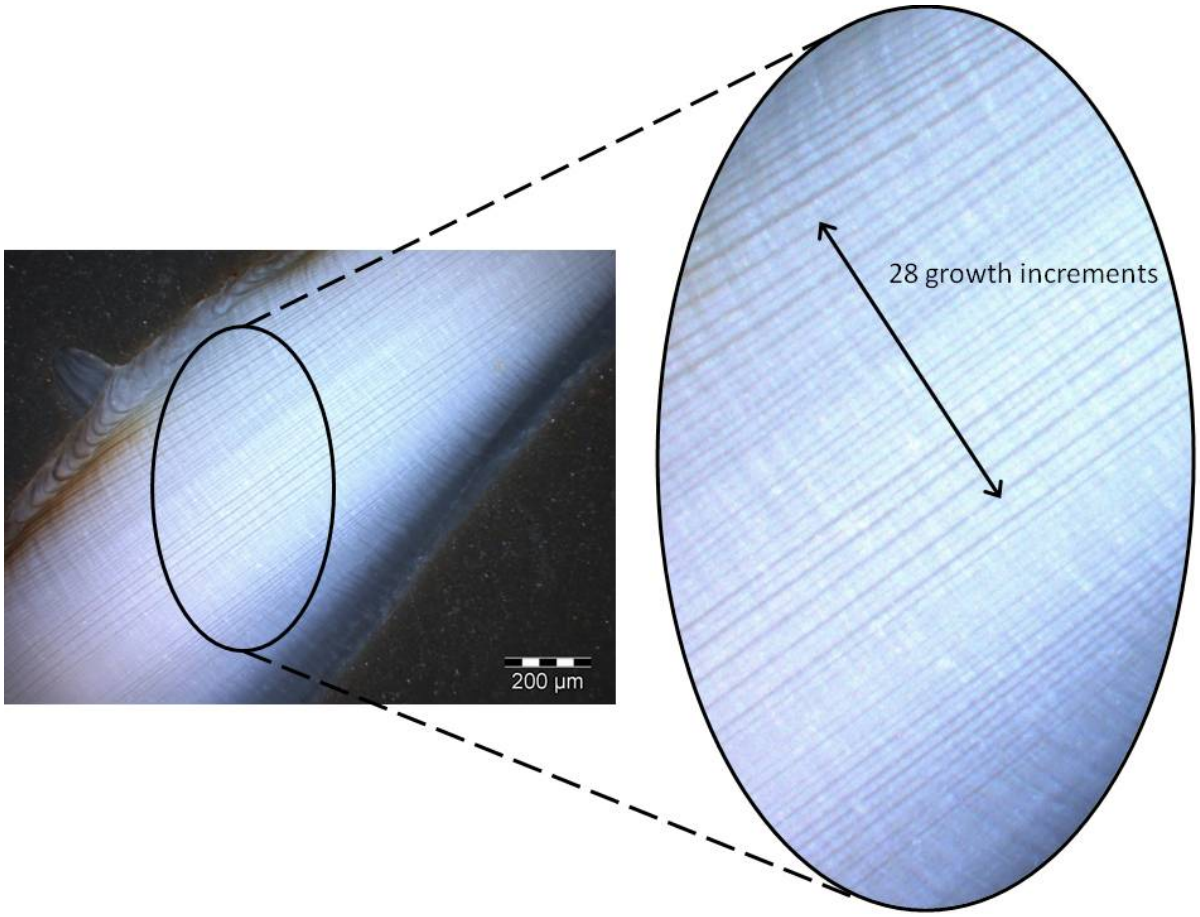


Abb. 7.2.1.1: Ausschnitt der Inkremente von Exemplar WH1R. In der Vergrößerung sind die Inkremente zwischen zwei Springtiden gekennzeichnet.

Die berechneten Wasserstände der Station Tümlauer Hafen (Abb. 7.2.1.2) spiegeln im Großen und Ganzen die Wachstumsmuster wider. Um die Springtide herum sind aufeinanderfolgende Ebben und Fluten abwechselnd höher und niedriger, was sich in den Wachstumslinien abwechselnder Dicke in diesem Bereich zeigt. Um die Nipptide herum sind die Tiden gleichmäßig stark, was sich auch in den Wachstumslinien erkennen lässt.

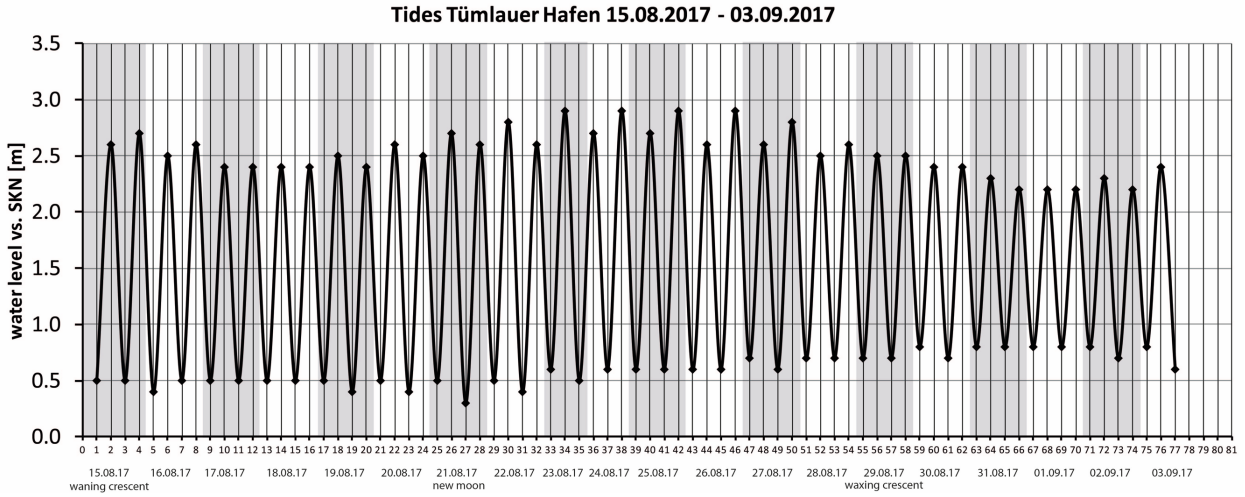


Abb. 7.2.1.2: Gezeiten im Tümlauer Hafen (Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie 2017)

7.2.2 Kathodolumineszenz

Die Aufnahmen der Bivalvenklappen zeigen zonierte grünlich-gelbe Kathodolumineszenz entlang der Wachstumslinien (Abb. 7.2.2.1), die durch ungenaue Fokussierung der Kamera zum Teil nicht auf allen Fotos zu erkennen ist (Tafeln 7.2.2.1 und 7.2.2.2). Die Zonierung entsteht durch schwankende Mn-Gehalte des Lebensraums, die ins Schalenmaterial eingebaut werden. Sie würde durch Alteration der Kristallstruktur zerstört oder verändert werden. Mn zeigt in aragonitischen Karbonatskeletten grünlich-gelbe Zonierung, in Calcit oder Mg-Calcit wäre die Zonierung orange [RICHTER *et al*., 2003]. Durch Diagenese veränderte Schalen sollten also keine grünlich-gelbe Kathodolumineszenz aufweisen (Tab. 7.2.2.1).

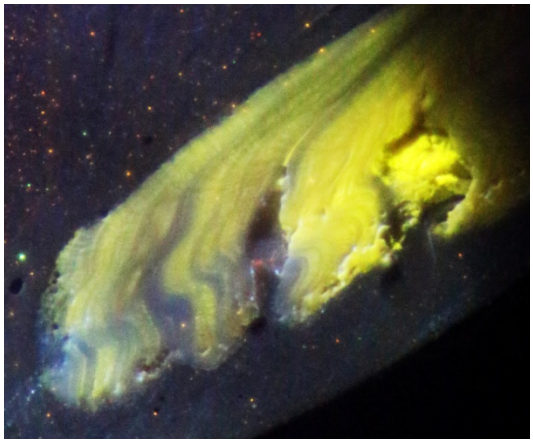
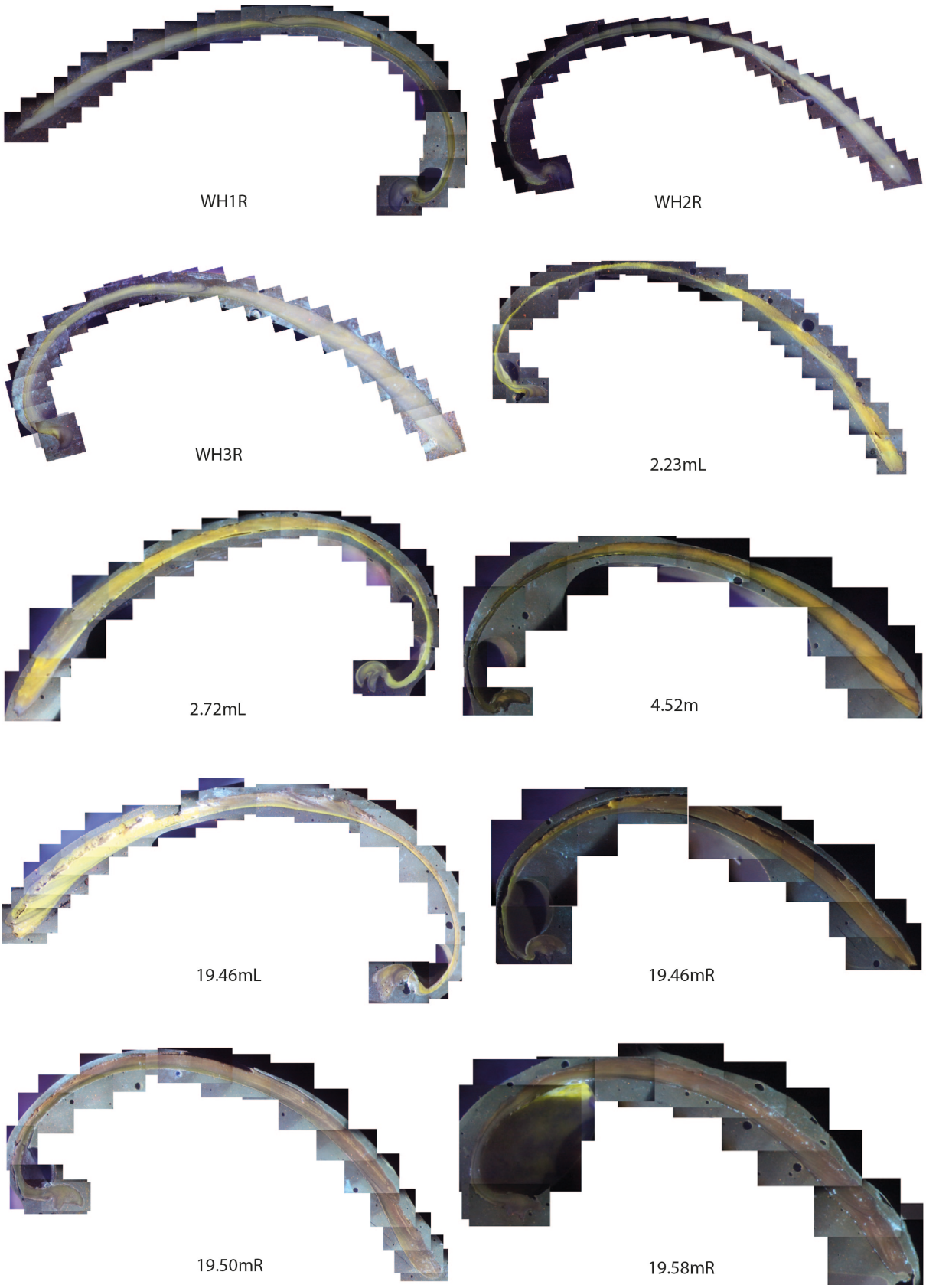


