

Exkursion E1: Vom Warnowtal zur Ostseeküste bei Rerik

ANDREAS BÖRNER, ALEXANDER FÜLLING, VOLKER HÄUßLER, ROBERTO HENSEL,

STEFAN MENG, ULRICH MÜLLER, KARSTEN SCHÜTZE, KNUT SOMMERMEIER

Kartenempfehlungen: Geologische Übersichtskarten Mecklenburg-Vorpommern 1:500.000 (GÜK 500), Karte: Oberfläche, Karte: Geotope und Geologische Sehenswürdigkeiten; Karte der quartären Bildungen 1:200.000 – Oberfläche bis fünf Meter Tiefe (ÜKQ 200), Blatt Güstrow, Blatt Bad Doberan/Rostock

Exkursionsziele:

Stop 1: Profil „Cardiengrube Schwaan“: Marines Eem im Warnowgebiet

Stop 2: Profil ehemalige Tongrube Brunshaupten „Steineiche“: aufgestauchtes Eozän;

Stop 3: Leuchtturm Bastorf: Ausblick über die Kühlung und das Küstengebiet;

Mittagspause im Café & Restaurant „Valentins“;

Stop 4: Küstenprofile bei Meschendorf:

- Kliffprofil-I: Rutschungskessel bei Meschendorf;
- Kliffprofil-II: nacheiszeitliche Beckenentwicklung; Küstenentwicklung;
- Großsteingräber zwischen Meschendorf-Rerik;

Stop 5: Der Schmiedeberg in Rerik: Küstenschutz und Besiedlungsgeschichte.

↓ im Text = Archäologie & kulturhistorische Sehenswürdigkeiten

Kontaktdaten der Mitwirkenden:

Dr. Andreas Börner, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Goldberger Straße 12, D-18273 Güstrow, E-Mail: andreas.boerner@lung.mv-regierung.de
Dipl.-Geogr. Alexander Fülling, Humboldt-Universität zu Berlin, Geographisches Institut, Lumineszenzdatierung, Unter den Linden 6, D-10099 Berlin, Sitz: Rudower Chaussee 16, E-Mail: alexander.fuelling@geo.hu-berlin.de
Bodendenkmalpfleger i.R. Volker Häußler, Ehm-Welk-Anger 26, D-18225 Kühlungsborn
Dipl.-Geogr. Roberto Hensel, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahnstraße 17a, 17489 Greifswald, E-Mail: roberto.hensel@uni-greifswald.de
Dr. Stefan Meng, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahnstraße 17a, D-17489 Greifswald, E-Mail: stefan.meng@uni-greifswald.de
Dipl.-Geol. Ulrich Müller, Bleicherstr. 42, D-19053 Schwerin
Dipl.-Geol. Karsten Schütze, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Goldberger Straße 12, D-18273 Güstrow, E-Mail: karsten.schuetze@lung.mv-regierung.de
Dipl.-Ing. Knut Sommermeier, Staatliches Amt für Landwirtschaft und Umwelt (StALU), Mittleres Mecklenburg, Erich-Schlesinger-Straße 35, D-18059 Rostock, E-Mail: Knut.Sommermeier@stalumm.mv-regierung.de

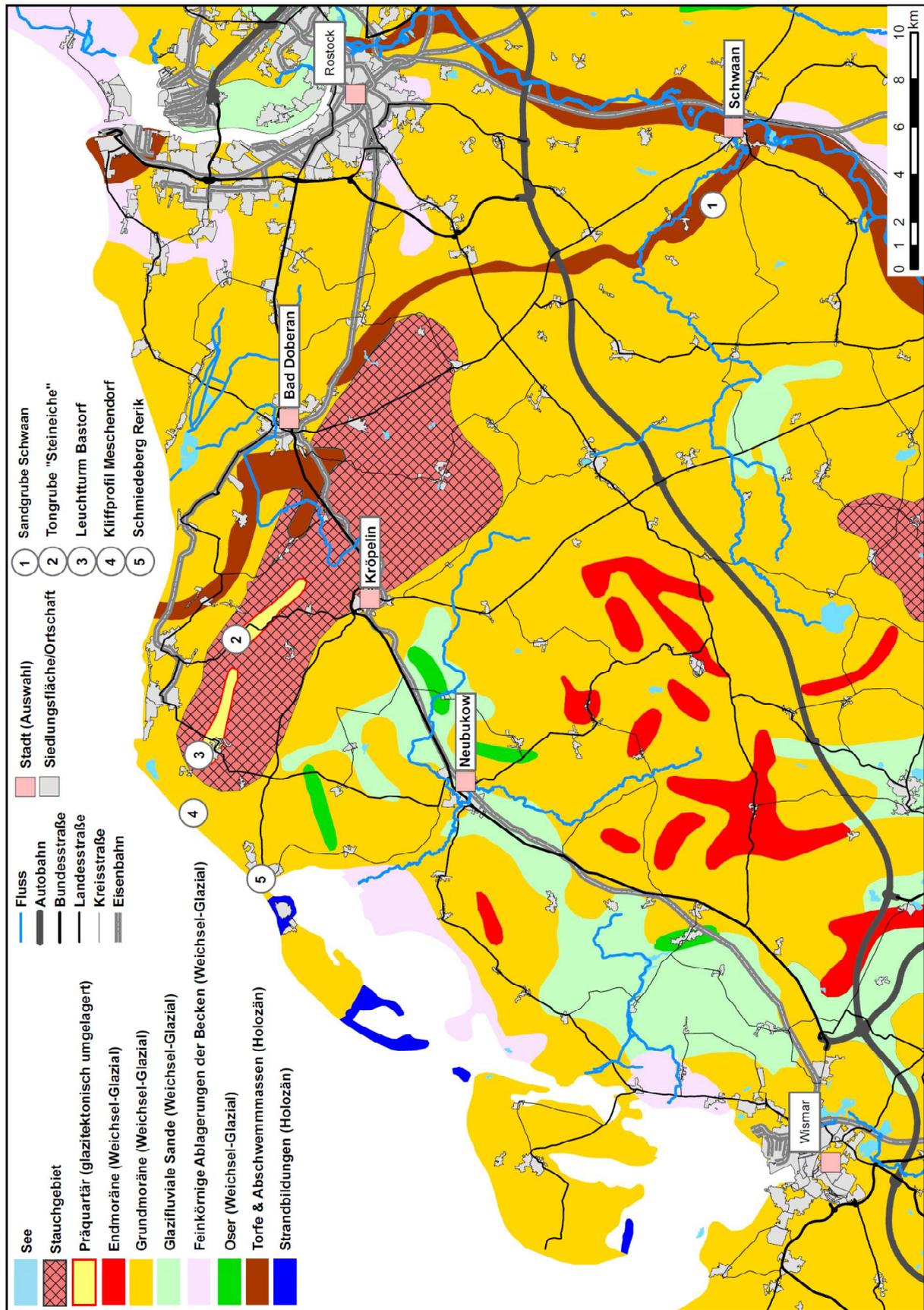


Abb. 1: Generalisierte geologische Übersichtskarte des Exkursionsgebietes mit Stops 1-5 (ergänzt nach BREMER 2000).

Stop 1: Die marine Eem-Fauna der Sandgrube Schwaan (Warnowtal)

STEFAN MENG, ANDREAS BÖRNER & ALEXANDER FÜLLING

Exkursionspunkt: „Cardiengrube Schwaan“ (Sandgrube südwestlich Schwaan)

Koordinaten: N53.936517; E12.086442, Höhe ca. 13 m HN

Während des Eem-Interglazials erfolgte zu Beginn des warmzeitlichen Optimums im heutigen Ostsee-Raum, etwa mit der Pollenzone 4 (nach ERD 1973), von NW eine marine Transgression (STRAHL et al. 1994). Die ehemalige Ausdehnung des Eem-Meeres entsprach in etwa dem heutigen Verlauf der Ostsee-Küste, reichte aber in einigen Buchten, insbesondere im Bereich heutiger Flussmündungen, weit in das Binnenland (MÜLLER 2004). Im Umfeld der Warnow bei Rostock (Mecklenburg) konnte das Eem-Meer beispielsweise etwa 60 km nach Süden vordringen und bildete die sogenannte „Warnow-Bucht“ mit dem bisher südlichsten bekannten Vorkommen aus einer Bohrung in Boitin (BÖRNER & MENG 2010).

Ablagerungen des marinen Eems sind in M-V weit verbreitet. Dabei handelt es sich überwiegend um mehrere Meter mächtige flachmarin gebildete Sande, die bei normaler Lagerung in einem Niveau von etwa -30 m HN anstehen (Abb. 2). Ausnahmen bilden glazitektonisch umgelagerte Schollen mariner Sedimente, die relativ oberflächennah aufgeschlossen sein können (GEHL 1961, STRAHL et al. 1994, STEINICH 1995, FRENZEL & ANSORGE 2002, MÜLLER 2004, MENG et al. in Druck).

Die Sedimente enthalten reiche marine Mollusken-Faunen, die beispielsweise durch *Polititapes senescens*, *Ostrea edulis*, *Lucinella divaricata*, *Cerastoderma edule*, *Acanthocardia paucicostata*, *Chamelia striatula*, *Varicorbula gibba*, *Bittium reticulatum*, *Nassarius reticulatus* u. a. gekennzeichnet sind (STEINICH 1994, FRENZEL & ANSORGE 2002, MENG et al. in Druck). Die zahlreichen Exoten sprechen im Vergleich zur heutigen südlichen Ostsee für wärmere Wassertemperaturen und deutlich erhöhte Salinitäten, letztere beispielsweise für das Vorkommen Schwaan in der „Warnow-Bucht“ mit 25-30 PSU (Practical Salinity Unit) geschätzt (FRENZEL & ANSORGE 2002). In den letzten Jahren unternahmen die Autoren in M-V zahlreiche Neuaufsammlungen in den „klassischen Aufschlüssen“ Schwaan und Grimmen sowie aus aktuellen Bohrungen der geologischen Landesaufnahme (Abb. 2) mit dem Ziel einer erweiterten monographischen Bearbeitung der marinen Eem-Faunen.

Von Schwaan erwähnte bereits GEINITZ (1894) aus einer Brunnenbohrung in 63 m Teufe marine Mollusken aus interglazialen Sanden bei -30 m HN. Die heute noch zugängliche Sandgrube westlich der Altstadt von Schwaan wurde erstmals von GROSS (1914) als „Cardiengrube“ bezeichnet (Stop 1). Er konnte neun marine Muschelarten nachweisen und hielt diese Fossil-Lagerstätte für eine sekundäre Ablagerung. Eine umfangreichere Bearbeitung, unter Berücksichtigung von Mollusken, Foraminiferen, Ostrakoden und Characeen, legten FRENZEL & ANSORGE (2002) vor. Wegen der hohen Lage des untersuchten Sandkörpers um 10 m HN gingen die Autoren von einer im gefrorenen Zustand glazitektonisch verlagerten Sand-Scholle aus.

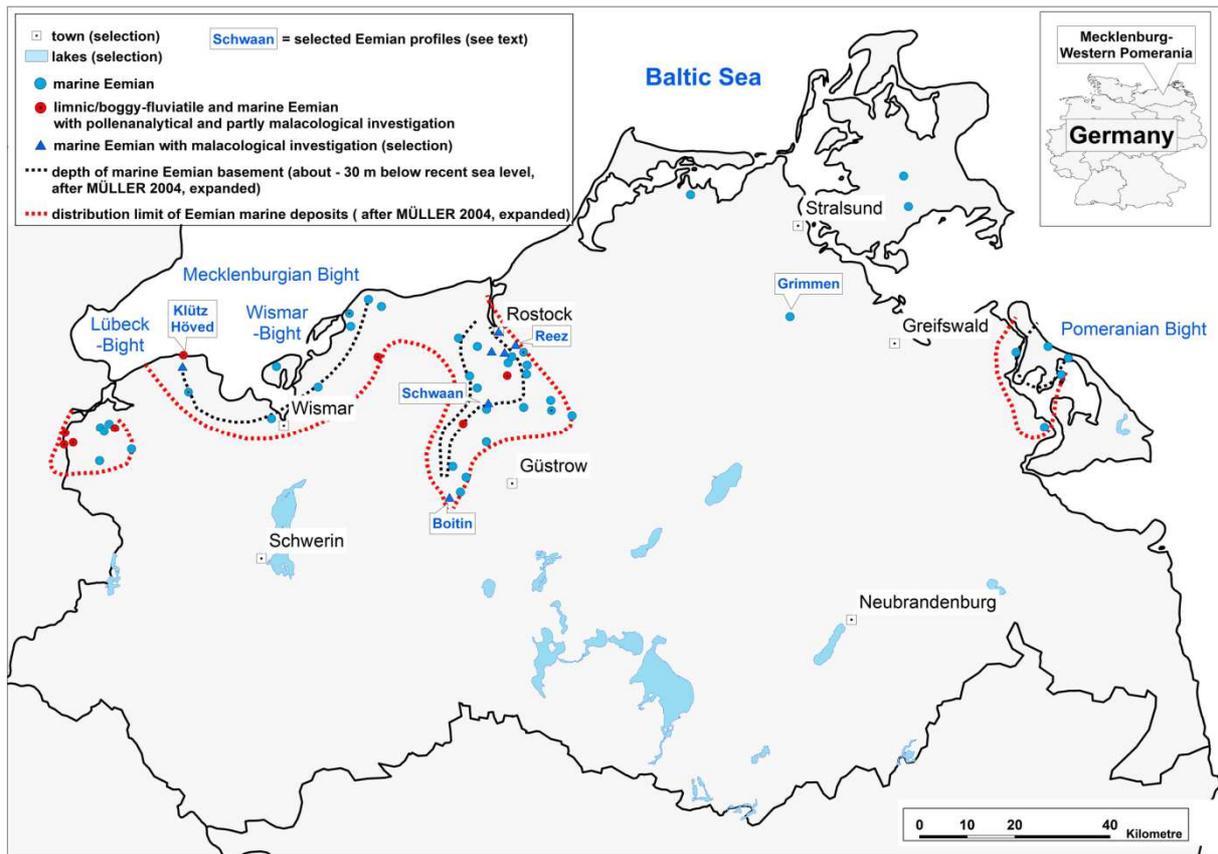


Abb. 2: Verbreitung des marinen Eem in Mecklenburg-Vorpommern (aus MENG et al. in Druck, ergänzt nach MÜLLER 2010).



Abb. 3: Marine Eem-Mollusken aus Schwaan: 1 *Cerastoderma edule*, 2 *Acanthocardia paucicostata*, 3 *Chamelea striatula*, 4 *Polittitapes senescens*, 5 *Arctica islandica*, 6-7 *Ostrea edulis*, 8 *Lucinella divaricata*. – Maßstab jeweils 1 cm.

Zwischen 2007 und 2014 konnten während mehrfacher Geländekampagnen der Autoren in der Sandgrube Schwaan 31 marine und 15 limnische Mollusken-Arten, sowie Reste von Seepocken, Fischen u. a. festgestellt werden (Abb. 3). Für die „Warnow-Bucht“ sowie das Eem-Profil bei Grimmen wurden damit insgesamt 40 marine Mollusken-Arten belegt. Im südlichen Ostseeraum handelt es sich dabei um eine Vielfalt, die bisher in dieser Dimension noch nicht bekannt war. Die fossilführenden Sande von Schwaan sind ca. 6 m

mächtig. Der Untergrund wird durch fossilfreie glazifluviale Sande gebildet und im Hangenden folgen bis zu 100 cm mächtige Feinsand-Schluff-Wechselagerungen sowie im Top geringmächtige Reste weichselglazialer Geschiebemergel (Abb. 4). Das Sandpaket ist sehr vielfältig entwickelt, mit Fein-, Mittel- und Grobsand, mit Kieslagen und Schluffbändern und zeigt neben Horizontal- und Schrägschichtungen z. T. auch feine Rippel-Strukturen. Im mittleren und unteren Profilbereich liegen fast ausschließlich horizontal geschichtete Sandlagen, die flach mit Werten um 7° bis max. 16° nach SE geneigt sind. Die Sande enthalten geringe organische Beimengungen wie kleine Holzreste. Die Mollusken sind über das gesamte Profil linsenartig eingeschaltet (Abb. 3). Favorisiert wurde deshalb zunächst ein Ablagerungsmilieu strandnaher Sedimentation.

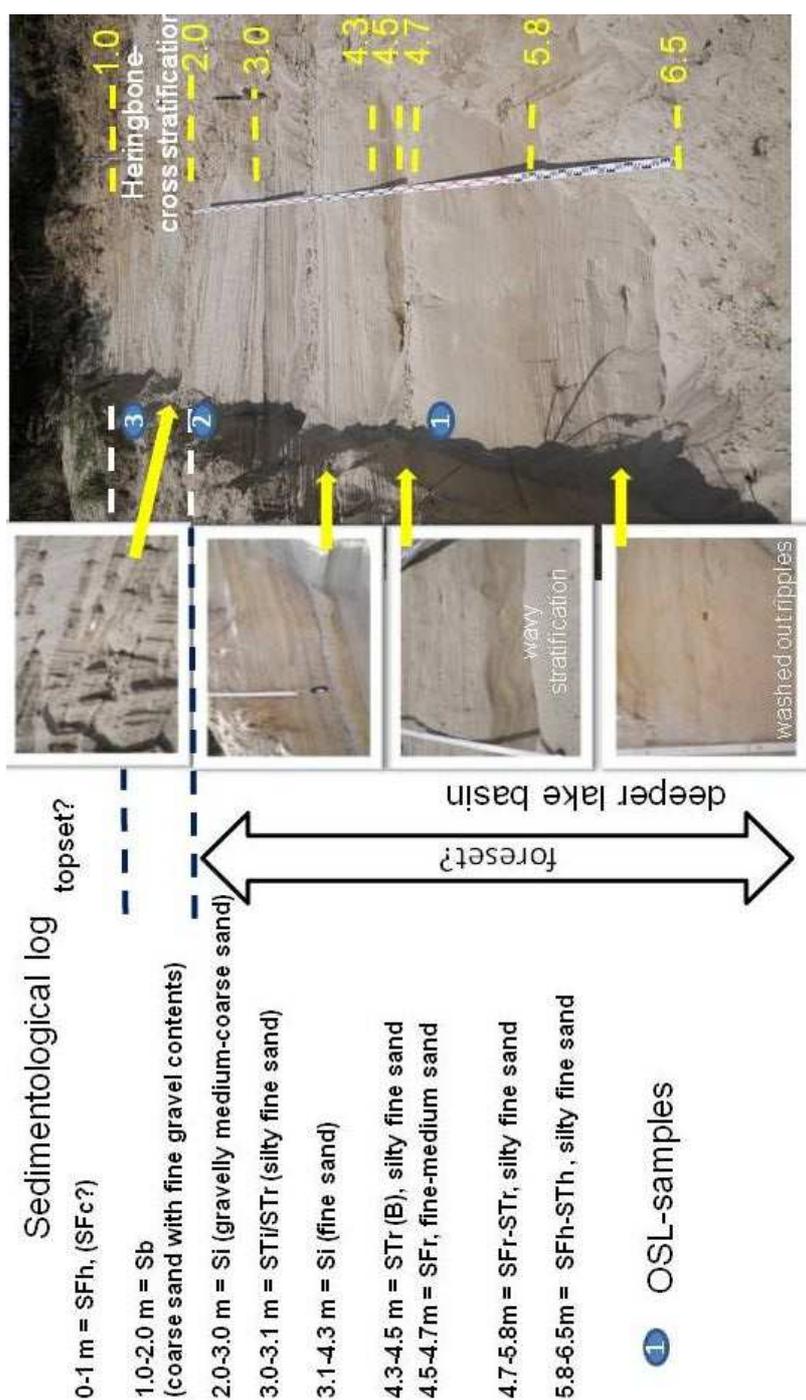


Abb. 4: Sedimentologische Verhältnisse in der Sandgrube Schwaan incl. OSL-Probenlage.

Bei einer Aufschlusspräparation zu einer detaillierten Fauna-Beprobung wurden aus dem Profil der Sandgrube Schwaan drei OSL-Proben aus Fein- bis Mittelsandschichten entnommen. Die Beprobungsteufen der OSL-Proben reichten von 1,40 m über 3,60 m bis 5,40 m oberhalb der Grubensohle (Abb. 4). Die OSL-Datierungen wurden im Lumineszenzlabor des Geographischen Institutes der Humboldt-Universität zu Berlin durchgeführt. Zunächst wurden die Probenzylinder im Dunkellabor unter gedämpftem Rotlicht geöffnet. Unbelichtetes Material aus der jeweiligen Probenzylindermitte wurde gesiebt (90 bis 200 μm) und anschließend Karbonat und die organische Substanz mit 10%iger Salzsäure bzw. 10%igem Wasserstoffperoxid entfernt. Im folgenden Schritt wurden die Schwerminerale einer Dichte $> 2,75 \text{ g/cm}^3$ in einer Polywolframatlösung (Heterosodiumpolytungstate, LST) abgetrennt. Die verbleibende Mineralfraktion wurde mit 40%iger Flusssäure für 60 Minuten geätzt, um die reine Quarzfraktion zu erhalten und die äußere von Alphastrahlung beeinflusste Rinde der Quarzkörner zu entfernen. Zur Paläodosismetrisierung wurden 40 Aliquots pro Probe hergestellt, indem jeweils ca. 200 Quarzkörner mit Silikon auf Probenträgern fixiert wurden. Die Paläodosismetrisierung wurde mit einem modifizierten SAR-Messprotokoll (Single Aliquot regenerative) nach MURRAY & WINTLE (2000, 2003) in einem Lumineszenz-Messgerät (Lexsyg luminescence measurement system) bestimmt. Die OSL-Signale wurden mit dem grünen Anteil des Lichtspektrums stimuliert (525 nm) und im nahen UV-Bereich detektiert (380 nm). Die Bestrahlung der Proben erfolgte mit dem im Gerät eingebauten Strontium/Sr-90-Betastrahler (0.067 Gy/s). Die Dosisleistung im Sediment wurde über die Messung der primordialen Radionuklidgehalte an ca. 100 g trockenem Probenmaterial gammaspektrometrisch mit einem hochauflösenden Reinst-Germaniumdetektor (Ortec) bestimmt. Der Beitrag der kosmischen Dosis wurde in Abhängigkeit von der geographischen Position, der Höhe über dem Meeresspiegel und der Abschwächung durch hangende Sedimentschichten abgeschätzt (PRESCOTT & HUTTON 1994). Problematisch für die Altersberechnung war die große Paläodosismetrisierung, die ein Hinweis auf mangelhafte Tageslichtexposition während des letzten Sedimentationszyklus und damit auf eine unvollständige Bleichung der OSL-Signale in den untersuchten Mineralkörnern sein kann. Eine Altersüberschätzung ist daher möglich, wird aber durch die Anwendung statistischer Modelle (Minimum Age Model nach GALBRAITH et al. 1999) reduziert. Da sich alle OSL-Alter aus dem Profil Schwaan im gleichen Zeitfenster im Weichsel-Pleniglazial zwischen 23-18 ka vor heute bewegen und diese außerdem chronologisch korrekt mit der Tiefe zunehmen, sind die OSL-Datierungen als vertrauenswürdig einzuschätzen.