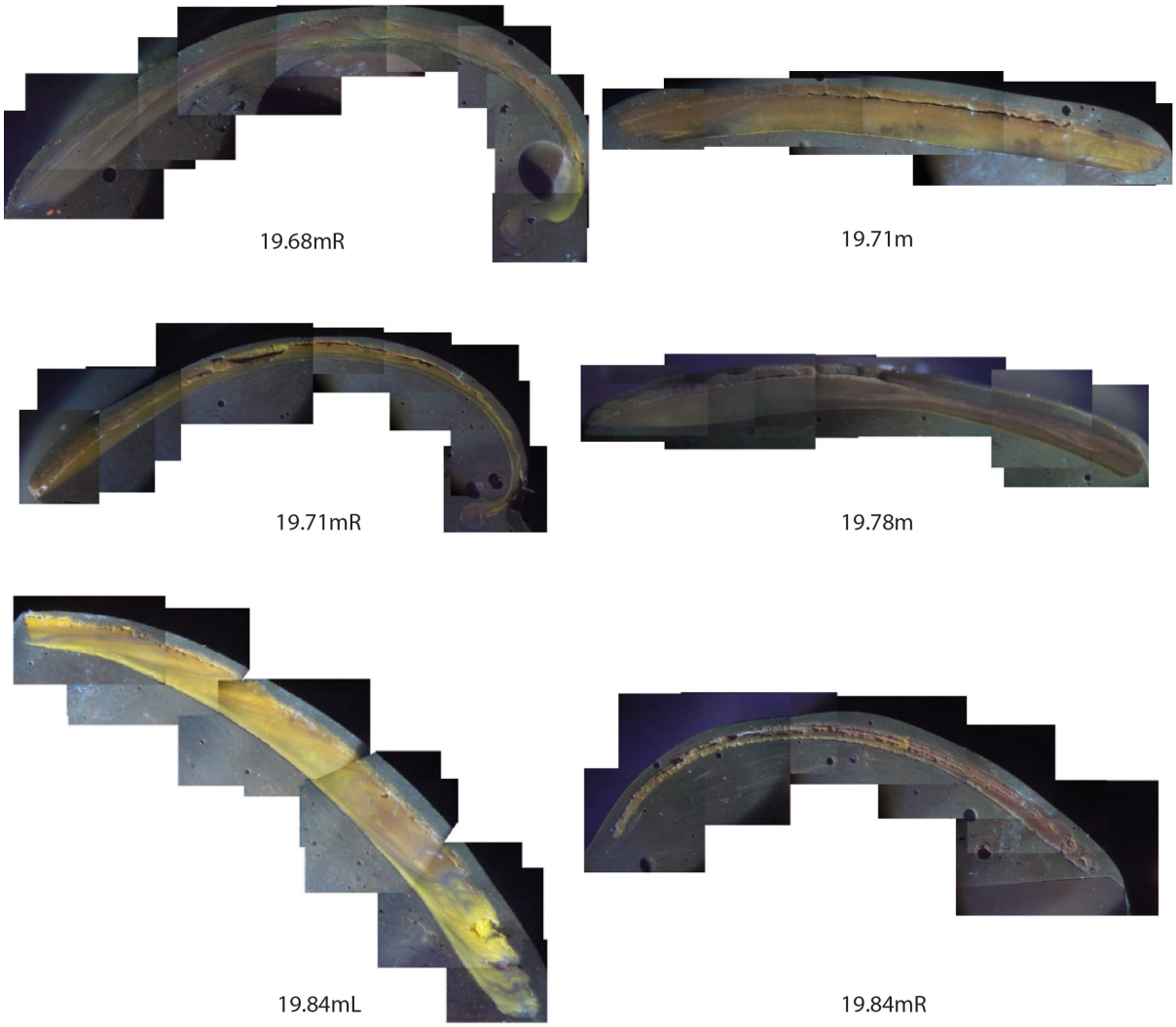
Abb. 7.2.2.1: Vergrößerter Ausschnitt eines Abschnitts von Exemplar b19,84mL (links Ventralrand) mit deutlich zonierter grüngelber Kathodolumineszenz entlang der Wachstumszonen

Tab. 7.2.2.1: Ergebnisse der Kathodolumineszenzuntersuchungen

Name der Probe	Bemerkung
2,23mL	Deutliche CL-Zonierung
2,72mL	Deutliche CL-Zonierung
4,52mR	CL-Zonierung rötl
19,46mL	CL-Zonierung Richtung Ventralrand gelb
19,46mR	CL-Zonierung rötl bräunl. (kaum CL)
19,50mR	CL-Zonierung innen gelblich, außen rötlich (kaum CL)
19,58mR	schwache CL, rötlich
19,68mR	CL kurz vor 1. Wachstumslinie gelbl. dann rötl.
19,71mR	CL-Zonierung sehr schwach gelblich, teils rötlich
19,71m	CL-Zonierung äußerst schwach gelbl, teils rötlich
19,78m	CL (kaum CL) eher rötlich
a19,84mR	1 Wachstumslinie stark gelb, Rest eher rötl.
b19,84mL	Sehr deutliche CL-Zonierung



Tafel 7.2.2.1: Kathodolumineszenzaufnahmen von WH1R, WH2R, WH3R, 2.23mL, 2.72mL, 4.52m, 19.46mL, 19.46mR, 19.50mR und 19.58mR



Tafel 7.2.2.2: Kathodolumineszenzaufnahmen von 19.68mR, 19.71m, 19.71mR, 19.78m, 19.84mL und 19.84mR

7.2.3 Stabile Isotope

Die Messung der stabilen Isotopenverhältnisse $\delta^{13}C$ und $\delta^{18}O$ wurde von Herrn Dipl.-Geol. Michael Maus durchgeführt. Als am wenigsten alteriert erschienen die Exemplare WH1R, WH2R, WH3R, 2,23mL, 2,72mR, 19,46mL, 19,71mR, 19,84mL. Die Isotopenmessergebnisse dieser Exemplare von *C. edule* sind in Abb. 7.2.3.1 abgebildet.

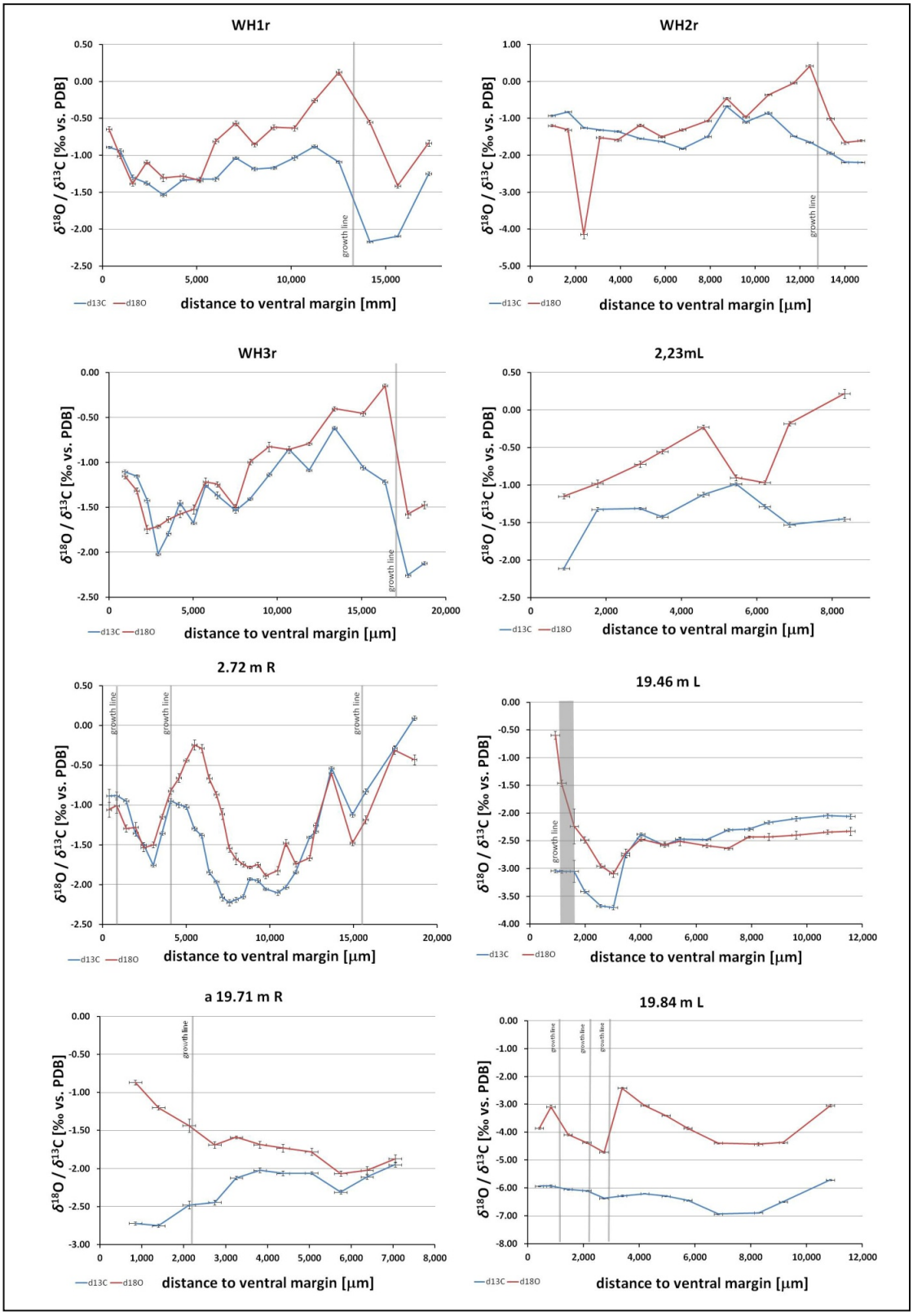


Abb. 7.2.3.1: Die Ergebnisse der Isotopenmessungen $\delta^{18}O$ (rot) und $\delta^{13}C$ (blau) der nichtalterierten Exemplare in ‰ vs. PDB für die Proben WH1R, WH2R, WH3R, 2,23mL, 2,72mR, 19,46mL, 19,71mR und 19,84mL

Die Boxplots der $\delta^{18}O$- und $\delta^{13}C$-Werte (Abb. 7.2.3.2 und 7.2.3.3) wurden mit dem Programm PAST (**PA**leontological **ST**atistics, Version 3.1) [HAMMER *et al.*, 2001] erstellt.

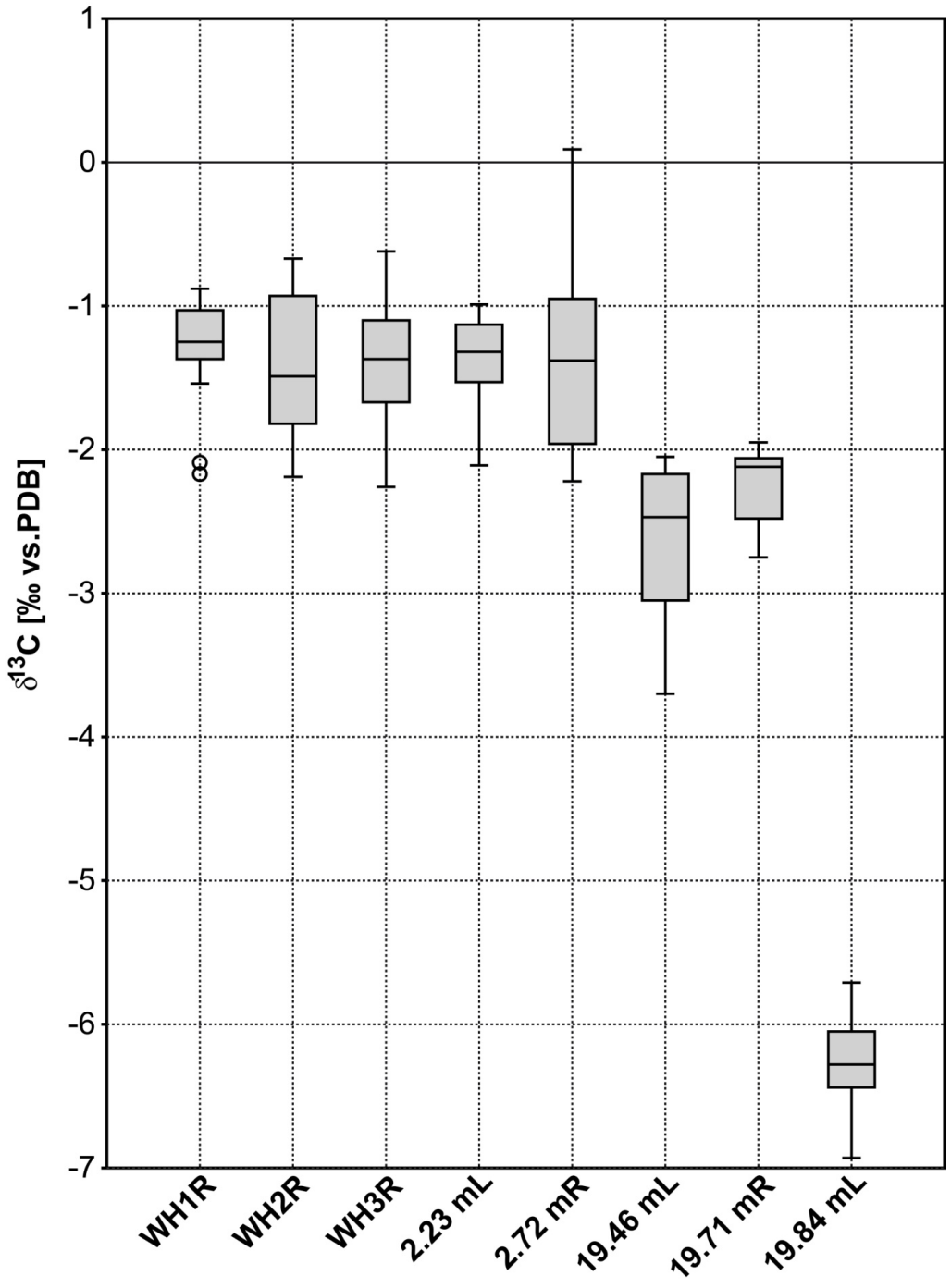


Abb. 7.2.3.2: Boxplots der δ^{13}C-Werte der am wenigsten alterierten Bivalven mit Median, den Perzentilen 75 und 25, Standardabweichung, sowie Ausreißern. Die Whisker reichen bis zum letzten Wert innerhalb des 1,5-fachen Interquartilsabstands (letzten Wert innerhalb der 1,5-fachen Höhe der Box). Ausreißer liegen innerhalb des dreifachen Interquartilsabstands (Kreise) bzw., außerhalb davon (Sterne).