Eem-Fauna vs. weichselglaziale Datierung

In der Sandgrube Schwaan sprach die gute Erhaltung der Mollusken in der Vergangenheit eher für eine glazitektonisch blockartig verlagerte Großscholle. Die weichselglaziale Einstufung der aktuellen OSL-Datierungen (FÜLLING 2015) zeigt, dass die sicher ins Eem-Interglazial eingestufte Fauna komplett umgelagert wurde. Aufgrund der nachgewiesenen normalen Höhenlage des marinen Eems in der Warnow-Bucht von etwa -30 m HN ist zu vermuten (s. Abb. 2), dass zunächst eine Scholle mit marinen Sanden und Mollusken der eemzeitlichen Warnow-Bucht durch glazitektonische Prozesse im gefrorenen Zustand blockartig in höhere Bereiche umgelagert wurde, bevor die originäre marine Eem-Fauna über eine kurze, lokal begrenzte Strecke glazifluvial transportiert und endgültig abgelagert

wurde. Die OSL-Datierungen werden zur Zeit für eine Publikation über die Verbreitung und Ökologie der eemzeitlichen Meeresbucht im heutigen Unteren Warnowgebiet final geprüft.

Schwaan (VOLKER HÄUßLER)

Die südlich der Stadt an der Warnow liegende slawische Burg Werle war eine der Hauptburgen (mit Mecklenburg, Ilow, Dobbin) des letzten freien obotritischen Slawenfürsten Niklot, der dort 1160 im Kampf fiel. In ihrer Nähe querte wahrscheinlich ein Zweig der „Via Regia“ die Warnow. Später übernahm die von Wasser und Sumpf umgebene Stadt Schwaan die Funktion des regionalen Zentrums (Abb. 5). Die Burg verlor später an Bedeutung und wurde niedergeackert. Die bisherigen archäologischen Hinweise im Stadtgebiet belegen eine Kontinuität der Besiedlung seit der frühen Slawenzeit (8. Jh.). Schon 1276 wird Schwaan als Stadt urkundlich erwähnt. Die Burg (1192) war im 15. und 16. Jh. oft Witwensitz und wurde nach 1550 durch einen Schlossneubau ersetzt. 1718 erfolgte sein weitestgehender Abriss. In der Stadt gab es einige Großbrände (u. a. 1631, 1735, 1765). 1859 wurde westlich der Warnow ein slawischer Hacksilberschatz in einem Tongefäß ausgepflügt, der wahrscheinlich um das Jahr 1030 versteckt worden war. Der Finder erhielt vom Großherzog dafür 133,5 Taler. Bei Baggararbeiten in der Warnow um Schwaan wurden 1927/1928 ca. 50 Waffen aus der Bronzezeit bis zum Mittelalter gefunden. Weitere Funde ergaben sich 1997 ff. bei Werle. Sie unterstreichen die Bedeutung dieser Region schon seit frühester Zeit. Ungefähr 1.200 m hinter dem Ortsausgang in Richtung Bad Doberan liegt westlich der Straße (unterhalb der Hochspannungsleitung) das bronzezeitliche Hügelgrab „Herzberg“ (Abb. 6), das 1853 zur Lehmgewinnung abgetragen werden sollte. Dabei entdeckte man den Inhalt (neun Skelette, Hauptbestattung mit Bronzeschwert, drei Nachbestattungen). Ein weiteres Hügelgrab „Rauher Berg“ lag gegenüber an der anderen Talseite und wurde im 19. Jh. beseitigt.

- Wassermühle (um 1810) / (Schwaaner Künstlerkolonie), Paulskirche (1236)



Abb. 5: Im Untergrund der Stadt Schwaan sind die Reste der mittelalterlichen Stadtgründung zahlreich erhalten - hier ein Fassbrunnen.



Abb. 6: Im „Herzberg“ entdeckte man beim Bodenabtrag im 19. Jahrhundert, dass es sich um einen bronzezeitlichen Grabhügel handelt.

Ziesendorf (VOLKER HÄUßLER)

Der Ort wurde 1298 erstmals urkundlich erwähnt. Zwischen Ziesendorf und der Autobahn (bei Nienhusen) wurden bei einer Begehung durch Bodendenkmalpfleger 2008, westlich der Straße, am Hang zur Weidbachniederung 13 neue Fundplätze entdeckt. Am Rand der Niederung sind vier stark zerstörte Großsteingräber bekannt.

Satow (VOLKER HÄUßLER)

Der Ort kam 1219 als Geschenk von Fürst Borwin I. in klösterlichen Besitz Amelungsborns (Westfalen) und wurde Klosterhof (damals beschrieben als „... es war ein Ort des Grauens und wüster Wildnis ...“). Der ging 1301 an das Kloster Doberan. Bronzezeitliche Hügelgräber fielen hier im 19. Jh. den Flurbereinigungen zum Opfer.

- Kirchenruine (1219-1224, Abb. 7), 19. Jh. neogotische Kirche



Abb. 7: Die mittelalterliche Kirchenruine Satow ist immer wieder Ziel von Wanderern.

Gerdshagen (VOLKER HÄUßLER)

Der Ort wird 1224 erstmals erwähnt.

Der Gutshof war wie im benachbarten Klein Nienhagen befestigt (16. Jh.). Reste davon sind erhalten. Zwischen 1720-1726 wurde hier eine Glashütte betrieben.

Kröpelin (VOLKER HÄUßLER)

Der Ort wird 1177 erstmals erwähnt und 1250 als Stadt bezeichnet.

Die Gegend um die Stadt erbrachte seit dem 19. Jahrhundert zahlreiche archäologische Hinweise. Dazu gehören neben dem umfangreichen steinzeitlichen Inventar drei Halsringe der Bronzezeit. Gräber und Siedlungen der Eisenzeit (Germanen) sind belegt. Im Marktbereich sind spätmittelalterliche Befunde aufgedeckt worden. Zahlreiche Stadtbrände (1377, 1560, 1580, 1738, 1770, 1774) sind bekannt. In Kröpelin waren 1867 in der Zunftrolle der Schuster 120 Meister, 10 selbständige Schuster und 50 Gesellen eingetragen. Im Bereich der Straßenkreuzung am Ortsausgang zur Kühlung wurden bei den Baumaßnahmen Siedlungsreste der römischen Kaiserzeit (um 200 n. Chr.) geborgen. Die damaligen Siedler stellten hier auch Eisen her.

- Kirche (13.-15. Jh., Abb. 8), Pfarrhaus (1738), Erdholländerwindmühle (1876), Galerieholländerwindmühle (1904), Heimatstube (2011)



Abb. 8: Links am Turmportal der Kröpeliner Kirche ist ein Schälchenstein zu finden. Seine kulturhistorische Nutzung ist z. Zt. noch nicht geklärt.

Jennewitz (VOLKER HÄUßLER)

1192 erfolgt die Ersterwähnung (Bojanewitz). Bei einer Begehung des Ackers nordwestlich des Ortes (bis zum Wald) konnten 15 Fundplätze verschiedener Zeiten festgestellt werden.

Stop 2: Glazitektonische Großstruktur und Eozänschollen der „Kühlung“

ANDREAS BÖRNER & ULRICH MÜLLER

Exkursionspunkt: ehemalige Tongrube „Steineiche“ südlich Kühlungsborn-Ost

Koordinaten: N54.116012; E11.773481, Höhe ca. 80 m HN

Einführung zum Höhenzug „Kühlung“

Die Kühlung ist ein etwa 20 km langer und vier bis fünf km breiter Höhenzug, der sich von Bastorf mit dem bekannten Leuchtturm im NW bis Retschow und Hanstorf im SE erstreckt. Durch die „Kröpeliner Mulde“, eine zwischen Kröpelin und Bad Doberan verlaufende Senke, wird die Kühlung in zwei etwa gleichgroße Teile gegliedert, die „Diedrichshäger Berge“ im NW (nach der höchsten Erhebung) und die „Ivendorfer Höhen“ (Abb. 9). Der Name „Kühlung“ bezog sich ursprünglich nur auf den bewaldeten Nordosthang der Diedrichshäger Berge und wird seit REINHARD & KRAUSE (1957/58) für den gesamten Höhenzug verwendet.

Südlich von Kühlungsborn und Heiligendamm bis zu einer Linie Bad Doberan-Kröpelin liegen die durchschnittlich mehr als 100 m hohen Diedrichshäger Berge, die im Diedrichshäger Berg mit 130 m HN ihren höchsten Punkt erreichen. Getrennt durch die Kröpeliner Senke, die etwa von der B 105 zwischen Kröpelin und Bad Doberan markiert wird, schließen sich im Südosten die Ivendorfer Höhen mit einem Niveau von 80-90 m HN an. Die durchschnittlich 120° streichenden Diedrichshäger Berge erstrecken sich bei einer Breite von etwa 4 km zwischen Kägsdorf bis zur Kröpeliner Mulde. Die Erosion war nach dem Rückzug des Eises der Hauptfaktor bei der Gestaltung des Geländes. Die tief eingeschnittenen Talschluchten am Nordosthang wurden vor allem in der spätglazialen Periglazialphase durch kräftigen Oberflächenabfluß geprägt.

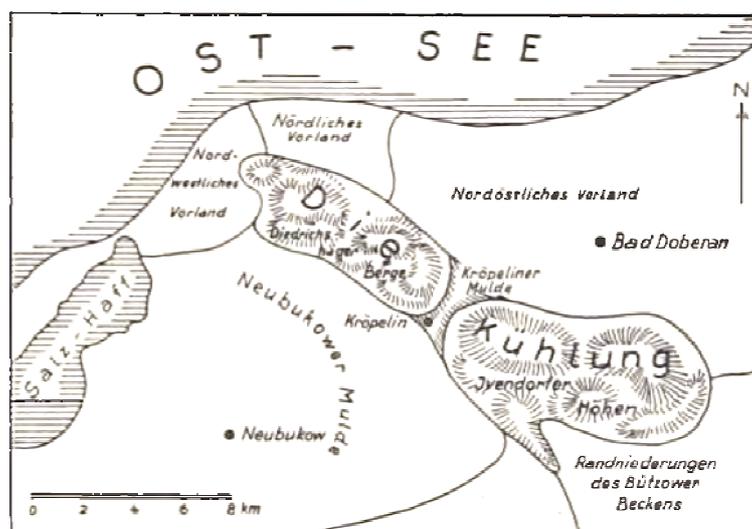


Abb. 9: Morphologische Übersichtskarte der Kühlung (aus REINHARD & KRAUSE 1957/58).

Besonders die Nähe zur Ostsee, der Höhenunterschied von > 100 m zwischen der relativ ebenen Grundmoräne im Nordosten und der Kühlung haben zu einem sehr reizvollen, teilweise an ein Mittelgebirge erinnerndes Landschaftsbild geführt (Abb. 10).



Abb. 10: Das bewaldete Hochgebiet der Kühlung und das unmittelbar angrenzende nördliche Vorland (Blickrichtung SE). Am linken Waldrand erkennt man das helle Hauptgebäude des Instituts für Atmosphärenphysik Kühlungsborn (IAP), hinter welchem sich die ehemalige Tongrube „Steineiche“ befindet (vgl. Abb. 12, Foto: A. Börner).

Zur Altersstellung des Präquartärs in der Kühlung

Ganze Generationen von Mecklenburger Geowissenschaftlern haben seit der Mitte des 19. Jh. in der Kühlung geforscht. So wurde schon 1827 auf Veranlassung des geologisch interessierten Medizinalrates Brückner eine Bohrung aus der Region um Brunshaupten aufgenommen (BOLL & BRÜCKNER 1854: 216ff.; KOCH 1854), die der Erkundung der oberflächennahen Kalkvorkommen diente. Seit den 1920er Jahren stehen vor allem Fragen zum Alter und zur Genese der zwischen Jennewitz und Bastorf an der Oberfläche ausstreichenden Schichten des Präquartärs im Fokus der Geologen. Bei den generell NW-SE, parallel zur Längserstreckung der Diedrichshäger Berge verlaufenden und ca. 45° nach NE einfallenden sog. „Streifen“ aus präquartärem Gestein handelt es sich um marine Tone, Schluffe, Sandsteine und Kalksandsteine (Abb. 12). Im Verlauf der Erforschungsgeschichte wechselte die anhand der Fossilien festgestellte Altersstellung. So wurden die Sedimente zunächst noch in das Turon und Senon (Oberkreide) und das älteste Tertiär (Paläozän) gestellt. Der Rostocker Geologe SCHUH (1923) stufte die Tone mit den Scherbelsteinen in das Unter-Eozän (heutiger Name: Marnitzer Schichten) und die Kalksandsteine in das Ober-Eozän (heutiger Name: Draguner Schichten) ein, was von STAESCHE & HILTERMANN (1940) bestätigt wurde. Weitere Untersuchungsergebnisse zum Ablagerungsraum und zur Ostracodenfauna des jüngeren Eozän in Nord- und Mitteldeutschland findet man bei PIETRZENIUK (1969).

Innerhalb des Unter-Eozän, das durch seinen geringen oder fehlenden Kalkgehalt im Gelände eindeutig bestimmt werden kann, treten Stellen auf, in denen der Ton stärker kalkhaltig ist. Er ist zumeist hellgrün und geht mit steigendem Karbonatgehalt in einen weißgrauen, sandigen, glaukonithaltigen Kalkmergel über, in dem festere Bänke von glaukonitischem Kalksandstein eingeschaltet sind. Dabei sind grüne, poröse und kalkfreie Feinsandsteine das lithologisch auffälligste Gestein. Sie haben ein geringes spezifisches

Gewicht und brechen scherbzig, weswegen sie hier die Lokalbezeichnung „Scherbelstein“ tragen. Im Scherbelstein und besonders in den begleitenden grünen bis graugrünen, ebenfalls kalkfreien marinen Tonen sind nur wenige Fossilien enthalten wie z. B. Schwammnadeln, Radiolarien, sandschalige Foraminiferen und vereinzelte Makrofossilreste. In den Kalksandsteinen, die mit steigenden Kalkgehalten in sandige Mergel übergehen, sind dagegen zahlreiche Fossilien wie z. B. Ostrakoden und Foraminiferen (darunter besonders Nummuliten) enthalten.

Generelle Lithologie des Unter- und Mittel Eozäns im nordwestlichen Mecklenburg

(nach v. BÜLOW & MÜLLER 2004, ergänzt)

Am Beginn des Unter-Eozän wurden ober-paläozäne Ablagerungen in unbekannter Mächtigkeit durch eine Meerestransgression abgetragen (v. BÜLOW & MÜLLER 2004). Im Unter-Eozän wurden die Schlievener Schichten (Eozän-1) und die Marnitzer Schichten abgelagert, die einen Beckenrand-fernen Sedimentationsraum repräsentieren (Abb. 11). In den Marnitzer Schichten setzt sich eine pelagische Stillwasser-Fazies fort, die durch wechselnde Faunengemeinschaften in Eozän 2-4 untergliedert werden kann. Die tonigen Schluffe bis schluffigen Tone enthalten im oberen Abschnitt feinsandige Partien, die zumeist kalkfrei und grünlich-dunkelgrau sind. In den Oberen Marnitzer Schichten treten die ältesten als „Scherbelsteine“ bezeichneten verkieselten Partien auf. Die poröse Struktur der Scherbelsteine entstand durch epigenetisches Herauslösen des ursprünglich vorhandenen Kalkes.

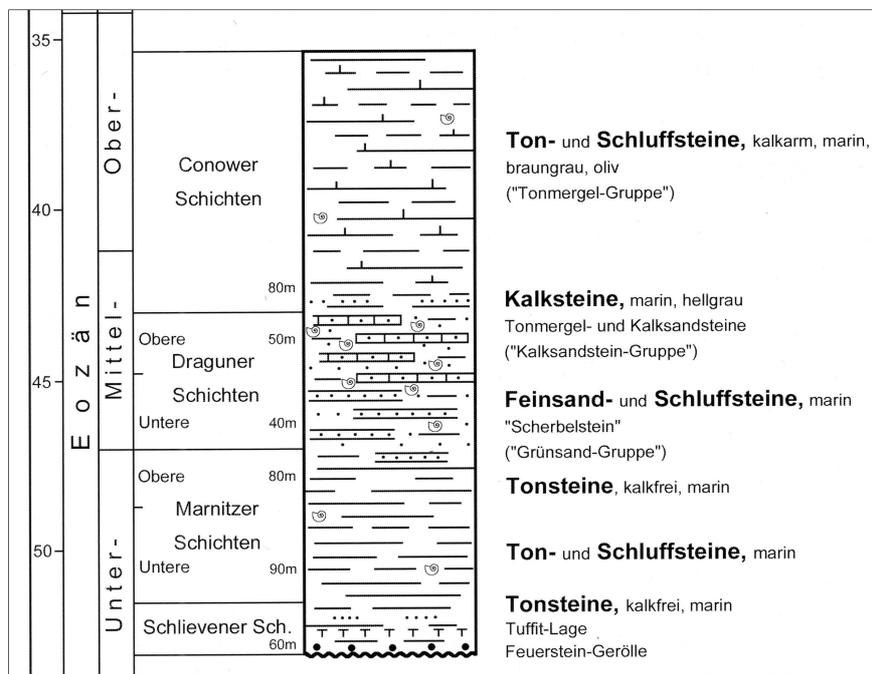


Abb. 11: Schichtenfolge des Eozän in Mecklenburg-Vorpommern (aus: v. BÜLOW & MÜLLER 2004). Die Bezeichnungen der Schichtenfolgen wurden nach Lokalnamen in W- und SW-Mecklenburg gewählt, wo diese Schichten in typischer Ausbildung nachgewiesen wurden.

In das Mittel-Eozän West- und Mittel-Mecklenburgs werden die „Draguner Schichten“ und tiefere Abschnitte der „Unteren Conower Schichten“ gestellt (vgl. v. BÜLOW & MÜLLER 2004).

Die Unteren Draguner Schichten, auch als „Grünsand-Gruppe“ bezeichnet, bestehen an der Basis aus graugrünen bis olivgrünen, unterschiedlich schluffigen, feinglimmerigen, kalkarmen bis kalkfreien Tonen und Tonsteinen mit Schmitzen, Nestern und Lagen aus glaukonitischem Schluff bis Feinsand, die zum Hangenden durch kieseliges Bindemittel in harten, porösen Grünsandstein („Scherbelstein“) übergehen. Im höheren Abschnitt bildet Glaukonit-Sandmergel mit verkieselten Lagen und z. T. durch kalkschalige Mikrofossilien verursachten schwachen Kalkgehalt das typische Gestein der Grünsand-Gruppe der mittel-eozänen Kieselgesteine ab. Megaskopisch ist das Gestein feinkörnig, kompakt und porös ausgebildet und weiß-graugrün gefärbt. Beim Anschlagen zerfällt es scherbzig. Es wechseln regellos weißgelbliche, stark poröse Partien mit grünlichgrauen, weniger porösen Bereichen. In letzteren tritt oft eine millimetermächtige Bänderung auf, die in den helleren Partien nur schwach zu erkennen ist (RUSBÜLT 1957a). Mikroskopisch wurden als Hauptbestandteile lediglich Quarzkristalle und Glaukonitaggregate festgestellt (RUSBÜLT 1957a). Der Durchmesser der rekristallisierten Teile der Matrix, in die diese Skelettkomponenten eingelagert sind, liegt unter 0,002 mm. In einer Tonprobe aus dem oberen Mittel-Eozän wurden von RUSBÜLT (1957a) massenhaft Radiolarien der Ordnung *Spumellaria* gefunden, während Radiolarien der Ordnung *Nassellaria* dagegen nur vereinzelt vertreten sind.

Mit der Sedimentation der Oberen Draguner Schichten, die auch als „Kalksandstein-Gruppe“ bezeichnet werden, änderte sich im Mittel-Eozän die Fazies grundlegend. Es wurde wechselnd schluffiger oliv- bis grüngrauer, glimmerführender sowie kalkhaltiger Feinsand abgelagert, der besonders in den unteren Partien zu spröden, glaukonitischen Kalksandstein-Bänken verfestigt ist. Für die kalkigen Sedimente des höheren Mittel-Eozän wird eine küstenferne, euhaline Flachwasserfazies angenommen (v. BÜLOW & MÜLLER 2004). Eine generelle lithologische Beschreibungen der kalkhaltigen Eozänablagerungen bei Diedrichshagen wurde von RUSBÜLT (1957a) wie folgt zusammengefasst:

- Die gelblichen, glaukonitischen Mergel und Mergelkalke sind feinkörnig und sehr porös. Eine Schichtung ist nicht zu erkennen. Diese Gesteine wurden in früheren Gruben auf dem Zimmerberg und im ehemaligen Bastorfer Kalkwerk abgebaut.
- Der glaukonitische Mergel hat nach LEMCKE (1937) einen CaCO_3 -Gehalt von 58,5 % (lithologisch: Mergelstein) und der Mergelkalk 76,2 % (lithologisch: Mergelkalkstein).
- Die häufigsten Foraminiferen in der Mergelkalkprobe sind: *Quinqueloculina triangularis* d'ORB., *Vaginulinopais decorata* REUSS, *Nodosaria latejugata* GUEMBEL, *Bolivina beyrichi* REUSS, *Pulvinulina karsteni* REUSS, *Rotalia soldanii* d'ORB., *Anomalina grosserugosa* GUEMBEL.

Die „Tonmergel-Gruppe“ des Ober-Eozän wird auch als „Conower Schichten“ bezeichnet (v. BÜLOW & MÜLLER 2004). Diese Gesteine der Tonmergel-Gruppe sind durch eine artenarme Mikrofaunengemeinschaft (Typ: Eozän-5) in grauen bis blau- bis grün-grauen, mergeligen schluffigen Tonen mit glaukonitischen Kalkschluffsteinpartien bzw. feinen Kalksandsteinen gekennzeichnet.