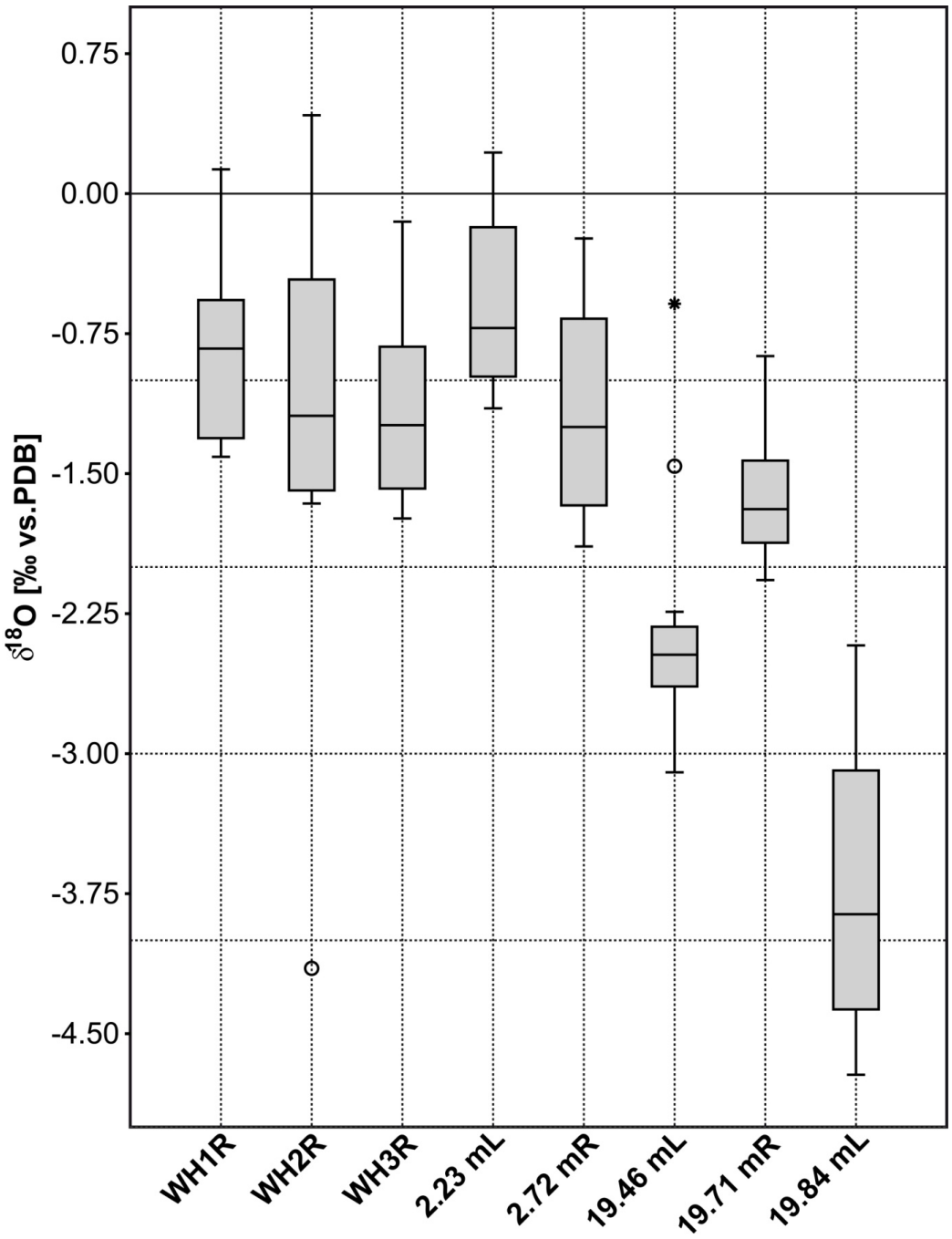


Abb. 7.2.3.3: Boxplots der δ^{18}O-Werte der am wenigsten alterierten Bivalven mit Median, den Perzentilen 75 und 25, Standardabweichung, sowie Ausreißern. Die Whisker reichen bis zum letzten Wert innerhalb des 1,5-fachen Interquartilsabstands (letzten Wert innerhalb der 1,5-fachen Höhe der Box). Ausreißer liegen innerhalb des dreifachen Interquartilsabstands (Kreise) bzw., außerhalb davon (Sterne).

Die δ^{18}O-Werte (Abb. 7.2.3.3), sowie die δ^{13}C-Werte (Abb. 7.2.3.2) zeigen mit zunehmender Tiefe einen abnehmenden Trend.

7.3 Diskussion

Die Probe 19,84mL datiert (nach dem Altersmodell basierend auf ZHANG *et al.* [2014]) auf 5200 BC. Durch die häufigen Umlagerungen großer Sedimentmengen (Sturmfluten etc.) im Wattbereich ist die Altersangabe naturgemäß mit einem mehr der weniger großen Fehler behaftet. Zudem können auch die Bivalven unabhängig vom Sediment umgelagert worden sein (Sturmschille, Prädation, Gezeitenkanäle). Das δ^{18}O-Signal (Abb. 7.3.1) zeigt derart tiefe Werte, die nicht temperaturbedingt sein können, da die sich ergebenden Temperaturen außerhalb des tolerierten Temperaturbereichs von *Cerastoderma edule* liegen. Der δ^{13}C-Wert (Abb. 7.3.2) liegt, verglichen mit den restlichen Exemplaren, ebenfalls im sehr niedrigen Bereich. Altersmäßig passt die Probe zu einer Phase erhöhter Drifteishäufigkeit im Atlantik [BOND *et al*., 2001; GRONENBORN & SIROCKO, 2009], die anhand von IRD-Lagen (ice-rafted debris) nachgewiesen wurde [BOND *et al*., 2001]. Hierbei gelangten große Mengen isotopisch leichten Schmelzwassers in den Nordatlantik und beeinflussten seine stabilen Isotopenverhältnisse. Zusätzlich erfolgte vermutlich ein erhöhter Eintrag von Schmelzwasser des Fennoskandischen Eisschildes in die Gegend der Probenlokation und sorgte zusätzlich für eine Anreicherung von ^{16}O im küstennahen Wasser der Bohrlokation Garding-2. Schmelzwasser übt einen höheren Einfluss auf die Sauerstoffisotopenverhältnisse aus (Abb. 7.3.3), als dies die Salinität vermag [SHARP, 2007]. Zudem führten die höheren Niederschlagsmengen im Atlantikum verglichen mit heute zu einer weiteren Verdünnung des Wassers und damit zur Senkung der Isotopenwerte. Den größten Einfluss üben hier jedoch die lokalen Effekte (Niederschlag, Schmelzwasserzutritt) aus, so wie auch die rezenten Exemplare stark durch Niederschläge beeinflusst werden.

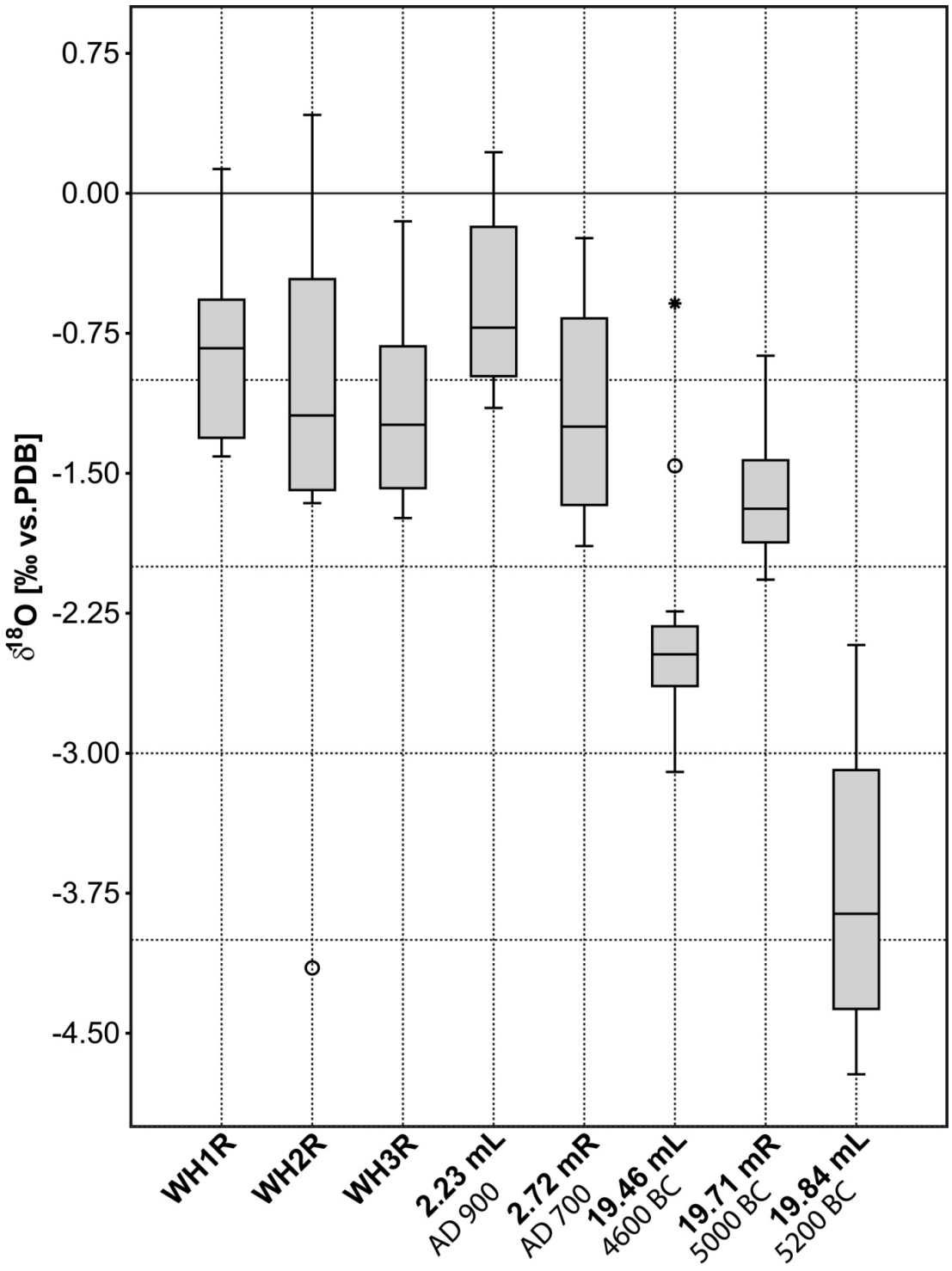


Abb. 7.3.1: Boxplots der δ^{18}O-Werte der jeweiligen Exemplare mit Median (horizontale Linie innerhalb der Box), den Perzentilen 75 und 25 (Ober- und Unterkante der Box), sowie Ausreißern. Die Whisker reichen bis zum letzten Wert innerhalb des 1,5-fachen Interquartilsabstands (letzten Wert innerhalb der 1,5-fachen Höhe der Box, Standardabweichung σ). Als Kreise markierte Ausreißer liegen innerhalb des dreifachen Interquartilsabstands, Ausreißer außerhalb des dreifachen Interquartilsabstands sind als Sterne dargestellt **(**Alter aus Altersmodell nach ZHANG *et al*. [2014])**.**

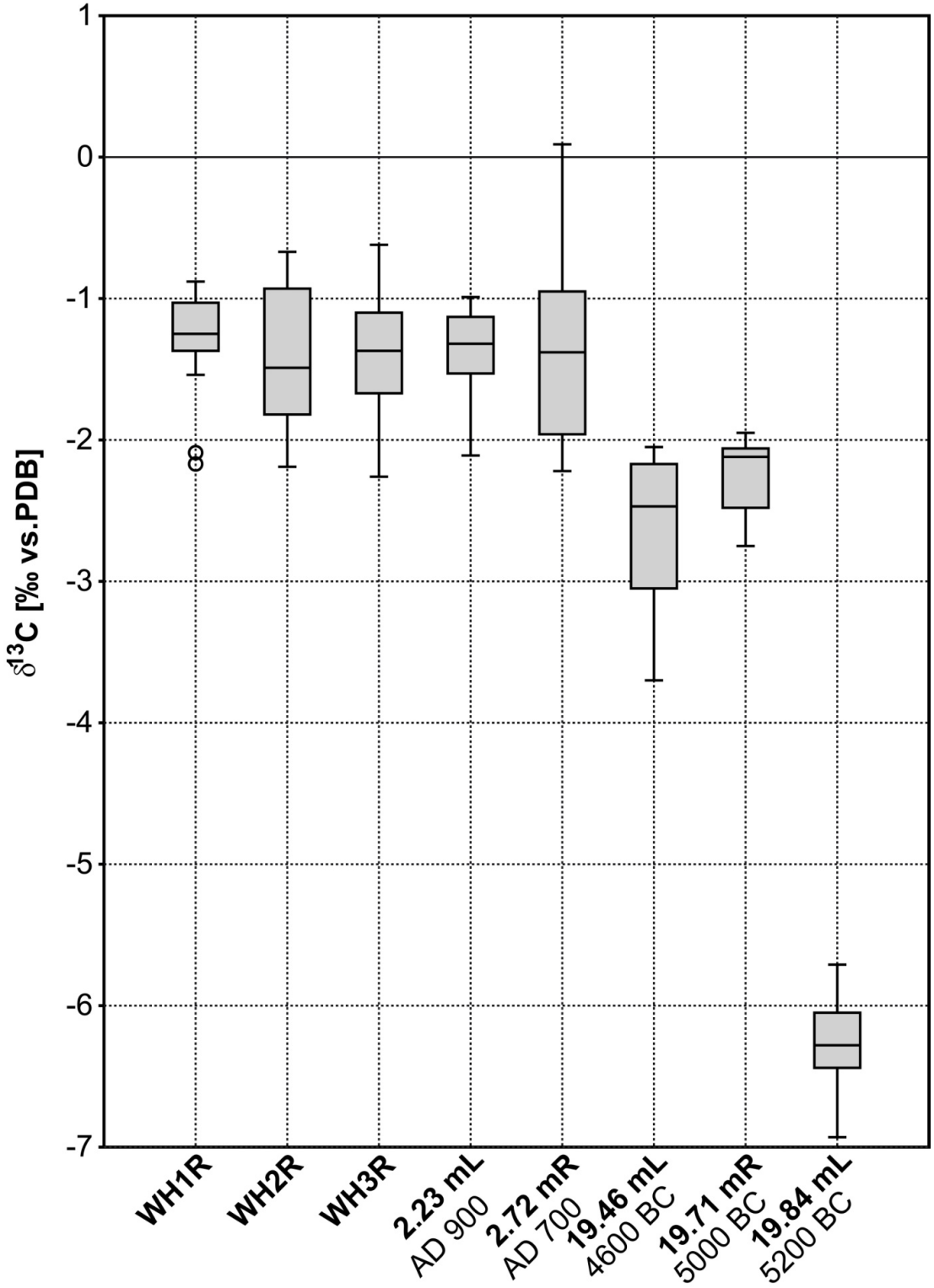


Abb. 7.3.2: Boxplots der δ^{13}C-Werte der jeweiligen Exemplare mit Median (horizontale Linie innerhalb der Box), den Perzentilen 75 und 25 (Ober- und Unterkante der Box), sowie Ausreißern. Die Whisker reichen bis zum letzten Wert innerhalb des 1,5-fachen Interquartilsabstands (letzten Wert innerhalb der 1,5-fachen Höhe der Box, Standardabweichung σ). Als Kreise markierte Ausreißer liegen innerhalb des dreifachen Interquartilsabstands, Ausreißer außerhalb des dreifachen Interquartilsabstands sind als Sterne dargestellt **(**Alter aus Altersmodell nach ZHANG *et al*. [2014])**.**

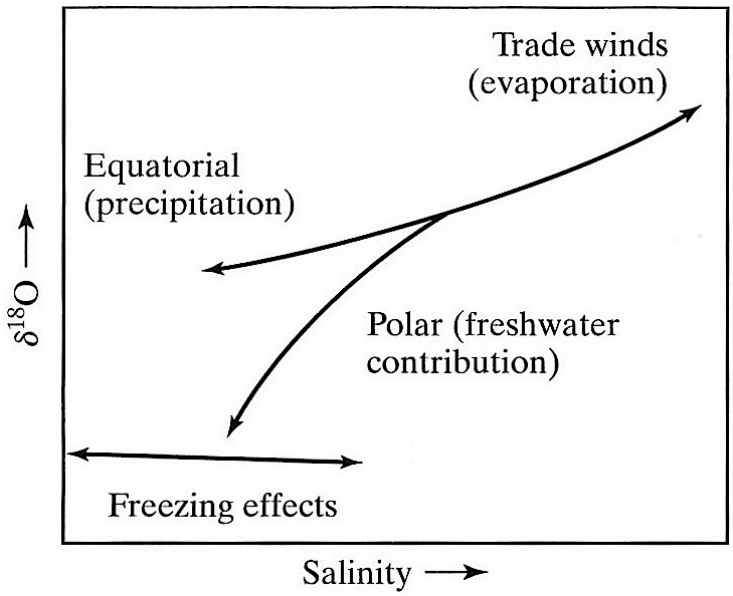


Abb. 7.3.3: Effekte von Evaporation, Präzipitation, polarem Schmelzwasser und Frosteffekten auf die Komposition stabiler Isotope und die Salinität [SHARP, 2007]

Die beiden Proben 19,71mR (5000 BC) und 19,46mL (4600 BC), die ebenfalls in die Klimastufe des Atlantikums datieren (nach dem Altersmodell nach ZHANG *et al*. [2014]), zeigen einen ähnliche Tendenz wie die Probe 19,84mL. Auch hier fallen die δ^{18}O- und δ^{13}C-Werte niedriger als beiden rezenten Exemplaren und den Proben 2,23mL und 2,72mR (AD 900, bzw. AD 700 nach dem Altersmodell nach ZHANG *et al.* [2014]) aus, jedoch in geringerem Ausmaß, (Abb. 7.3.1 und 7.3.2). Dies passt zu der Annahme, dass die erniedrigten Werte u.a. durch Schmelzwasserzutritte verursacht werden, die mit Verlangsamung des Meeresspiegelanstiegs im Mittleren Atlantikum geringer wurden.

Die subatlantischen Exemplare 2,72mR (AD 700) und 2,23mR (AD 900 nach dem Altersmodell nach ZHANG *et al.* [2014]) und die rezenten Bivalven unterscheiden sich nicht wesentlich in den δ^{18}O- und δ^{13}C-Werten voneinander. Der Ausreißer im δ^{18}O-Wert der Bivalve WH2 (Abb. 7.3.1) ist vermutlich durch ein länger andauerndes Starkregenereignis hervorgerufen worden, dessen Verdünnungseffekt sich hier abgebildet hat (frdl. Mitteilung Prof. B. Schöne).

Die Rekonstruktion von Temperatur und isotopischer Zusammensetzung des Wassers mittels Untersuchung der Verhältnisse stabiler Isotope δ^{13}C und δ^{18}O stellt eine Herausforderung dar, wenn es sich um ein wechselhaftes Milieu wie den Brackwasserbereich handelt, in dem *C. edule* lebt.

FÜLLENBACH *et al*. [2015] entwickelten mit Hilfe des Sr/Li-Verhältnisses ein potentielles neues Temperaturproxy für brackische Bereiche. Sie wiesen nach, dass bis zu 81% der Variabilität des Sr/Li-Verhältnisses durch die Temperatur erklärt wird, was, laut Studie, deutlich mehr darstellt, als durch sowohl das Sr/Ca- als auch das Li/Ca-Verhältnis erklärt werden kann.

Der Ansatz von MILANO *et al*. [2017] könnte eine Temperaturrekonstruktion anhand der Schalenmikrostruktur als neues Proxy für die Wassertemperatur erlauben und würde vermutlich auch bei den Bivalven der Bohrung Garding-2 weiter helfen. In ihren Studien erwiesen sich die Charakteristika der Mikrostrukturen als unkorreliert gegenüber der Wachstumsrate der Bivalven und einer Anzahl von Umweltvariablen wie Salinität, Nahrungsverfügbarkeit und Trübung. Sie wiesen jedoch eine hohe Korrelation mit Änderungen der Wassertemperatur auf. Dazu ist die Methode unabhängig vom ontogenetischen Alter der Bivalven und funktioniert bei diagenetisch alterierten Exemplaren, so lange noch keine signifikante Umkristallisation stattgefunden hat [MILANO *et al*. 2017].

Bestrebungen, anhand der Isotopenverhältnisse Rückschlüsse auf die Saisonalität zuziehen, erwiesen sich als wenig erfolgversprechend. Es liegt eine sehr geringe Anzahl geeigneter Bivalven vor. Zudem wird durchschnittlich nur etwa eine Wachstumsperiode pro Exemplar abgebildet, zum Teil vermutlich nicht vollständig (teilweise fehlende Wachstumslinien). Der Isotopenverlauf erscheint keinem Muster folgend und wird dazu stark durch nicht quantifizierbare Niederschläge, sowie abweichende Isotopie des Ozeanwassers in der Vergangenheit beeinflusst. Ohne genauen Temperaturverlauf lassen sich die Inkremente keiner Jahreszeit zuordnen, da Wachstumsunterbrechungen ebenfalls durch Prädation oder Sturmereignisse hervorgerufen werden können. Die auf dem Altersmodel nach ZHANG *et al*. [2014] beruhenden Alterszuordnungen geben nur grobe Anhaltspunkte. Im hochdynamischen Wattbereich finden ausgedehnte Umlagerungsprozesse statt, sowohl des Sediments, als auch der Bivalven selbst, so dass das Alter am besten an der Bivalvenklappe selbst ermittelt werden sollte. Zudem zeigen selbst die drei rezenten Exemplare sehr unterschiedliche Isotopenwerte, obwohl sie in direkter Nähe zueinander gesammelt wurden und den gleichen Zeitraum abbilden.

8 ^{14}C-Datierung

8.1 Material und Methoden

Für die Radiokarbondatierung benötigtes organisches Material wurde solchen Proben des Abschnitts von 26 - 72 m entnommen, die besonders reich an organischem Material in Form von Holzstücken waren. Die grau hinterlegte Probe ging im Labor wegen mangelhafter Beschriftung verloren (Tab. 8.1.1).

Tab. 8.1.1: Aufstellung der Proben für die ^{14}C-Datierung

sample	weight [mg]	material
26,88m	726,9	plant macroremains/wood
26,88m	122,9	plant macroremains/wood
27,10-28,40m	123,6	plant macroremains/wood
29,36m	126,3	plant macroremains/wood
29,49-29,84m	116,1	plant macroremains/wood
30,65-32,13m	132,0	plant macroremains/wood
36,08m	49,5	plant macroremains/wood
48,37m	66,6	plant macroremains/wood
66,43m	210,5	plant macroremains/wood

Die erhaltenen Proben wurden zur Datierung an das Klaus-Tschira-Archäometrie-Zentrum an der Universität Heidelberg, einem Institut des Curt-Engelhorn-Zentrum Archäometrie gGmbH verschickt. Dort wurden die Proben mit HCl vorbehandelt. Der unlösliche Teil wurde sodann verbrannt. Das hierbei entstandene CO_2 wurde katalytisch zu Graphit reduziert [B. KROMER, pers. Komm.] und der Messung zugeführt.

8.2 Ergebnisse

Das Ergebnis der Datierungen ist in Tabelle 8.2.1 dargestellt. Die Kalibration erfolgte mit dem Datensatz INTCAL 13 [REIMER *et al*., 2013] und SwissCal 1.0 [L. WACKER, ETH Zürich]. Die ^{14}C-Alter sind auf δ^{13}C = -25 normiert [STUIVER & POLACH, 1977]. Der δ^{13}C -Wert stammt aus der Messung der Isotopenwerte im Beschleuniger, sein Fehler beträgt ca. 2 ‰. Der Wert kann durch Isotopentrennung bei der Aufbereitung und in der Ionenquelle des Beschleunigers gegenüber dem ursprünglichen Wert verfälscht sein und ist daher nicht mit einer Messung in einem Massenspektrometer für stabile Isotope (IRMS) vergleichbar [Anm. B. KROMER zur Datierung].

Tab. 8.2.1: Ergebnisse der ^{14}C-Datierungen

sample	^{14}C age	±	δ^{13}C	cal 1 sigma	cal 2 sigma
26.88 m	33 820	390	- 26.4	cal BP 39 200 – 38 020	cal BP 39 910 – 37 370
27.10 - 28.40 m	36 010	250	- 25.3	cal BP 40 970 – 40 370	cal BP 41 250 – 40 080
29.36 m	29 910	140	- 17.0	cal BP 34 120 – 33 860	cal BP 34 280 – 33 730
29.49 – 29.84 m	30 480	150	- 21.2	cal BP 34 620 – 34 290	cal BP 34 770 – 34 120
30.65 – 32.13 m	45 370	600	- 28.7	cal BP 45 910 – 48 120	cal BP >50 000 – 47 500
36.08 m	45 420	1560	- 28.7	cal BP 49 910 – 47 400	cal BP 50 000 – 45 990
66.43 m	44 480	1400	- 32.9	cal BP 49 010 – 46 340	cal BP 50 000 – 45 620

8.3 Diskussion

Die von Dr. B. KROMER am Kurt-Engelhorn-Zentrum für Archäometrie durchgeführten Radiokarbondatierungen ergeben für die Sedimente zwischen 26 und 70 m Alter zwischen 33 860 und 49 910 cal BP (Abb. 5.3.5, Tab. 8.2.1). Die Datierungen sind von Seiten des Labors als zuverlässig und frei von Basiskontamination einzustufen [freundliche schriftliche Mitteilung Dr. B. Kromer]. Die Datierungen fallen in den Zeitraum zwischen GI 6 (Greenland-Interstadial) [SVENSSON *et al*., 2008] und GI 14-a [RASMUSSEN *et al*., 2014] im MIS 3 (marine isotope stage). SIROCKO *et al.* [2016] wiesen für diesen Zeitabschnitt anhand laminierter Eifelmaarsedimente in der Eifel einen Übergang von Fichtenwald über Fichten-Hainbuchen-Mischwald hin zu Borealem Wald und Steppenvegetation nach (LEZ 9 - 6, landscape evolution zones), daher ist es nicht unwahrscheinlich, dass sich in der Umgebung der Garding-Bohrlokation, bzw. im Einzugsgebiet der Fließgewässer, zu dieser Zeit ebenfalls Gehölzvorkommen befanden, deren Überreste ggfs. beim Gletscherrückzug fluvioglazial transportiert wurden.