Zur glazitektonischen Prägung der „Kühlung“

Geraume Zeit war man der Meinung, dass es sich bei der Kühlung um morphologisch herausgehobenen, autochthonen Untergrund handelt. Noch LEMCKE (1937) unterschied einen anstehenden (autochthonen) Sattel aus Ober- und Unter-Eozän und umgelagertes (allochthones) Eozän in schuppenförmiger Lagerung. Gestützt auf eigene Untersuchungen entwarf LEMCKE (1937) folgendes Bild: (vgl. Abb. 12, 13)

- An der Oberfläche der Kühlung treten mehrere voneinander unabhängige Eozänstreifen auf, die von Jennewitz bis Käggsdorf in NW/SE-Richtung verlaufen und nach NE einfallen.
- Diese Streifen sind Ausstriche von Eozänschollen, die das Eis vom anstehenden Untergrund abhobelte und am NE-Hang des Höhenzuges aufschuppte.
- Diese glaziale Schuppung basierte auf tektonische Heraushebung des Hauptsattels aus Tonen und Mergelkalken (heute: Obere Draguner Schichten zwischen Zimmerberg und Bastorfer Kalkwerk), der als Hindernis für das vorstoßende Eis der Weichselvereisung fungierte.
- Als Ursachen für die Heraushebung des Hauptsattels galten Salzbewegungen im Untergrund und in die Wiederbelebung eines vordiluvial angelegten Störungssystems.

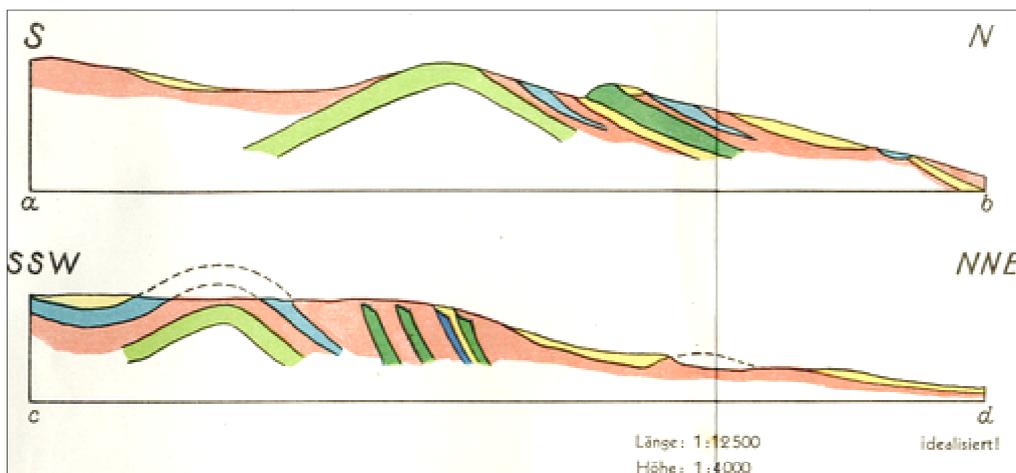


Abb. 12: Geologischer Schnitt durch die Kühlung (aus LEMCKE 1937, Legende und Lage der Schnittlinien s. Abb. 13). Der tektonisch angelegte Hauptsattel einer hypothetischen südlichen Aufragungszone sollte nach diesem Modell als Ursache der glazitektonischen Aufstauchung der Eozänschollen in der Kühlung gelten.

Detailuntersuchungen von RUSBÜLT (1957a+b) an der Kartierungsbohrung Bastorf zeigten, dass die These von einem tektonischen Faltensattel nicht haltbar war. Es handelt sich in diesem Gebiet um komplizierte Stauchungsvorgänge, die sowohl eozäne und pleistozäne Ablagerungen geschuppt, als auch eozäne Sedimente miteinander verschuppt haben. Nach Auswertung der umgebenden Bohrerergebnisse ist anstehendes Tertiär erst unterhalb -60 m HN zu erwarten und stellt im Vergleich zur Umgebung keine tektonische Hochlage dar RUSBÜLT (1957a+b). Dies bestätigten zudem geophysikalische Untersuchungen von KRAUSE (1956), welche die unter der Kühlung vermutete Salzauftragung (vgl. LEMCKE 1937) nicht nachweisen konnten.

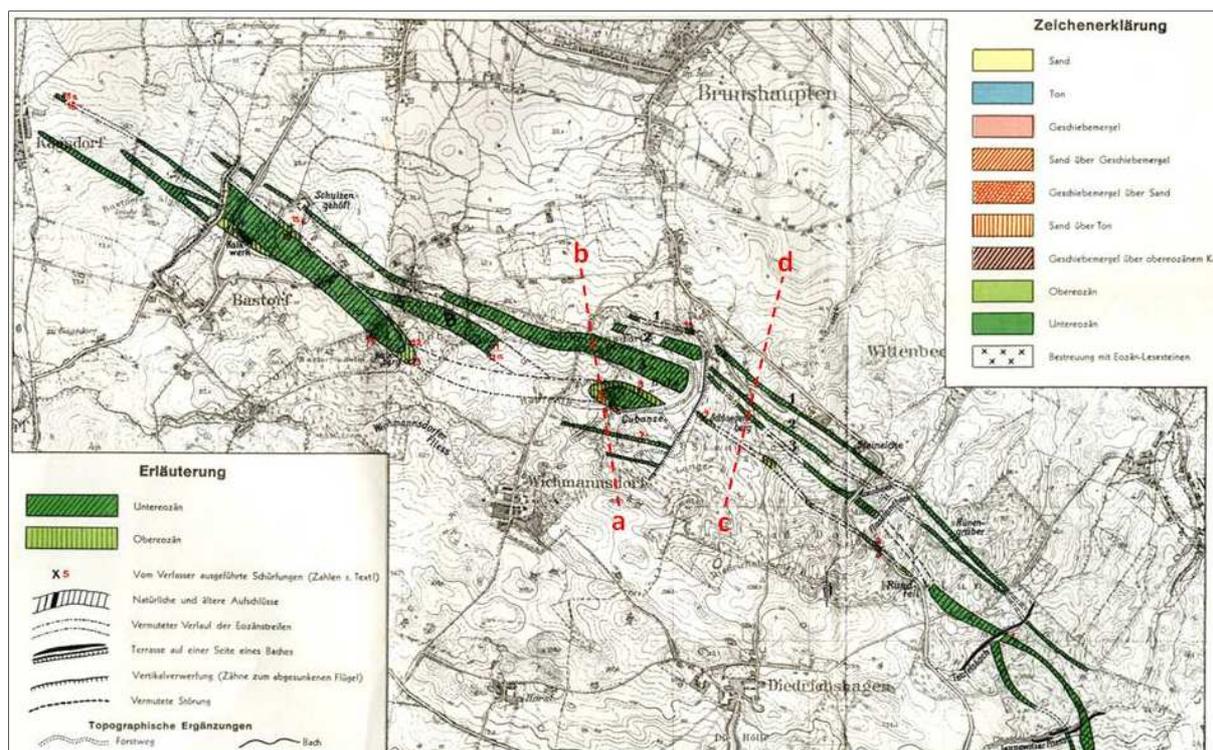


Abb. 13: Eozänstreifen der glazitektonischen Stauchwälle in der Kühlung (aus LEMCKE 1937), geologische Schnitte a-b, c-d s. Abb. 12).



Abb. 14: Im mittleren Teil des Bildes sind die NE/SW streichenden glazitektonischen Stauchwälle im landwirtschaftlich genutzten Gebiet südöstlich von Steffenshagen (vgl. Abb. 15) gut zu erkennen (Foto: A. Börner, Blickrichtung NE).

Dem Rostocker Geologen HEERDT gelang 1963 der Nachweis, dass hauptsächlich die Eisvorstöße der Weichsel-Eiszeit für die heutige Morphologie der Kühlung verantwortlich sind. Das Material der Eozän-Streifen stammt von der teilweise unter der Ostsee liegenden Salzstruktur Börgerende (HEERDT & ULRICH 1968, heutige Bezeichnung „Salzstruktur Bad Doberan“). Dort und vom angrenzenden Ostseebecken wurde es zuletzt vom W2-Eisvorstoß (Pommern-Phase) exariert und zusammen mit älteren quartären Sedimenten zur heutigen Kühlung transportiert. Das morphologische Generalstreichen der Diedrichshäger Berge verläuft WNW/ESE, während die Eozänsschollen NW/SE streichen.

HEERDT (1963) fasste die Kenntnisse zu Struktur, Gliederung und Genese der Kühlung wie folgt zusammen:

- Der morphologisch stark reliefierte Nordteil der Kühlung besteht aus zahlreichen NW-SE verlaufenden Stauchwällen, in die das aus dem Untergrund aufgenommene eozäne Material eingelagert wurde.
- Die höchstgelegenen Stauchwälle fallen nach Norden staffelartig auf kurze Entfernung bis auf wenige Meter über dem Meeresspiegel ab und stoßen im Süden an eine ältere Hochfläche.
- Zwischen Bastorf und Kühlungsborn sind Eozän und Pleistozän miteinander verschuppt (vgl. Tab. 1).

Neben diesen morphologisch sichtbaren Zeugnissen des glazialen Geschehens reichte die eiszeitliche Prägung der Kühlung nachweislich auch weit in die Tiefe (MÜLLER 2004). Eine Kartierungsbohrung (Tab. 1) in der Kühlung südlich Kühlungsborn (Kb BD 4/63) ergab anhand hoch auflösender mikropaläontologischer Untersuchungen (MÜLLER 1965 in HEERDT & ULRICH 1965), dass dort unter 114 m quartären Sedimenten mit eingelagerten Eozän-Schollen ein 90 m mächtiger Eozän-Schollenstapel ohne jegliche quartäre Zwischenmittel lagert. Erst unterhalb von 205 m Teufe wurde anstehendes, ungestörtes Eozän nachgewiesen (Tab. 1).

Die Bildung des Schollenstapels im Untergrund hat vermutlich schon während der Saale-Vereisung stattgefunden und ist damit älter als die finale Aufstauchung des heutigen Höhenzuges der Kühlung im Weichsel-Glazial (MÜLLER 2007).

Die Kühlung vereinigt in sich zwei charakteristische glaziale Deformationstypen: einerseits die für eine Stauchmoräne markante morphologische Vollform und andererseits im verdeckten Untergrund tiefreichende Mehrfach-Stapelungen (MÜLLER 2007). Ein direkter Zusammenhang zwischen der Bildung des Schollenstapels im Untergrund und der Genese des heutigen Höhenzuges der Kühlung ist aber z. Zt. noch nicht eindeutig nachgewiesen.