9 Diskussion

In dieser Arbeit wurden mit verschiedenen Methoden für die tertiären und quartären Sedimente der einzelnen Abschnitte des Bohrkerns Garding-2 Faziesrekonstruktionen, sowie Datierungen durchgeführt. Dabei wurde mit dem Retsch Camsizer® ein opto-elektronisches Gerät angewendet, um die herkömmliche Siebung zu ersetzen und Kornformparameter in hoher Größenklassenauflösung zu erhalten. Die Garding-2-Proben wurden mittels Hauptkomponentenanalyse mit Proben von Sedimenten bekannter Genese verglichen. Die obersten 73 m wurden grobfraktionsanalytisch untersucht. Dabei wurde ein Faziesmodell für die holozänen oberen 20 m erstellt, das auf Molluskenvorkommen und Sedimentparametern basiert. Die Foraminiferendaten und Häufigkeiten der mineralischen Komponenten und weiteren Biogenkomponenten wurden zur Prüfung des Modells heran gezogen. Die in den Proben der obersten 20 Kernmeter vorhandenen Herzmuscheln wurden sclerochronologisch untersucht. Aus organikreichen sandig-kiesigen Lagen zwischen 26 und 66 m wurden acht Radiokarbonalter an Holzresten ermittelt. Vorrangiges Ziel der Arbeit ist, die Anwendbarkeit des Retsch Camsizer® für derartige Lockersedimente mit dem Ziel der Faziesrekonstruktion zu untersuchen. Diese Ergebnisse sollen schließlich zu einem erweiterten Verständnis der Ablagerungsmechanismen und Klimaverhältnisse, die im Gebiet der Bohrung herrschten, beitragen, und helfen, die lokale Meeresspiegelgeschichte zu rekonstruieren.

9.1 Camsizer®

Die Camsizer®analysen erlauben, anhand der Korngrößenverteilung und der Formparameter, detaillierte Aussagen über das Ablagerungsmilieu und die Art des Sedimenttransports zu treffen. Die Sedimente der Kaltphasen weisen meist eine erhöhte maximale Korngröße auf. Ähnlich reagiert die mittlere Korngröße. An der Bohrlokation fand der Sedimenttransport in Kaltzeiten in verflochtenen Flusssystemen statt, bzw. glazial und fluvioglazial, jedoch auch äolisch. Dies hat bei überwiegend äolischem Transport naturgemäß eine geringe Korngröße zur Folge. Durch Sortierung bei äolischem Transport nimmt der Anteil an gerundeten Partikeln in Sedimenten zu, die höhere Anteile von Flugsand enthalten. Diese Anteile lassen sich zum Teil noch in Mischproben anhand des korngrößenabhängigen Sphärizitätsverlaufs identifizieren (z.B. Abb. 3.3.2.2) In Warmphasen werden die Sedimenteigenschaften zum Teil durch Bodenbildung beeinflusst. Dies führt zu relativ geringen Werten in der Symmetrie bei

relativ isometrischen Partikeln. Im Kern lässt sich vom Tertiär zum Quartär und bis ins Holozän eine Zunahme der Kornformparameter und damit der allgemeinen Rundung beobachten. Durch die allmähliche Klimaänderung im ausgehenden Tertiär finden eine erhöhte Sedimentmobilisation und zunehmender äolischer Transport statt. Letzterer führt zur Kornformsortierung mit der Anreicherung gerundeter Partikel. In den folgenden Kaltphasen werden bereits abgelagerte Sedimente mobilisiert und erneut Transportprozessen unterzogen, so dass die Konvexität der Partikel über diese Zeiten hinweg weiter zunimmt. Ein Rückgang der Symmetrie findet dort statt, wo Moränenmaterial abgelagert wurde. Fluviatile Transportprozesse führen zur Verringerung des Breiten-/Längenverhältnisses.

Mit dem Faziesmodell für den holozänen Kernabschnitt, das mittels Sedimentmodus und Molluskenhäufigkeiten erstellt wurde, ließen sich die Resultate der Camsizer®analyse bestätigen. Für den übrigen quartären und tertiären Kernabschnitt ließ sich anhand der Camsizer®daten das Ablagerungsmilieu sehr gut rekonstruieren. Die Transportgeschwindigkeit der Partikel ließ sich über den Wert des Sedimentmodus bestimmen. Durch die hohe Auflösung von 50 Korngrößenklassen ließen sich anhand der Sedimentproben verschiedene Prozesse identifizieren, beispielsweise anteiliger äolischer Transport, die bei der Bildung des Sediments wirksam waren. Die gute Auflösung lässt ebenfalls zu, über eine Sedimentabfolge von bis zu mehreren Metern, bzw. Dekametern, einen Korngrößentrend auszumachen und so Rückschlüsse auf z.B. die Dynamik des Ablagerungssystems, welche durch klimatische und geologische Prozesse beeinflusst werden kann, zu ziehen.

9.2 Hauptkomponentenanalyse Camsizer®

Die für die Datensatzvarianz des Systems der Garding-2-Proben gemeinsam mit den Vergleichsproben ermittelte Hauptkomponente 1, die stark vom Breiten-/Längenverhältnis und der Sphärizität bestimmt wird, scheint eine Funktion der Viskosität des Transportsystems zu sein. Im fluviatilen Bereich steigen die Werte mit der Proximalität an, warmmarine Proben zeigen hohe positive Werte, kaltmarine eher niedrige, Tephra-Moränen- und frisch verwitterten Proben liegen bei negativen Werten. Hauptkomponente 2, die hauptsächlich von den Formparametern Symmetrie und Konvexität bestimmt wird, gibt vermutlich Hinweise auf Sortierungsprozesse (Anreicherung/Auswaschung gerundeter

Partikel), bzw. der Änderung der ursprünglichen Sedimentzusammensetzung während des Transports. Die untersuchten warmmarinen Proben zeigen positive Werte auf Hauptkomponente 2. Es fand, vermutlich durch Strömungen, eine Auswaschung symmetrischer und konvexer Partikel statt, im Trockenstrandbereich eine äolische Mobilisierung, wobei die aufgrund ihrer Form nicht so leicht zu transportierenden Partikel zurück blieben. Tephra- Moränen- und frisch verwitterte Proben liegen im niedrigen positiven Bereich. In ihnen wurden noch kaum formbezogene An- oder Abreicherungsprozesse wirksam. Hier befinden sich auch die fluviatilen Proben, bei denen sich offenbar Auswaschung und Anreicherung die Waage halten. Die untersuchten kaltmarinen Proben kamen sämtlich aus dem ehemaligen Glazialbereich des südlichen Nordseeraumes und geben die Anreicherung symmetrischer und konvexer Partikel im Sediment über mehrere Sedimentationszyklen während des Quartärs wieder.

Diese Ergebnisse deuten darauf hin, dass verschiedene Prozesse die vier untersuchten Kornformparameter jeweils charakteristisch beeinflussen, was anhand der hoch aufgelösten Messungen des Camsizer®s erfasst werden konnte. Mit dieser Methode wurden plausible Ergebnisse erzielt, sie sollte daher in zukünftigen Studien mit größerer Vergleichsprobenanzahl und –auswahl ausgebaut werden.

9.3 Grobfraktionsanalyse

Die relativen Häufigkeiten der Mollusken erlaubten es, im Zusammenhang mit dem Sedimentmodus, ein Faziesmodell für die oberen holozänen 20 Kernmeter zu erstellen. Die Verteilung der übrigen untersuchten biogenen Makroreste, sowie auch die relativen Häufigkeiten der ausgezählten Foraminiferenarten stimmen hiermit praktisch überein. Die Verteilung der mineralischen Bestandteile passt ebenfalls in das entwickelte Faziesmodell. Obwohl die Makroreste bis 72 m ausgezählt wurden und bis in diese Tiefe ebenfalls marine Organismenreste auftreten, wurde dieser Abschnitt von etwa 20 bis 72 m als fluvioglazial eingestuft. PROBORUKMI *et al.* [2017] wiesen nach, dass im Sediment weder Dinoflagellatenzysten noch Foraminiferenschalenauskleidungen als marine Indikatoren enthalten sind und die Sedimente als umgelagert betrachtet werden können. Erhöhte Anteile an Mineralkörnern und Gesteinsbruchstücken stützen die Einschätzung, dass es sich um fluvioglaziales Sediment handelt.

9.4 Sclerochronologie

Niedrige δ^{13}C- und δ^{18}O-Werte in Kernmeter 19 – 20 gaben Hinweise auf schmelzende Eismassen im Atlantikum. Dies betrifft besonders Probe 19,84mL, die altersmäßig zu einer Phase erhöhter Drifteishäufigkeit im Nordatlantik [BOND *et al*., 2001; GRONENBORN & SIROCKO, 2009] passt. In dieser Phase führte das vom Drifteis freigesetzte isotopisch leichte Schmelzwasser zu einer Änderung der stabilen Isotopenverhältnisse des Nordatlantiks. Der erhöhte Eintrag von Schmelzwasser des Fennoskandischen Eisschildes sorgte für eine weitere Anreicherung von ^{16}O im küstennahen Wasser der südlichen Nordsee. Die Sclerochronologie lieferte Informationen über großräumigere Variationen der Isotopie des Wassers im küstennahen Bereich während des Atlantikums.

An den rezenten Exemplaren von *Cerastoderma edule* ließ sich sehr gut die Isotopie des brackischen Ozeanwassers rekonstruieren, nachdem aus den bekannten Niederschlagsdaten und den δ^{13}C-Werten eine Korrekturfunktion für die δ^{18}O-Werte erstellt wurde (Kap. 7.1.8.1.1). Leider ist diese Isotopie nicht in die Vergangenheit übertragbar, da schon in der jüngeren Vergangenheit durch die Veränderung des Einzugsgebiets der Eider deren Süßwasserzutritt stark verändert wurde (frdl. mündl. Mitteilung Dr. K. Ricklefs).

Zum Verlauf der Entwicklung der Saisonalität ließen sich keine Ergebnisse erzielen. Die subrezenten Proben haben eine zu geringe Anzahl. Sie bilden zudem höchstens eine einzige Wachstumsperiode ab, die nicht klar auszumachen ist, da die Isotopenverläufe zum Teil keinem erkennbaren Muster folgen und durch abweichende Niederschlagsmengen und Isotopie des Ozeanwassers beeinflusst sind. Dass Wachstumslinien nicht nur im Winter, sondern ebenfalls bei der Fortpflanzung, bei Prädation oder nach Sturmereignissen ausgebildet werden können, erschwert die Situation zusätzlich, so dass andere Möglichkeiten der Temperaturrekonstruktion angewendet werden sollten, beispielsweise die Zuhilfenahme des Strontium/Lithiumverhältnisses der Schalen [FÜLLENBACH *et al*. 2015] oder die Auswertung der Schalenmikrostruktur der Bivalven [MILANO *et al*. 2017].

9.5 ^{14}C-Datierung

Im untersuchten Abschnitt 26 – 72 m wurden 7 Radiokarbonalter an Holzresten ermittelt. Die Alter sind als verlässlich und frei von Basiskontamination anzusehen [schriftliche Mitteilung Dr. B. Kromer]. Sie rangieren im Zeitraum zwischen 33 860 und 49 910 cal BP (Abb. 5.3.5, Tab. 8.2.1) und fallen damit in den Zeitabschnitt zwischen GI 6 (Greenland-Interstadial) [SVENSSON *et al*., 2008] und GI 14-a [RASMUSSEN *et al*., 2014] im MIS 3 (marine isotope stage). Diese Ergebnisse bestätigen die Einstufung der betreffenden Sedimente als weichselzeitlich und untermauern die Klassifizierung als fluvioglaziales Sediment, wie bereits die Grobfraktionsanalyse ergab. Da die Holzreste lange vor der Ablagerung der Sedimente entstanden sein können, sind diese Alter als Höchstalter zu betrachten.

ZHANG *et al.* [2014] erstellten für die Zeit 16 000 BP bis zur Eindeichung im 11. Jh. Mittels OSL- und ^{14}C-Datierung an den hier vorhandenen flachmarinen, bzw. ästuarinen Sedimenten ein robustes Altersmodell. Das unterhalb 26 m vorhandene fluvioglaziale Sediment zeigte in einigen Vorversuchen eine Streuung des Signals, die vermutlich aus dem Problem der unvollständigen Auslöschung des OSL-Signals vor der Einbettung der Partikel im Sediment resultiert. Zusätzlich findet vermutlich eine Sättigung des Signals in Quarzkörnern bei etwa 40 m statt, so dass sich von dort abwärts Feldspat pIRIR (post-IR IRSL) gegenüber Quarz OSL-Datierung als für die Altersbestimmung geeignete Methode erweist. Vorbereitende Studien zeigten, dass diese Methode geeignet ist, Alter bis etwa 500 ka zu liefern [ZHANG, 2016].

Mit der Radiokarbondatierung konnte den entsprechenden, als spätweichselzeitlich eingestuften Kernmetern 26 – 70 ein zuverlässiges Höchstalter zugeordnet werden. Vorläufig wurde der Abschnitt 26 bis 72 m hier als während oder nach dem MIS 3 und vor 16 ka abgelagert betrachtet. Zukünftige pIRIR-Datierungen werden zu einer genaueren Einstufung führen.

9.6 Faziesanalyse

Die Ergebnisse der Faziesanalyse stimmen weitgehend mit den Ergebnissen von ZHANG *et al*. [2014] und PROBORUKMI & URBAN [2017] überein.

9.6.1 Prä-Holozän

Der Kernabschnitt von 239 bis 199 m mit größtenteils sandigen, kiesigen und tonigen Sedimenten wurde anhand der Camsizer®untersuchung als im Rahmen eines mäandrierenden Flusssystems abgelagert klassifiziert. PROBORUKMI *et al*. [2017] ordneten diese Sequenz dem pliozänen Brunssum B zu und wiesen in Kernmeter 238 Palynomorphe nach, die für die spätpliozänen Bedingungen mit milden Wintern typisch sind. Ebenso deuten Galeriewald- und Auebruch-Elemente (*Nyssa*, *Myrica*, *Alnus* und *Pterocarya*) auf in Süßwasser abgelagerte Sedimente hin [PROBORUKMI *et al*. 2017]. Diese Einschätzung passt zur Vermutung, dass es sich bei den feinen Sedimenten um einen verlandeten Altgewässerarm handeln könnte. Die als Gleithangsedimente interpretierten Sedimente zwischen 236 und 231 m zeigen relative hohe Sphärizitätswerte (Abb. 3.3.1.2.1, 3.3.1.2.2 und 3.3.1.2.3), die auf äolischen Transport und Formsortierungsprozesse deuten. Die Ergebnisse der Hauptkomponentenanalyse (Abb. 4.3.2.1.1) zeigen dies jedoch nicht, Hauptkomponente 2 ist fast durchweg im positiven Bereich, in dem keine Anreicherung gerundeter Partikel stattgefunden hat.

Die Sedimente zwischen 199 und 182 m wurden als limnisch mit Übergang zur Vermoorung klassifiziert. Sie erscheinen bei der Camsizer®untersuchung feinkörnig mit geringer Symmetrie und Konvexität, wie es für Bodenbildung typisch ist. In Übereinstimmung fanden PROBORUKMI *et al*. [2017] im unteren Abschnitt (199 – 192 m, Brunssum C) vorwiegend Hinweise auf Koniferen sumpfiger Standorte, Pollen von Bäumen aus Auebrüchen und Galeriewäldern, sowie aquatische Taxa, die gemeinsam Hinweise auf in der Nähe liegende Moore geben. Der Meter 192 – 191 enthält Hinweise auf von Koniferen dominierten Wald, der die Sümpfe ersetzt hat [PROBORUKMI *et al*. 2017]. Im Bereich 188,38 – 182,87 m entwickeln sich im oberen Bereich moorige Verhältnisse, die Landschaft öffnet sich, während sich das Klima abkühlt [PROBORUKMI *et al*. 2017]. Die mit mittels Camsizer® erhaltenen Sphärizitätswerte nehmen ab Kernmeter 199 zu (Abb. 3.3.1.3.1 und 3.3.1.3.2), was zunehmenden äolischen Transport und damit ebenfalls eine Abkühlung nahelegt.

Die Sedimente des Kernabschnitts von 182 bis 149 m wurden als Ablagerungen eines verflochtenen Flusssystems identifiziert. Hohe Sphärizitätswerte führten zur Einschätzung, dass bereits erheblicher äolischer Transport stattgefunden hat. Die Untersuchungen von PROBORUKMI *et al*. [2017] führten zur stratigraphischen Einordnung ins Prätegelen, allerdings aufgrund von Pollenanalysen bereits im noch torfigen Kernabschnitt bei 182,87 m beginnend. Dieser Kernmeter wurde jedoch nicht für Camsizer®analysen beprobt.

Zwischen 149 und 118 m zeigen feine Sedimente einen energiearmen Ablagerungsraum an. Die Sedimente wurden anhand der Korngrößenverteilung und Formparameter als äolisch, niedrigenergetisch fluviatil, bzw. zum Teil limnisch klassifiziert. Zusammen mit den Torfen als auch einigen Frostrissen und Kryoturbation überliefert das Sediment eine wechselhafte Klimaentwicklung. Dies geht ebenfalls aus den Ergebnissen der Pollenuntersuchungen von PROBORUKMI *et al*. [2017] hervor, eine Aufeinanderfolge kühler und warmer Perioden beschreiben. Der Kernabschnitt bildet Sedimente des Waal bis Bavel, sowie des Cromer I – III ab [PROBORUKMI *et al*. 2017].

Der Abschnitt von 118 bis 89 m wurde sedimentologisch als durch einen verflochtenen Fluss abgelagert klassifiziert. Das Sediment ist verhältnismäßig fein, der Sedimentmodus vergröbert sich nach oben und die maximale Korngröße nimmt zu (Abb. 3.3.10.1), was auf eine Abkühlung hin deuten kann. PROBORUKMI *et al.* [2017] wiesen von etwa 120 m (GPL-6) an eine Erwärmung und feuchter werdendes Klima mit Anzeigern von Galeriewäldern nach und ordneten die Sedimente stratigraphisch dem Cromer-Komplex zu. Hierbei ist zu bedenken, dass dazu die feinen organikhaltigen Lagen und Torfabschnitte bis etwa 100 m (GPL-8) beprobt wurden, die eher die Warmphasen des Cromer Komplexes repräsentieren, während in den gröberen Sedimenten für Pollen ein nur geringes Überlieferungspotenzial besteht. Die mit dem Camsizer® untersuchten Sedimente, die weitgehend frei von organischen Rückständen sind, bilden also wahrscheinlich Teile der kühleren Phasen des Cromer Komplexes ab, die mit der Zeit kühler wurden, bzw. an Proximalität zunahmen, was möglicherweise das folgende Elster-Glazial ankündigte und auf den wachsenden Fennoskandischen Eisschild hinweist. Die Sedimente zeigen Anzeichen von Transportsortierung der Kornform mit Anreicherung sphärischer Partikel durch äolischen Transport.

Die Sedimentfolge von 80 – 89 m wurde als fluvioglazial klassifiziert. Auch hier sind die Korngrößenverteilungen der Proben von denen einer noch nicht weiter transportierten

Moräne abweichend (Abb. 3.3.5.1) und helle Sedimente, die als besser sortierter Schmelzwassersand interpretiert wurden, sind eingeschaltet (Abb. 3.3.5.2). Das sprunghafte Zunehmen der magnetischen Suszeptibilität veranlasste PROBORUKMI *et al.* [2017] zur Klassifikation der Sedimente als elsterzeitliche Moräne. Dies wird auch durch die Kornformparameter gestützt (Abb. 4.3.2.5.1), die Partikel weisen eine geringe Symmetrie und Konvexität auf.

Die feinen Sedimente von 73 bis 80 m wurden als in einem energiearmen Milieu bei geringen Strömungsgeschwindigkeiten abgelagert klassifiziert. Mit der leichten Bimodalität (Abb. 3.3.6.1) wirken sie wie kompaktierte Schlickwattsedimente. [PROBORUKMI *et al.* 2017] wiesen jedoch anhand des C/N-Verhältnisses nach, dass die autochthonen organischen Bestandteile hauptsächlich terrestrischen Ursprungs sein müssen. Ebenso fanden sie hohe Anteile an Sumpfindikatoren, wie z.B. *Myrica*, Polypodiales und *Sphagnum*, was nahelegt, dass marine Taxa vermutlich aus aufgearbeiteten marinen Holsteinsedimenten umgelagert wurden [PROBORUKMI *et al.* 2017]. Der Abschnitt zeigt ab 79,20 m im Pollenbericht schon zu Beginn den Rückzug thermophiler Baumarten des späten Holsteins, sowie eine Zunahme von Pflanzen, die eine klimatische Verschlechterung anzeigen (Poaceae, Cyperaceae und Ericales) und zur stratigraphischen Einordnung in die Fuhne-Kaltzeit zu Beginn des Saale-Komplexes führt [PROBORUKMI *et al.* 2017]. Die Camsizer®formparameter liegen im Bereich frisch verwitterter Sedimente, was zur Klassifikation der feinkörnigen Ablagerungen als Sumpf- oder Seesedimente passt.

Die Sedimente zwischen 70 und 73 m wurden als Moräne des saalezeitlichen Drenthevorstoßes identifiziert, bei dem die Sedimente der Unteren Saalekaltzeit größtenteils erodiert wurden [PROBORUKMI *et al.* 2017]. Die Camsizer®ergebnisse zeigen. Dass die geringe Symmetrie und Konvexität der abgelagerten Partikel zu Moränensedimenten passt. Die Korngrößenverteilung (Abb. 3.3.7.1) zeigt allerdings keine ursprüngliche Verteilung einer Moräne, mit z.B. sehr hohem Feinanteil, sondern legt nahe, dass ein geringer Transport stattgefunden hat, der bei der Probe aus 72,13 m zu einer leichten Transportsortierung und einer bimodalen Verteilung führte. Die kann durchaus in unmittelbarer Nähe zum oder unterhalb des Gletschers stattgefunden haben.

Die von ZHANG *et al*. [2014] auf 8,3 bis 16,1 ka BP datierten Sedimente zwischen 20 und 26 m wurden von ihnen als fluviatile Sedimente, die sehr wahrscheinlich im frühen Eider-Ästuar abgelagert wurden, klassifiziert. Die hohen Werte in der Sphärizität, der

Konvexität, sowie die geringe Korngröße legen nahe, dass das Sediment hauptsächlich äolisch in diesem Setting transportiert wurde. Da bis auf einige Kiese in 40 m und einem begleitenden Korngrößenwechsel die Einheit bis etwa 70 m sehr homogen wirkt, ist es möglich, dass die gesamte Sedimentfolge im Bereich der Eidermündung abgelagert wurde. Hierbei wurden bereits abgelagerte Eem- und fluvioglaziale Früh- bis Mittelweichselsedimente aufgearbeitet, was das Stück eemzeitlichen Torf in 69,25 m [PROBORUKMI *et al.* 2017] und die Holzstücke, deren ^{14}C-Alter ins MIS 3 zwischen passen, erklärt.

9.6.2 Holozän

Während von ZHANG *et al*. [2014] der Abschnitt 16 – 16,42 m als zum Schelfbereich zugehörig betrachtet wird, zeigte die hier durchgeführte Grobfraktionsanalyse kein Vorkommen der Mollusken, die das Subtidal bevorzugen (*Philine aperta*, *Corbula gibba*, *Ensis ensis* und *Nucula nucleus*) in diesem Abschnitt (Abb. 5.2.1.1.1, bzw. Abb. 5.3.3.1). Die Foraminiferen zeigen hier für die Proben 16,29 und 16,33 m eher den Übergang zu geringerer Salinität und Strömungsenergie an (Abb. 6.3.4.1). Die Camsizer®messungen zeigen in diesem Bereich, dass sich bereits eine Bimodalität in der Sedimentkorngröße ausbildet, wie sie im Wattbereich durch Gezeitenströmungen zustande kommt (Abb. 3.3.9.2.2), weshalb dieser Bereich faziell der Gezeitenebene zugeordnet wurde.

Kernmeter 6 bis 7 wurde von ZHANG *et al*. [2014] noch der Wattebene zugerechnet, während der Abschnitt in dieser Arbeit als Übergangsbereich bereits der Sandbank, bzw. Strandwall zugerechnet wurde. 2 – 6 m werden von ZHANG *et al*. [2014] dem Vorstrand (shoreface) zugeordnet, während PROBORUKMI & URBAN [2017] den Abschnitt zwischen 11,53 und 1,33 m einer Barriereinsel/Strandwall und darüber Dünen zuordnen. Dies zeigt die Schwierigkeit, einen derart dynamischen Lebens- und Ablagerungsraum hinlänglich zu klassifizieren, in dem ausgeprägte Umlagerungsprozesse zwischen den einzelnen Fazies stattfinden. Immerhin gibt die Gewölbte Kopfschildschnecke *Retusa obtusa* möglicherweise Hinweise darauf, dass das Sediment des als Mischwatt definierten Abschnitts von 2 bis 3 m nicht umgelagert wurde. Die Gewölbte Kopfschildschnecke, die sich u.a. von Wattschnecken (*Hydrobia ulvae*) ernährt, kommt hier mit ihr im Sediment gemeinsam vor. Da sie sehr viel kompakter als ihre Beute ist, wäre sie bei Umlagerung vermutlich nicht zusammen mit den leichteren Wattschneckenhäusern abgelagert worden, so dass davon ausgegangen werden

kann, dass hier ein gemeinsamer Lebensraum beider Arten vorgelegen hat. Die im Sediment erkennbare Flaserschichtung (Abb. 1.5.1) in Kernmeter 3 und die in Kernmeter 2 sichtbare Lamination, sowie der erhöhte Gehalt an Feinmaterial führten zur Einordnung dieser Sedimente als Mischwatt. Die Camsizer®ergebnisse legen nahe, dass die Strandwallsedimente sich von 6 – 2,60 m erstrecken.

9. 7 Ausblick

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit hat sich der Camsizer® für eine detaillierte Faziesuntersuchung der untersuchten Garding-2-Sedimente als sehr geeignet erwiesen. Im Faziesraum Wattenmeer war es hilfreich, die Sedimente zusätzlich grobfraktionsanalytisch zu untersuchen, um über die Verbreitung der Organismen weitere Informationen, z.B. bezüglich der Salinität, zu erhalten. Die Camsizer®ergebnisse zeigen eine weitgehende Übereinstimmung mit den Ergebnissen der palynologischen Untersuchungen von PROBORUKMI *et al*. [2017] in Bezug auf die klimatischen Entwicklungen der einzelnen Kernabschnitte, bzw. ergänzt diese in Abschnitten, in denen keine Pollenerhaltung stattfand. Die Betrachtung der einzelnen Formparameter mittels Hauptkomponentenanalyse zeigte vielversprechende Ergebnisse, so dass die Methode mittels Anpassung der Auswahl und Anzahl der dazu herangezogenen Vergleichsproben verbessert werden sollte.