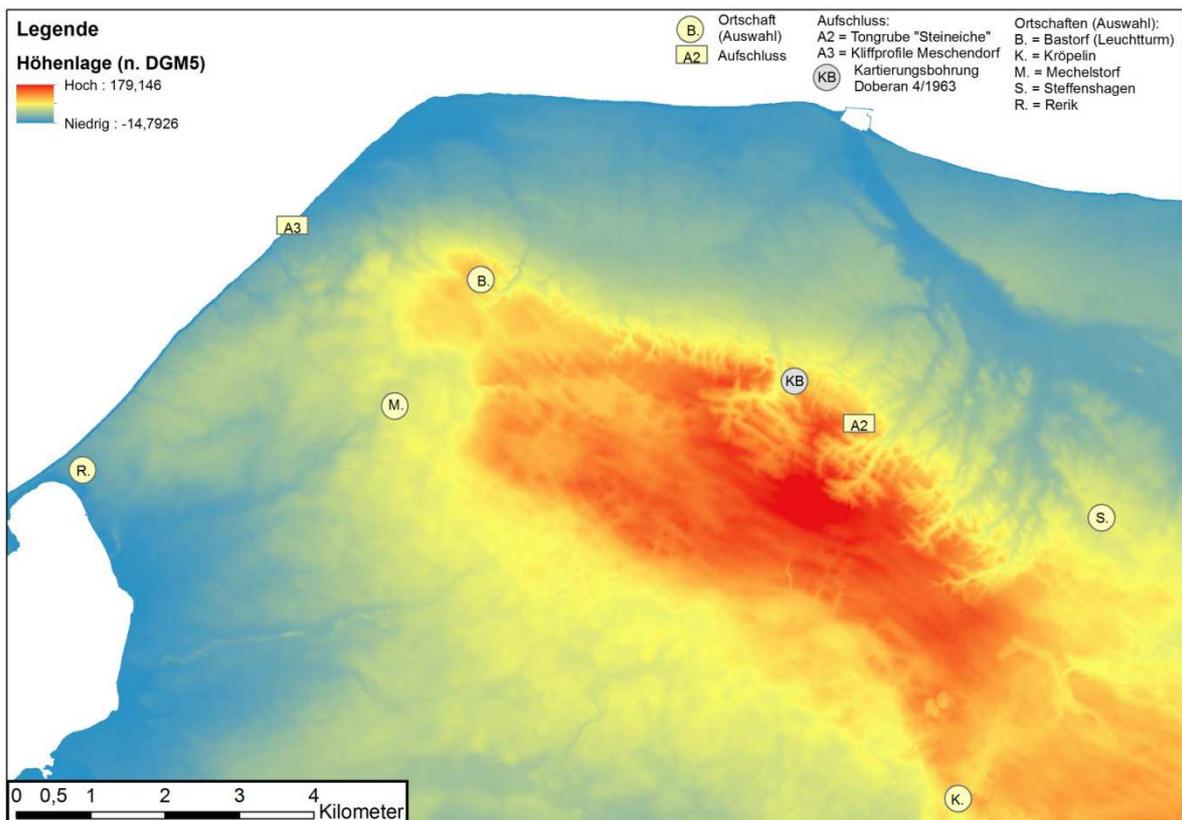
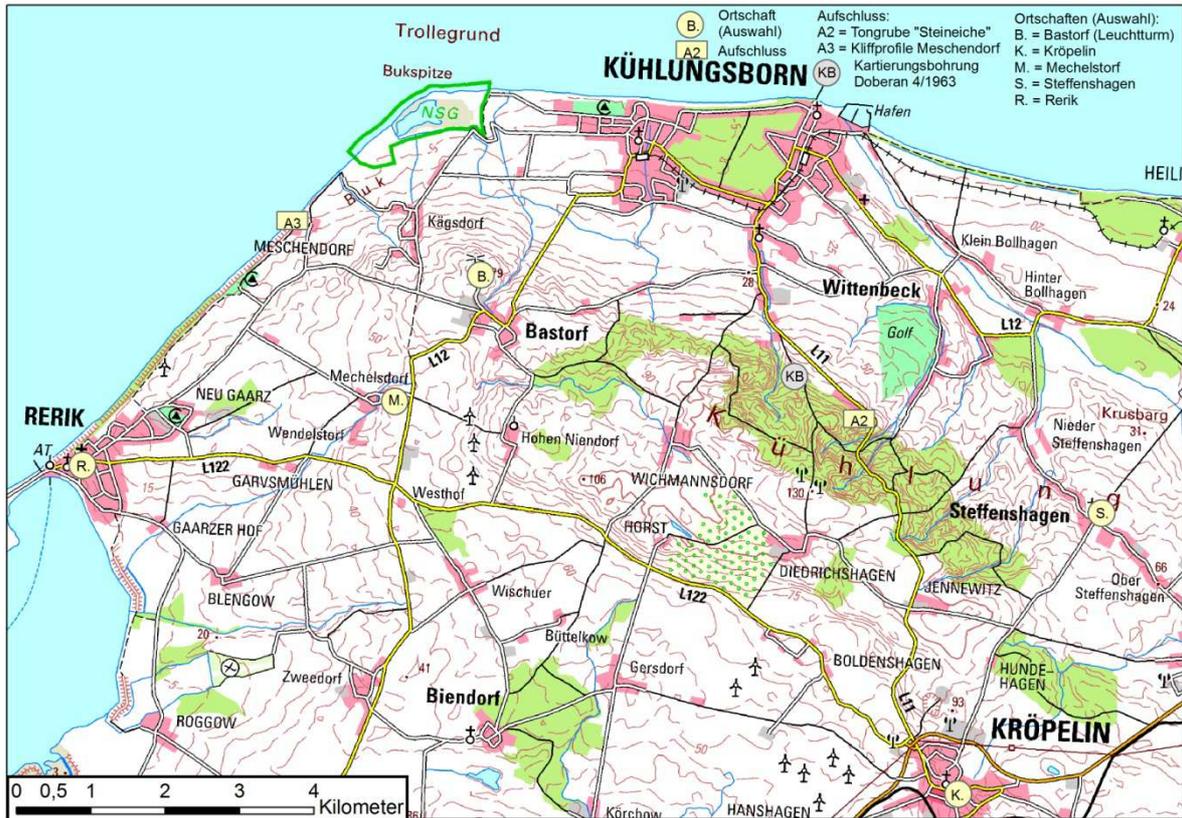


Abb. 15: Topographie mit den Aufschlusspunkten (15a, oben) und Morphologie (15b, unten) der „Kühlung“ auf Grundlage des „Digitalen Geländemodells 5“ (DGM 5 LaiV M-V 2014). In der unteren Darstellung sind in der Kühlung die SE/NW streichenden „Sättel“ (rot) mit den dazwischen parallel verlaufenden Senken (orange) gut zu erkennen.

Tab. 1 Der sichere Nachweis für eine glazitektonische Stapelung im Untergrund der Kühlung am Beispiel der Kartierungsbohrung „KB Doberan 4/63“ (Mikropaläontologische Bearbeitung S. MÜLLER 1965; s.a. HEERDT & ULRICH 1968; KATZUNG et al. 2004).

+68 m HN Teufe bis	Schicht- Mächtigkeit	Stratigraphie - genetische Deutung	Komplex- Mächtigkeit
- 19 m	19 m	Quartär - Weichsel	19 m
- 40 m	21 m	Eozän 5 - Horizont B, Scholle	45 m
- 59 m	19 m	Eozän 5 - Horizont A, Scholle	
- 64 m	5 m	Eozän 4, Scholle	
- 88 m	24 m	Quartär - Weichsel	50 m
- 96 m	8 m	Quartär - Eem und Saale-Nachschütt-Sedimente, (autochthon?)	
-114 m	18 m	Quartär - Saale; Basis quartärer Sedimente	
- 121 m	7 m	Eozän 5 - Horizont C, allochthon	57 m
- 138 m	17 m	Eozän 5 - Horizont B, allochthon	
- 166 m	28 m	Eozän 5 - Horizont A, allochthon	
- 171 m	5 m	Eozän 4, allochthon	
- 173 m	2 m	Eozän 5 - Horizont A, allochthon	12 m
- 177 m	1 m	Eozän 4, allochthon	
- 183 m	6 m	mikropaläontologisch nicht einstuftbar; lithologisch Eozän 4, allochthon	
- 189 m	6 m	Eozän 5 - Horizont C, allochthon	22 m
- 201 m	12 m	Eozän 5 - Horizont B, allochthon	
- 205 m	4 m	Eozän 5 - Horizont A, Untergrenze der glazialtektonischen Beeinflussung, allochthon	
- 209 m	4 m	Eozän 5 - Horizont C, autochthon	83 m
- 234 m	25 m	Eozän 5 - Horizont B, autochthon	
- 253 m	19 m	Eozän 5 - Horizont A, autochthon	
- 288 m	35 m	Eozän 4, autochthon	

Die ehemalige Tongrube bei Brunshaupten (Steineiche)

Für die 79. Norddeutsche Geologentagung 2015 wurde der klassische Tongrubenaufschluss „Steineiche“ der ehemaligen Brunshauptener Ziegelei aufgesucht, um die Lagerungsverhältnisse zu prüfen. Die westlichen Bereiche der ehemaligen Tongrube sind nicht mehr zugänglich, da diese zu DDR-Zeiten mit Hausmüll verfüllt und später mit Fremdböden abgedeckt wurden. Die Tongewinnung in der Ziegelei bei Brunshaupten (heute: Kühlungsborn-Ost) begann im späten 19. Jahrhundert. Ab 1906 wurde die Ziegelei mit modernen Maschinen, einem Ofen mit 18 Brennkammern und einer Dampfmaschine zur Herstellung von Ziegelsteinen ausgestattet. Nachdem 1945 wichtige Betriebsanlagen auf Befehl der sowjetischen Militärbehörde als Reparationsleistung demontiert wurden, kam der Abbau zum Erliegen.

Schon in den 1920er Jahren fanden in der aktiven Tongrube wissenschaftliche Aufnahmen statt. So beschrieb SCHUH (1923) vom Hangenden zum Liegenden die Folge Geschiebemergel — Feinsand — roter Ton — toniger Feinsand — blaugrauer Ton — kreidereicher Geschiebemergel. Nach LEMCKE (1937) streichen die gestauchten Eozän- und Pleistozänschichten mit Werten von 132° SE/NW und fallen durchschnittlich mit 50° - 70° bzw. maximalen Werten um 79° nach NE ein. KLÄHN (1925) gab das Streichen von Klüften im hangenden Ton der Tongrube mit 45° (NW) an. Messungen von HEERDT (1963) im SE-Teil der Grube und der westlich angrenzenden Grube am Buttweg ergaben ähnliche Werte von $145^\circ/45^\circ$ NE. Ebenfalls vom NE-Hang der Kühlung beschrieb RUSBÜLT (1957a) das Streichen einer Eozänscholle aus einem Aufschluss am Diedrichshäger Weg zwischen 130° - $142^\circ/35^\circ$ - 38° NE. Alle derzeitig bekannten Messungen ergeben ein generelles NW-SE Streichen und nach NE gerichtetes Einfallen der aufgestauchten Eozänschichten und belegen eine glazitektonische Umlagerung von NE nach SW.

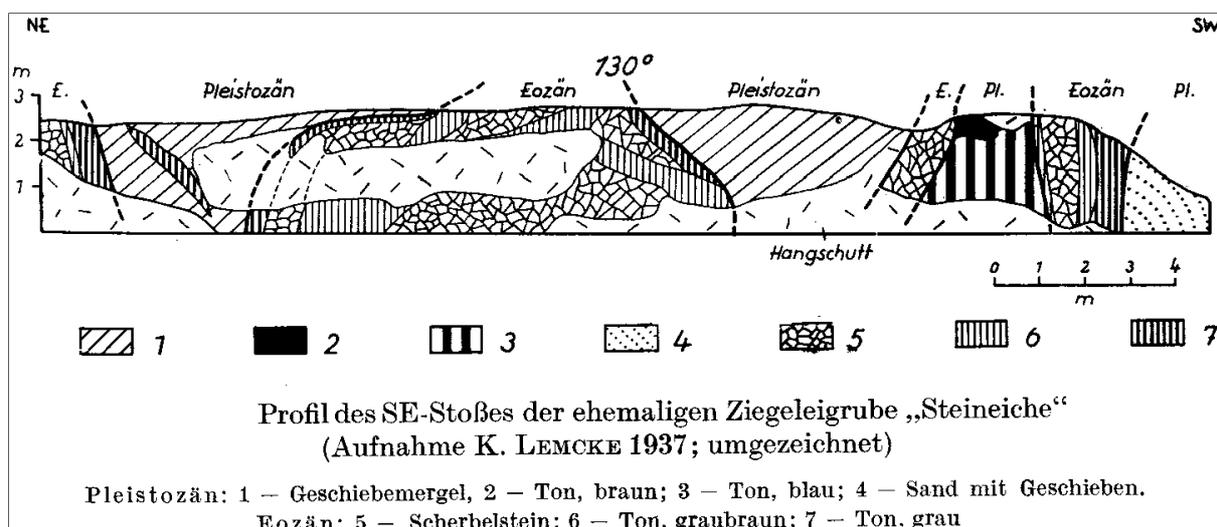


Abb. 16: Profilaufnahme der SE-Wand in der ehemaligen Brunshauptener Tongrube „Steineiche“ südlich von Kühlungsborn-Ost (aus HEERDT 1963).