10 Quellenverzeichnis

ANDRONICO, D., SCOLLO, S., CRISTALDI A. 2013. Unexpected hazards from tephra fallout at Mt Etna: The 23 November 2013 lava fountain. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **304**, 118 - 125.

ANDRONICO, D., SCOLLO, S., CRISTALDI A., LO CASTRO, M.D. 2014. Representivity of incompletely sampled fall deposits in estimating eruption source parameters: a test using the 12-13 January 2011 lava fountain deposit from Mt. Etna volcano, Italy. *Bulletin of Volcanology*, **76**, 861, 14 pp.

ARMSTRONG, H.A., BRASIER, M.D. 2005. Microfossils. *Blackwell Publishing Ltd*. Malden, USA, Oxford, UK, Victoria, Australia, 2nd edition, 296 pp.

BACHER, J., PÖGE, A., WENZIG, K. 2010. Clusteranalyse - Anwendungsorientierte Einführung in Klassifikationsverfahren. *Oldenbourg Verlag,* München, 3. Aufl. 538 S.

BAHLBURG, H., BREITKREUZ, C. Grundlagen der Geologie. *Spektrum Akademischer Verlag Heidelberg Elsevier GmbH*, München, 2. Aufl. 2004, 403 S.

BANDY, O.L. 1956. Ecology of foraminifera in northeastern Gulf of Mexico. *US Geological Survey, Professional Paper* **274-G**, 179 – 204.

Bedienungsanleitung/Handbuch Korngrößenmesssystem CAMSIZER®. Version 0445.506, Bedienungsanleitung 012710-002-98-03-1006-en, 25. Juni 2010, Retsch® Technology GmbH, 42781 Haan, Rheinische Str. 43, Deutschland.

BERRY, A.J. 1994. Foraminiferan Prey in the Annual Life-cycle of the Predatory Opisthobranch Gastropod *Retusa obtusa* (Montagu). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **38**, 603 – 612.

BOLTOVSKOY, E. 1964. Seasonal occurrences of some living foraminifera in Puerto Deseado (Patagonia, Argentina). *Journal du conseil international pour l'exploration de la mer* **29**, 136 – 145.

BOLTOVSKOY, E. 1965. Los foraminíferos recientes. *Editorial Universitaria de Buenos Aires*, Buenos Aires, 510 pp.

BOLTOVSKOY, E. and LENA. H. 1971. The foraminifera (except Family Allogromiidae) which dwell in fresh water. *Journal of Foraminiferal Research* **1**, 71 – 6.

BOLTOVSKOY, E. and WRIGHT, R. 1976. *Recent Foraminifera, Springer-Science+Business Media*, B.V., Dordrecht, 515 pp.

BOLTOVSKOY, E. and WRIGHT, R. 1976. Recent foraminifera. *Junk*, The Hague, 515 pp.

BOND, G., KROMER, B., BEER, J., MUSCHELER, R., EVANS, M.N., SHOWERS, W., HOFFMANN, S., LOTTI-BOND, R., HAJDAS, I., BONANI, G. 2001. Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science* **294** (5549), 2130 – 2136.

BOULTON, G.S. 1978. Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. *Sedimentology* **25**, 733 – 799.

BREY, T. 1991. The Relative Significance of Biological and Physical Disturbance: an Example from Intertidal and Subtidal Sandy Bottom Communities. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **33,** 339 – 360.

BRISTOW, C.S., SKELLY, R.L., ETHRIDGE, F.G. 1999. Crevasse splays from the rapidly aggrading, sand-bed, braided Niobrara River, Nebraska: effect of base-level rise. *Sedimentology* **46**, 1029 – 1047.

BUCHANAN, J.B. 1963. The bottom fauna communities and their sediment relationships off the coast of Northumberland. *Oikos* **14**, Fasc. 2, 154 - 175.

BUCKLEY, D.E. and CRANSTON, R.E. 1991. The use of grain-size information in marine geochemistry. In: SYVITSKI, J.P.E. (editor) Principles, Methods and Application of Particle Size Analysis, 283 – 292. *Cambridge University Press*, New York, 368 pp.

CALVO-MARCILESE, L., LANGER, M.R. 2010. Breaching biogeographic barriers: the invasion of *Haynesina germanica* (Foraminifera, Protista) in the Bahía Blanca estuary, Argentina. *Biological Invasions* **12**, 3299 – 3306.

CIFELLI, R. 1990. Foraminiferal classification from d'Orbigny to Galloway. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research Special Publication* **27**, 1 – 88.

DABOUINEAU, L., PONSERO, A. 2009. Synthesis on biology of Common European Cockle *Cerastoderma edule*. https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00581398 Zugriff 2.3.2018, 12:38Uhr, 12:37 Uhr.

DE MONTAUDION, X. & BACHELET, G. 1996. Experimental evidence of complex interactions between biotic and abiotic factors in the dynamics of an intertidal population of the bivalve *Cerastoderma edule*. *Oceanologica acta* **19** (3/4), 449 – 464.

DEBENAY, J.-P., BÉNÉTEAU, E, ZHANG, J., STOUFF, V., GESLIN, E., REDOIS, F., FERNANDEZ-GONZALEZ, M. 1998. *Ammonia beccarii* and *Ammonia tepida* (Foraminifera): morphofunctional arguments for their distinction. *Marine Micropaleontology* **34,** 235 – 244.

DEELEY, R.M. M.Inst.C.E., F.G.S. & PARR, P.H. 1913. The viscosity of glacier ice. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science* **26** 151, 85 – 111.

DETTMAN, D.L., REISCHE, A. K., and LOHMANN, K. C. 1999. Controls on the stable isotope composition of seasonal growth bands in aragonitic fresh-water bivalves (unionidae). *Geochimica et Cosmochimica Acta* **63** (7/8), 1049 - 1057.

DIETRICH, G. 1964. Ozeanographie. Physische Geographie der Weltmeere. Das Geographische Seminar, *Georg Westermann-Verlag*, Braunschweig 2. Aufl., 96 pp.

DILL, H.G., KLOSA, D., STEYER, G. 2009. The "Donauplatin": source rock analysis and origin of a distal fluvial Au-PGE placer in Central Europe. *Mineralogy and Petrology* **96**, 141–161.

DU CHÂTELET, É.A., BOUT-ROUMAZEILLES, V., RIBOULLEAU, A., TRENTESAUX, A. 2009. Sediment (grain size and clay mineralogy) and organic matter quality control on living benthic foraminifera. *Revue de micropaléontology* **52**, 75 – 84.

EDWARDS, R.J. 1998. Late Holocene sea-level change and climate in southern Britain. *Durham Theses*, Durham University.

EHLERS, J. 2011 Das Eiszeitalter. *Spektrum Akademischer Verlag*, Heidelberg, 367 S.

EINSELE, G. 1992 Sedimentary Basins. *Springer-Verlag*, Berlin, Heidelberg, New York 628 pp.

EPSTEIN, S., BUCHSBAUM, R., LOWENSTAM, H. and UREY, H.C. 1951. Carbonate-water isotopic temperature scale. *Journal of Geology* **62**, 417 – 426.

FALK, G.C., 2001. Die Paläogeomorphologie ausgewählter Standorte der schleswig-holsteinischen Nordseeküste im Früh- und Mittelholozän. Dissertation, *Technische Universität Berlin*, 171 pp.

FOLK, R.L. and WARD, W. 1957. Brazos River Bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* **27** (1), 3 – 26.

FRIEDMAN, G. 1961. Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology* **31** (4), 514 – 529.

FÜLLENBACH, C.S., SCHÖNE, B.R., MERTZ-KRAUS, R. 2015. Strontium/Lithium ratio in aragonitic shells of *Cerastoderma edule* (Bivalvia) – A new potential temperature proxy for brackish environments. *Chemical Geology* **417**, 341 – 355.

GEYH, M. A. & MÜLLER, H. 2005. Numerical 230Th/U dating and a palynological review of the Holsteinian/Hoxnian Interglacial. *Quaternary Science Reviews* **24**, 1861 - 1872.

GINSBURG R.N., HARDIE L.A. 1975. Tidal and storm deposits, northern Andros Island, Bahamas. In: GINSBURG R.N. (ed.) Tidal deposits, 201-208. *Springer*, Berlin Heidelberg New York.

GONFIANTINI R., STICHLER W., and ROZANSKI K. 1995. Standards and intercomparison materials distributed by the International Atomic Energy Agency for stable isotope measurements. In: Reference and intercomparison materials for stable isotopes of light elements. *I.A.E.A. Tecdoc* **825**, 13 - 29.

GRONENBORN, D. UND SIROCKO, F. 2009. Frühholozänes Wärmeoptimum und neolithische Expansion. In: SIROCKO, F. 2009 (ed.), Wetter, Klima, Menschheitsentwicklung – Von der Eiszeit bis ins 21. Jahrhundert. *Wissenschaftliche Buchgesellschaft*, Darmstadt, 208 pp.

GROSSMAN E. L. and KU T. L. 1986. Oxygen and carbon isotope fractionation in biogenic aragonite: temperature effects. *Chemical Geology* (Isotope Geosciences Section) **59**, 59–74.

GRUBE, A, 2011. Schichtansprache der Forschungsbohrung Garding-2. Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume, Flintbek [unpubl.].

GUPTA, B.K.S. 1999. Foraminifera in marginal marine environments. In: GUPTA, B.K.S. (ed.), Modern Foraminifera, 141–159. *Kluwer Academic Publishers*, New York, Boston, Dordrecht, London, Moscow, 2003.

GUPTA, B.K.S. 1999. Introduction to modern Foraminifera. In: GUPTA, B.K.S. (ed.), Modern Foraminifera, 3 - 6. *Kluwer Academic Publishers*, New York, Boston, Dordrecht, London, Moscow, 2003.

HAMMER, Ø., HARPER, D.A.T., RYAN, P.D. 2001. PAST Paleontological Statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica* **4** (1), 9 pp.

HILTERMANN, H. 1985. Zur Methodik, Brackwasser-Sedimente zu erkennen und zu unterscheiden - A Method to Recognize and Distinguish Brackish Sediments. *Facies* **12**, 243 – 252.

HORTON, B.P. 1997. Quantification of the indicative meaning of a range of Holocene sea-level index points from the western North Sea. *Durham Theses*, Durham University.

HORTON, B.P. 1999. The contemporary distribution of intertidal foraminifera of Cowpen Marsh, Tees Estuary, UK: implications for studies of Holocene sea level changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **149** (1-4), 127 – 149.

http://www.wetterkontor.de/de/wetter/deutschland/monatswerte.asp letzter Zugriff 1.10.2013

INMAN, D.L. 1952. Measures for Describing the Size Distribution of Sediment. *Journal of Sedimentary Petrology* **22**, 125 – 145.

JACKSON, D.A. 1993. Stopping rules in principal components analysis: a comparison of heuristical and statistical approaches. *Ecology* **74**, 2204 - 2214.

JORISSEN, F.J. 1999. Benthic foraminiferal microhabitats below the sediment-water interface. In: GUPTA, B.K.S. (ed.), Modern Foraminifera, 161–179. *Kluwer Academic Publishers*, New York, Boston, Dordrecht, London, Moscow, 2003.

KLEINHANS, M.G. 2001. The key role of fluvial dunes in transport and deposition of sand-gravel mixtures, a preliminary note. *Sedimentary Geology* **143**, 7 - 13.

KRANK, K. AND MILLIGAN, T.G. 1991. Grain size in oceanography. In: SYVITSKI, J.P.E. (ed.), Principles, Methods and Application of Particle Size Analysis, *Cambridge University Press*, New York 332 – 345.

KRINSLEY, D, GREELEY, R. AND POLLACK, J 1979. Abrasion of Windblown Particles on Mars – Erosion of Quartz and Basaltic Sand under Simulated Martian Conditions. Icarus, **39**, 364 – 384.

KUKOWSKI, N. and NEUGEBAUER, H.J., 1990. On the ascent and emplacement of granitoid magma bodies - dynamic-thermal numerical models. *Geologische Rundschau* **79**/2, 227-239.

LEGENDRE, P., & LEGENDRE, L. 2012. Numerical Ecology. *Elsevier Amsterdam*, Oxford. 3rd edition, 990 pp.

LEHNÉ, R. 2005. Rezente Bodenbewegungspotenziale in Schleswig-Holstein (Deutschland) – Lokalisierung und Quantifizierung durch GIS-Analysen, seismische Interpretation, Fernerkundung, statistische Auswertung und Feldarbeit. Dissertation, *Johannes Gutenberg-Universität Mainz*.

LITT, T., BEHRE, K.-E., MEYER, K.-D., STEPHAN, H.-J. & WANSA, S. 2007. Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. *Eiszeitalter und Gegenwart - Quaternary Science Journal* **56** (1/2), 7 – 65.

LO CASTRO, M.D., ANDRONICO, D. 2008. Operazioni di base per la misura della distribuzione granulometrica di particelle vulcaniche tramite il CAMSIZER. *Rapporti Tecnici INGV*, **79**, 1 – 35.

MARTINS, L.R. 2003. Recent Sediments and Grain-Size-Analysis. *Gravel* **1**, 90 – 105.

MAYSTRENKO, Y., BAYER, U., SCHECK-WENDEROTH, M. 2005. The Glueckstadt Graben, a sedimentary record between the North and Baltic Sea in north Central Europe. *Tectonophysics* **397**, 113-126.

MOOK, W.G., 1970. Paleotemperatures and chlorinities from stable carbon and oxygen isotopes in shell carbonate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **9**, 245 – 263.