Eigene Aufschlüsse und Interpretationen

Aus mehreren Sondagen wurden für die Vorstellung drei Teilbereiche an der Nordwand präpariert, die im folgenden Text vorgestellt werden. An mehreren Tagen wurden einige Teilbereiche der verfallenden Grubenwände durch Mitarbeiter des Geologischen Dienstes M-V ertüchtigt, um ein sichtbares „geologisches Fenster“ zu schaffen. Der Aufschluss der Tongrube „Steineiche“ ist durch seine exponierte Lage am NE-Rand der Kühlung und dort aufgeschlossenen geologischen Strukturen einzigartig für das Verständnis der glazitektonischen Prägung des Hochgebietes. Deshalb wird vorgeschlagen, diese Tongrube als wissenschaftlich relevanten Aufschluss in das Geotop-Kataster des Landes aufzunehmen und nach § 20 LNatSchG MV unter Schutz zu stellen.

Aufschluss 1: Lokal-Deckmoräne

Koordinaten: N54.116002; E11.773632, Höhe ca. 75 m HN

Der erste hier vorgestellte Aufschluss wurde direkt unterhalb der Geländeoberfläche angelegt. Durch die bergbaulichen Arbeiten ist das Profil im oberen Bodenhorizont als gestört anzusehen. Das Profil wird trotzdem generell als autochthon angesehen. Bis 4 m unter der Oberfläche steht hier ein kalkfreies, braun- bis grüngraues und äußerst geschiebearmes Diamikt mit einer gering tonigen Schluff-/Sandmatrix an. Die größeren Geschiebe bestehen zu 90 % ausschließlich aus lokalen Sandsteingeschieben bzw. Scherbelsteinen aus dem Mittleren Eozän. Die restlichen 10 % der Geschiebematrix bestehen zum großen Teil aus teilweise gut gerundeten Feuersteinen, deren Oberfläche zumeist matt erscheint. Dies lässt vermuten, dass die originär aus der Oberkreide des Ostseebeckens stammenden Feuersteine nicht direkt aus der Kreide abgetragen und hier abgelagert wurden. Vielmehr ist eine mehrfache Umlagerung seit dem Paläozän anzunehmen.

Weiterhin wurden bei der aktuellen Abgrabung einige nordische Kristallineschiebe freigelegt, welche die glazigene Genese dieser Lokalmoräne belegen. Die Matrix des geschiebearmen grüngrauen Diamikts besteht zum großen Teil aus glazigen aufgearbeiteten Eozänablagerungen, die für die dominante Grünfärbung verantwortlich sind. Der bis unterhalb 4 m fehlende Karbonatgehalt basiert vermutlich originär auf der massenhaften glazigen Aufnahme von kalkfreien Eozänablagerungen. Aber auch eine tiefgründige sekundäre Entkalkung in dieser exponierten Kuppenposition ist nicht auszuschließen. Das Diamikt wird als oberer Geschiebelehm interpretiert, der nach SCHUH (1923) in einen kalkhaltigen Geschiebemergel übergeht. Dieser obere Geschiebemergel soll im Umland nach HEERDT (1963) Mächtigkeiten bis 20 m erreichen und wird der zweiten weichselglazialen Vorstoßphase (heute: Pommern-Formation) zugeordnet. Neue lithostratigraphische Untersuchungen zu diesem oberen Profilabschnitt mit modernen Untersuchungsmethoden sind wünschenswert, stehen zur Zeit aber noch aus.

Nach Osten (rechts) führt der Weg an der Aufschlußwand abwärts zu einem grüngrauen, kalkfreien Lehm, in welchem das gröbere Material ausschließlich aus abgerolltem Eozänmaterial (Scherbelsteine) besteht. Die kalkfreie Lehmmatrix der beiden Aufschlussabschnitte ist makroskopisch nur durch die Zunahme der Grünfärbung unterscheidbar (Abb. 17, rechtes Bild).

Ein Kontaktbereich konnte bei den derzeitigen Aufschlussverhältnissen nicht festgestellt werden. Da keinerlei nordisches Material festzustellen war, ist es zu vermuten, dass es sich hier um eine glazitektonisch aufgestauchte Eozän-Tonscholle am Übergang zum hangenden Geschiebelehm handelt. Da keine paläontologischen Untersuchungen zu diesem Profilbereich vorliegen, muss eine Zuordnung zu den Marnitzer Schichten (Unter-Eozän), den Draguner Schichten (Mittel-Eozän) oder den jüngeren Conower Schichten (Ober-Eozän) z. Zt. offen bleiben.



Abb. 17: Der kalkfreie Geschiebelehm im Aufschlussprofil Nr. 1 (links) ist durch die verstärkte Aufnahme von Eozänmaterial als weichselglaziale Lokalmoräne anzusehen. Das rechte Bild zeigt den unmittelbar östlich angrenzenden Aufschlussbereich, der schon vollständig aus einer Eozän-Scholle besteht.

Aufschluss 2: Mittel-Eozän mit Scherbelstein-Bank

Koordinaten: N54.115553; E11.774431, Höhe ca. 70 m HN

Das Aufschlussprofil Nr.2 liegt ebenfalls am oberen Bereich der nördlichen Aufschlusswand ca. 4 m unterhalb der ehemaligen Tagebauschulter. Hier sind in locker gelagerten Sand-, Ton- und Schlufflinsen die scherbzig brechenden Scherbelsteine der sog. „Grünsand-Gruppe“ aufgeschlossen, welche durch die typische Lithologie (vgl. v. BÜLOW & MÜLLER 2004) dem Mittleren Eozän (Untere Draguner Schichten) zuzuordnen sind (Abb. 18). Es handelt sich um eine glazitektonisch umgelagerte Eozän-Scholle.



Abb. 18: Im Aufschlussprofil Nr. 2 dominieren kalkfreie Ton-Schlufflinsen und Scherbelsteine aus dem Mittel-Eozän.

Aufschluss 3: Kontaktbereich Unterer Geschiebemergel/Eozän

Koordinaten: N54.115440; E11.774447, Höhe ca. 65 m HN

Der Exkursionspfad führt nun nach unten zum östlich angrenzenden Bereich direkt oberhalb der wassergefüllten Grubensohle. Hier ist ca. 3 m oberhalb der Grubensohle ein dunkelgrauer bis dunkelgraubrauner Geschiebemergel aufgeschlossen. Dieser Till ist mit einer Steinanreicherung durchsetzt, in welcher skandinavische Kristallineschiebe und Feuersteine dominieren. Im östlich angrenzenden Aufschlussbereich (rechts) sind unregelmäßige Verwürgungen von Eozän und Geschiebemergel zu erkennen. Diese Verwürgungen belegen eine kräftige glazitektonische Durchmischung des Eozänmaterials mit präweichselzeitlichen Quartärablagerungen. Eine detaillierte stratigraphische Zuordnung innerhalb des Eozän muss wegen fehlender paläontologischer Untersuchungen offen bleiben.



Abb. 19: Im Aufschlussprofil Nr. 3 dominieren tonreiche grünlichgraue Geschiebemergel mit einer Steinanreicherung (Bild links) und glazitektonisch umgelagerte, kalkfreie Ton- und Schluffpartien aus dem Eozän (Bild rechts).

Zur lithostratigraphische Einstufung dieses unteren Geschiebemergelpaketes wurden zwei Proben entnommen und mittels Kleingeschiebeanalysen nach einem modifizierten Untersuchungsstandard (TGL 25232 1971, 1980) untersucht. Die verschiedenen Eisvorstöße sind durch unterschiedliche Vorstoßrichtungen und differierende Gletscherdynamik gekennzeichnet, was sich auf die Geschiebefracht der glazigenen Ablagerungen auswirkte. Der Fennoskandische Schild ist dabei das Hauptherkunftsgebiet für die magmatischen bzw. stark metamorph überprägten Geschiebe der Geschiebegruppe Nordische Kristallineschiebe (NK). Die anderen Hauptgruppen der Paläozoischen Kalke (PK) und Dolomite (D) entstammen vorwiegend Kalksteinen und dolomitischen Kalksteinen des südöstlichen Peribaltikums bzw. aus dem zentralen Ostseebecken zwischen den Inseln Öland und Saarema. Weitere wichtige Hauptgruppen stellen die Paläozoischen Schiefer (PS) und Sandsteine (S) aus dem südschandinavischen Raum dar. Gegenüber den o. g. Fernkomponenten enthalten die Tills in Norddeutschland auch „lokale“ Geschiebekomponenten, die von den regionalen präquartären Untergrundverhältnissen im Eisvorstoßgebiet abhängig sind. So können die Mesozoischen Kalke (MK, u. a. Kreidekalke), Feuersteine (F) sowie Tertiärgeschiebe aus glazitektonischen

Abträgen aus dem südwestlichen Ostseebecken und weiteren lokalen präquartären Schichten über halokinetisch aufgewölbten Salinarstrukturen, wie z. B. von der lokal bedeutenden Salzstruktur Börgerende/Bad Doberan stammen (vgl. HEERDT & ULRICH 1968). Die meisten Geschiebe der Geschiebegruppe „Sonstige“ (So) entstammen dem Känozoikum.

Für die vorliegende Arbeit wurde versucht, die Proben nach ihrem petrographischen Kleingeschiebespektrum und daraus resultierenden Quotienten einzustufen. Die Untersuchungsergebnisse von MÜLLER (2015) zeigen im Vergleich mit weiteren Kleingeschiebeproben aus umliegenden Bohrungen ein von weichselzeitlichen Geschiebemergelproben dieser Region deutlich abweichendes Kleingeschiebespektrum. Vor allem die Geschiebegruppen der Sandsteine (S) und Paläozoischen Schiefersteine (PS) sind unterrepräsentiert (s. Tab. 2). Auch der Anteil an Paläozoischen Kalksteinen (PK) war bei den untersuchten Proben relativ gering. Die Kleingeschiebe wiesen aber keine auffälligen Verwitterungspuren auf, so dass man von einem primär kalkärmeren Geschiebemergel ausgehen muss.

Tab. 2: Kleingeschiebespektren von zwei Geschiebemergel-Proben aus dem Aufschluss „Steineiche“ (MÜLLER 2015). Die Anteile der Kleingeschiebegruppen sind in % angegeben. (vom Durchschnitt abweichend hohe Werte fettgedruckt, geringe Werte kursiv, G/kg = Kleingeschiebe 4-10 mm pro Kilogramm, n = untersuchte Kleingeschiebeanzahl, weitere Erläuterung der Abkürzungen im Text).