MOORE, A., GOFF, J., MCADOO, B.G., FRITZ, H.M., GUSMAN, A., KALLIGERIS, N., KALSUM, K., SUSANTO, A., SUTEJA, D., AND SYNOLAKIS, C.E. 2011. Sedimentary Deposits from the 17 July 2006 Western Java Tsunami, Indonesia: Use of Grain Size Analyses to Assess Tsunami Flow Depth, Speed, and Traction Carpet Characteristics. *Pure and Applied Geophysics,* **168**, 1951–1961.

MOORE, A.L., MCADOO, B.G., RUFFMAN, A. 2007. Landward fining from multiple sources in a sand sheet deposited by the 1929 Grand Banks tsunami, Newfoundland. *Sedimentary Geology* **200**, 336 – 346.

MURRAY, J.W. 1973. Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferids. *Heinemann Educational Books*, London, 274 pp.

MURRAY, J.W. 1982. Benthic foraminifera: the variability of living, dead, or total assemblages in the interpretation of palaeoecology. *Journal of Micropalaeontology* **1**, 137 – 140.

MURRAY, J.W. 1991. Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera. *Longman Scientific and Technical*, New York, 397 pp.

MURRAY, J.W. 1991. Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera, *John Wiley*, New York and *Longman Scientific and Technical*, Harlow, U.K. 397 pp.

MURRAY, J.W. 2006. Ecology and Applications of Benthic Foraminifera. *Cambridge University Press*, Cambridge, New York, Melbourne, Madrid, Cape Town, Singapore, São Paulo, 426 pp.

MYERS, E.H. 1942. A quantitative study of the productivity of foraminifera in the sea. *Proceedings of the American Philosophical Society* **85**, 325 – 342.

NEVIN, C. 1964. Competency of moving water to transport debris. *Geological Society of America Bulletin* **57**, 651 – 674.

OERTLI, H.J. 1963. Fossile Ostracoden als Milieu-Indikatoren - *Fortschritte der Geologie von Rheinland und Westfalen* **10**, 53 - 65.

OKRUSCH, M. und MATTHES, S. 2010. Mineralogie - Eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde. 8. Aufl. *Springer*, Berlin, Heidelberg, New York. 658 S.

PATRO, B.C. and SAHU, B.K. 1974, Factor analysis of sphericity and roundness data of clastic quartz grains: environmental significance. *Sedimentary Geology* **11**, 59 – 78.

PHANTUWONGRAJ, S., CHOOWONG, M., NANAYAMA, F., HISADA, K.-I., CHARUSIRI, P., CHUTAKOSITKANON, V., PAILOPLEE, S. CHABANGBON, A. 2013. Coastal geomorphic conditions and styles of storm surge washover deposits from Southern Thailand. *Geomorphology* **192**, 43 – 58.

PHLEGER, F.P. 1951. Ecology of foraminifera, northwest Gulf of Mexico. Part 1. Foraminiferal distribution. *Geological Society of America, Memoir* **46**, 1 – 88.

PHLEGER, F.P. 1960. Ecology and Distribution of Recent Foraminifera. *The Johns Hopkins Press*, Baltimore, 297 pp.

PROBORUKMI, M. S. & URBAN, B. 2017. Palaeoenvironmental investigations of the Holocene sedimentary record of the Garding-2 research drill core, northwestern Germany. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* (*German Journal of Geosciences*) **168** (1), 39 – 51.

PROBORUKMI, M. S., URBAN, B., FRECHEN, M., GRUBE, A. & ROLF, C. 2017. Late Pliocene-Pleistocene record of the Garding-2 research drill core, Northwest Germany. – *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* (*German Journal of Geosciences*) **168** (1), 141 – 167.

RASMUSSEN, S O, BIGLER, M., BLOCKLEY, S.P, THOMAS BLUNIER, T., BUCHARDT, S.L., CLAUSEN, H.B. , CVIJANOVIC, I., DAHL-JENSEN, D., JOHNSEN, S.J., FISCHER, H., GKINIS, V., GUILLEVIC, M., HOEK, W.Z., LOWE, J.J., PEDRO, J.P., POPP, T., SEIERSTAD, I.K., STEFFENSEN, J.P., ANDERS M. SVENSSON, A.M., VALLELONGA, P., VINTHER, B.M., WALKER, M.J.C., WHEATLEY, J.J., WINSTRUP, M. 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews* **106**, 14 – 28.

REIMER, P.J, BARD, E., BAYLISS, A., BECK, J.W., BLACKWELL, P.G., RAMSEY, C.B, BUCK, C.E., CHENG, H., R LAWRENCE EDWARDS, R.L., FRIEDRICH, M., GROOTES, P.M., GUILDERSON, T.P., HAFLIDASON, H., HAJDAS, I., HATTÉ, C., HEATON, T.J., HOFFMANN, D.L., HOGG, A.G., HUGHEN, K.A., KAISER, K.F., KROMER, B., MANNING, S.W., NIU, M., REIMER, R.W., RICHARDS, D.A., SCOTT, E.M., SOUTHON,

J.R., STAFF, R.A., TURNEY, C.S.M., VAN DER PLICHT, J. 2013. INTCAL13 AND MARINE13 RADIOCARBON AGE CALIBRATION CURVES 0 – 50,000 YEARS CAL BP. *Radiocarbon* **55**, 1869 – 1887.

REINECK, H.-E. 1984. Aktuogeologie klastischer Sedimente. *Senckenbergbuch 61* (ZIEGLER, W., Hrsg.), Verlag Waldemar Kramer, Frankfurt am Main, 348 S.

RHUMBLER, L. 1935. Rhizopoden der Kieler Bucht, gesammelt durch R. Remane. I. Teil – *Schriften des Naturwissenschaftlichen Vereins für Schleswig-Holstein* **21**, 143 – 194.

RICHTER, D.K., GÖTTE, TH., GÖTZE, J. and NEUSER, R.D. 2003. Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology. *Mineralogy and Petrology* **79**, 127 – 166.

SARNTHEIN, M. 1971. Oberflächensedimente im Persischen Golf und Golf von Oman II. Quantitative Komponentenanalyse der Grobfraktion. *Meteor Forschungsergebnisse Reihe C* **5**, 1 - 113.

SCHÄFER, A., 2005. Klastische Sedimente Fazies und Sequenzstratigraphie. 1. Aufl. *Elsevier GmbH*, München, 414 S.

SCHENDERA, C.F.G. 2010. Clusteranalyse mit SPSS Mit Faktorenanalyse. *Oldenbourg Wissenschaftsverlag GmbH*, München, 434 S.

SCHÖNE, B.R. 2008. The curse of physiology – challenges and opportunities in the interpretation of geochemical data from mollusk shells. *Geo-Marine Letters* **28**, 269 – 285.

SCHÖNE, B.R., DUNCA, E., FIEBIG, J., PFEIFFER, M. 2005. Mutvei's solution: An ideal agent for resolving microgrowth structures of biogenic carbonates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **228**, 149 – 166.

SCHUMM, S.A., 1997. The Fluvial System. *The Blackburn Press*. Reprint of first edition 1977. 338 pp.

SCHUMM, S.A., 2005. River Variability and Complexity. *Cambridge University Press*. Cambridge, New York, Melbourne, Madrid, Cape Town, Singapore, Sao Paulo. 220 pp.

SCOTT, D.B., SCHÄFER, C.T., MEDIOLI, F.S. 2001. Monitoring in Coastal Environments Using Foraminifera and Thecamoebian Indicators. *Cambridge University Press*, 177 pp.

SELLWOOD, B.W. 1986. Shallow-marine carbonate environments. In: READING, H.G. (ed.) Sedimentary environment and facies, 2nd edn. *Blackwell*. Oxford, 283 - 342.

SHARP, Z., 2007. Principles of Stable Isotope Geochemistry. *Pearson Prentice Hall*, New Jersey, 344 p.

SHINN, E.A. 1983. Tidal flat environment. In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G., MOORE, C.H. (eds.) Carbonate depositional environments. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* **33**, 171 – 210.

SIROCKO, F., KNAPP, H., DREHER, F., FÖRSTER, M.W., ALBERT, J., BRUNCK, H., VERES, D., DIETRICH, S., ZECH, M., HAMBACH, U., RÖHNER, M., RUDERT, S., SCHWIBUS, K., ADAMS, C., SIGL, P. 2016. The ELSA-Vegetation-Stack: Reconstruction of Landscape Evolution Zones (LEZ) from laminated Eifel maar sediments of the last 60,000 years. Global and Planetary Change **142**, 108 – 135.

SPARKS, R.S.J. 1976. Grain size variations in ignimbrites and implications for the transport of pyroclastic flows. *Sedimentology* **23**, 147 – 188.

STRAVERS, J.A., SYVITSKI, J.P.M. AND PRAEG, D.B. 1991. Application of size sequence data to glacial-periglacial sediment transport and sediment partitioning. In: SYVITSKI, J.P.E. (ed.). Principles, Methods and Application of Particle Size Analysis, *Cambridge University Press*, New York 293 – 310.

STUIVER M, POLACH H.A. 1977. Discussion: reporting of ^{14}C data. *Radiocarbon* **19** (3), 355 – 363.

SVENSSON, A., ANDERSEN, K.K., BIGLER, M., CLAUSEN, H.B., DAHL-JENSEN, D., DAVIES, S.M., JOHNSEN, S.J., MUSCHELER, R., PARRENIN F., RASMUSSEN, S O., ROTHLISBERGER, R., SEIERSTAD, I., STEFFENSEN, J.P., AND VINTHER, B.M. 2008. A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Climate of the Past* **4**, 47 – 57.

SYVITSKI, J.P.M. 1991. Principles, methods and application of particle size analysis. *Cambridge University Press*, New York, 368 pp.

SYVITSKI, J.P.M., LEBLANC, K.G. AND ASPREY, K.W. 1991. Inter-laboratory, inter-instrumental calibration experiment. In: SYVITSKI, J.P.M. (ed.). Principles, Methods and Application of Particle Size Analysis, *Cambridge University Press*, Cambridge 174 – 194.

TAIT, R.V., DIPPER, F.A. 1998. Elements of Marine Ecology. *Butterworth-Heinemann*, Oxford, MA, fourth edition, 462 pp.

TANNER, W.F. 1991a. Suite Statistics: the hydrodynamic evolution of the sediment pool. In: SYVITSKI, J.P.E. (ed.). Principles, Methods and Application of Particle Size Analysis, *Cambridge University Press*, New York 225 – 236.

TANNER, W.F. 1991b. Suite Application of suite statistics to stratigraphy and sea-level. In: SYVITSKI, J.P.E. (ed.). Principles, Methods and Application of Particle Size Analysis, *Cambridge University Press*, New York 283 – 292.

TUCKER, M. (Hrsg.) 1996. Methoden der Sedimentologie. Ferdinand Enke-Verlag Stuttgart, 366 S.

TUCKER, R.W and VACHER, H.L. 1980. Effectiveness of discriminating beach, dune and river sands. *Journal of Sedimentary Petrology* **50** (1), 165 – 172.

UFFENORDE, H. 1982. Zur Gliederung des klastischen Holozäns im mittleren und nordwestlichen Teil der Deutschen Bucht (Nordsee) unter besonderer Berücksichtigung der Foraminiferen. *Eiszeitalter und Gegenwart* **32**, 177 – 202.

UREY, H.C., EPSTEIN, S., MCKINNEY, C. and MCCREA, J. 1948. Method for measurement of paleotemperatures. *Bulletin of the Geological Society of America* **59**, 1359 – 1360.

UREY, H.C., EPSTEIN, S., MCKINNEY, C.R. 1951. Measurement of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark and the southeastern United States. *Geological Society of America Bulletin* **62**, 399 – 416.

VAN VOORTHUYSEN, J.H. 1960. Die Foraminiferen des Dollart-Ems-Estuarium. *Verh. Kon. Ned. Geol. Minjb. k. Gen., Geol.* **19**, 237 - 269.

VICKERMAN, K. 1992. The diversity and ecological significance of Protozoa. *Biodiversity & Conservation* **1** (4), 334 – 341.

WIELAND, P. 1990. Küstenfibel Ein Abc der Nordseeküste. *Westholsteinische Verlagsanstalt Boyens & Co*, Heide, 152 S.

www.stepmap.de letzter Zugriff 16.6.2015, 15:13 Uhr

ZHANG, J., 2015. Responses of late Quaternary sediments to climate change - Luminescence dating of coastal, lacustrine and aeolian deposits from northern China and Germany. Dissertation, *Freie Universität Berlin*.

ZHANG, J., TSUKAMOTO, S., GRUBE, A. & FRECHEN, M. 2014. OSL and ^{14}C chronologies of a Holocene sedimentary record (Garding-2 core) from the German North Sea coast. *Boreas* **43** (4), 856 – 868.

ZIEGLER, B. 1992. Einführung in die Paläobiologie Teil 1, Allgemeine Paläontologie. *E. Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller)*, 5. Aufl., Stuttgart, 248 pp.

12 Eidesstattliche Erklärung

Hiermit versichere ich, diese Dissertation nur unter Zuhilfenahme der angegebenen Mittel und ohne unzulässige Hilfe verfasst zu haben. Alle Quellen und von Dritten durchgeführte Arbeiten sind als solche kenntlich gemacht und vollständig aufgeführt. Diese Arbeit liegt an keiner anderen Hochschule vor.

Mainz, Dezember 2018 Christel Adams