Probe	Teufe über Sohle	Masse in kg	Strat	n	G/kg	NK	PK	PS	D	F	MK	S	Q	SO
Steineiche-2	2,8-3,0	6,1	qe	342	56,1	31,3	5,0	1,8	0,0	11,1	10,8	4,4	5,3	30,4
Steineiche-1	2,0-2,2	5,7	qe	312	54,7	32,1	12,8	1,3	0,0	10,9	10,9	7,7	4,5	19,9

Die lokalen Geschiebegruppen der „Mesozoische Kalksteine“ (MK), Feuersteine (F) und „Sonstige“ (So) sind in beiden Proben deutlich überrepräsentiert. Den auffällenden Kreide- und Feuersteinreichtum des Unteren Geschiebemergels haben KLÄHN (1925) im ehemaligen Kalkabbau bei Bastorf und SCHUH (1923) in der Tongrube Brunshaupten („Steineiche“) beschrieben. Die Dominanz von Lokalgeschieben in diesem Geschiebemergel belegt, dass der zugehörige Eisvorstoß glazitektonisch auf den präquartären Untergrund gewirkt haben muss, um diese großen Mengen an präquartärem Lokalmaterial vom Untergrund abzutragen und in seine Gletscherablagerungen (hier: Till) einzulagern. Aufgrund der petrographischen Zusammensetzung und des Vergleichs mit angrenzenden Bohrproben wurden diese Proben dem Elsterglazial zugeordnet. Damit ist eine frühe glazitektonische Prägung dieser Region im Elsterglazial zu postulieren. Die in dieser Region in den letzten fünf Jahrzehnten untersuchten saale- und weichselglazialen Geschiebemergel weisen eine ähnliche „Überpräsenz“ der lokalen Kleingeschiebegruppen „MK“, „F“ und „So“ auf. Somit ist es wahrscheinlich, dass die Region zwischen der Salzstruktur Bad Doberan und der Kühlung mehrfach in den vorangegangenen Eisvorstößen und final während der Pommerschen Vorstoßphase (W2) glazitektonisch überprägt wurde.

Die Kühlung (VOLKER HÄUßLER)

Rund um die Kühlung haben die archäologischen Forschungen eine lange Tradition. Gutsbesitzer, Lehrer sowie einfache Landleute beschäftigen sich mit dem archäologischen Erbe und bewahrten es. Einzelne Gemarkungen sind fast vollständig begangen und aufgenommen. Auch wenn die Kühlung in der Vergangenheit durch den hohen Holzbedarf (Städte- und Schiffbau) stark entwaldet war, haben sich einige der ehemals zahlreichen Hügelgräber erhalten (Parkentin, Hastorf, Retschow, Bad Doberan, Wittenbeck, Kühlungsborn, Bastorf, Hohen Niendorf). Auf den Ackerfluren fielen die oberirdisch sichtbaren Bodendenkmale in den vergangenen Jahrhunderten zumeist der Baustoffgewinnung und den Flurbereinigungen zum Opfer. Heute ist dort nur noch ein Fünftel der nachgewiesenen Bodendenkmale (Grabhügel, Großsteingräber, Wüstungen, Opfersteine) vorhanden. Verschiedene Sagen zur Kühlung sind erhalten. Das Institut für Ionosphärenforschung mietete sich 1951 zunächst in der Gaststätte „Steineiche“ in der Kühlung ein, um störungsfreie Messungen zu ermöglichen. 1952 erfolgte der Kauf von Gebäude und Grundstück. 1992 wurde das Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik (IAP, heute Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e. V. an der Universität Rostock) gegründet, mit der Aufgabe der Erforschung der mittleren Atmosphäre.

- Landschaft, Findling Klothstein, Hügelgräbergruppen, Galerie Rösler-Kröhnke



Abb. 20: Ein Hügelgrab im sog. „Holm“ der Kühlung. Dort sind zahlreiche Hügelgräber einzeln und in Gruppen erhalten.

Stop 3: Aussichtspunkt Bastorfer Leuchtturm

ANDREAS BÖRNER, KARSTEN SCHÜTZE, ROBERTO HENSEL & VOLKER HÄÜBLER

Koordinaten: N54.131925; E11.69368, Höhe ca. 78 m HN

Das NW-Vorland der Diedrichshäger Berge zwischen Rerik und Kägsdorf, dessen Nordwestecke als „Buk“ bezeichnet wird, ist erfüllt von unterschiedlich verlaufenden Rücken, kleinen Kuppen und zahlreichen Toteissenken. Das Relief ist recht lebhaft, nur der Südwestteil ist flacher. Eine Höhenreihe ist in Richtung Rerik zu erkennen, eine andere nach Garvsmühlen zu, die in der „Ruding“ Hügelkuppe eine Höhe von 40 m HN erreicht. Das nördliche Vorland der Diedrichshäger Berge erstreckt sich als ein anfangs kuppiges, dann flachwelliges Gelände von der Bukspitze bis zum Kleinen Wohld. Eine Bodenwelle knapp zwei Kilometer nördlich Bastorf erreicht hier 30,4 m HN und flacht nach Osten ab. Das NE-Vorland wird von der breiten Talmulde des Fulgenbaches durchzogen. Der Fulgenbach ist ein kleines Gewässer, das selbst an der Mündung bei Fulgen in die Ostsee nur 2,5 m breit ist. Der Anstieg in der ebenen Grundmoränenfläche zwischen der Küste bis Klein-Bollhagen (28 m HN) ist allmählich. Trotz der wechselnden Kuppen und Senken fallen Hügelzüge in NW-SE verlaufender Richtung auf, so z. B. an der Chaussee Kühlungsborn Ost-Heiligendamm die ca. 20 m hohen Kuppen des „Hell-Barg“ mit ehemaligen Sandgruben.

Dem eigentlichen Rumpf der Diedrichshäger Berge liegt westlich von Bastorf eine in NE-SW Richtung streichende, oval gestaltete Hügelzone auf, die im Bastorfer Signalberg ihre größte Höhe mit 76,9 m HN erreicht. Der Nordwestabhang der Hügelzone ist durch kräftige Hangzertalung gekennzeichnet. Charakteristisch für den Nordosthang sind zu beiden Seiten des Bastorfer Wasserrisses drei fast parallel, NW-SE verlaufende wallartige Stufen (HEERDT 1963), in denen Eozän in den Höhenrücken und pleistozäner Sand in den Senken miteinander wechseln.

Die Kartierungsbohrung Bastorf 1/57 (Abb.21) bestätigte nach RUSBÜLT (1959) eine glazitektonische Stapelung und die Schollennatur der erbohrten Eozänablagerungen. Die Bohrung wurde auf der von LEMCKE (1937) postulierten Sattelstruktur angesetzt und traf bei 31,6 m unter Flur Eozän an, das zwischen 88 m bis zur Endteufe von 110 m (= -60 m HN) von Pleistozän unterlagert wird (Abb.21). Die Annahme eines tektonisch bedingten „Hauptsattels“ im Südteil der Kühlung (LEMCKE 1937, Abb.12) konnte damit eindeutig widerlegt werden. Die eozänen Sedimente dieser Bohrung 1/57 gehören nach RUSBÜLT (1959) in das mittlere bis untere Ober-Eozän. Nördlich von Bastorf liegt somit gesichert eine Schuppenstruktur vor (vgl. HEERDT 1963).

Die Falten und Schuppen der Stauchmoräne lassen sich an der Oberfläche bis an das Tal des Fulgen- und Althöfer Baches zwischen Kühlungsborn und Parkentin verfolgen. Ein geringmächtiger sandiger Geschiebemergel (m5 nach HEERDT & LUDWIG 1966) liegt konkordant auf einem unteren Geschiebemergel (m4 nach HEERDT & LUDWIG 1966), der nach Bohrungen eine nahezu konstante Mächtigkeit von 20 m besitzt und nach NE mit Annäherung an die Stoltera bei Rostock-Warnemünde ausdünn.

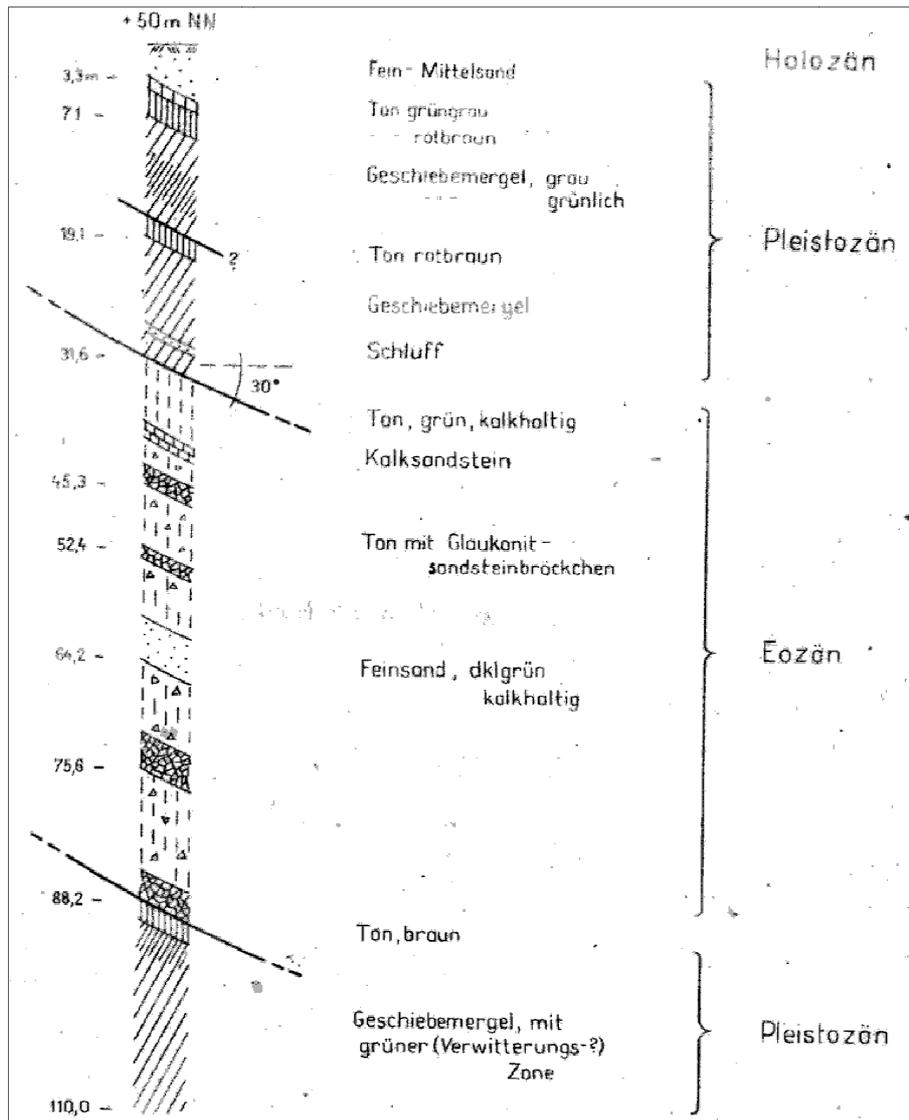


Abb. 21: Beispiel für glazitektonische Stapelung bei Bastorf anhand der Kartierungsbohrung Bastorf 1/57 (aus: HEERDT 1963). Die mikropaläontologische Einstufung der Eozän-Scholle in das Ober-Eozän (heute: Obere Draguner Schichten, vgl. Abb. 11) erfolgte durch RUSBÜLT (1959).

Kühlungsborn (VOLKER HÄUßLER)

Von Kröpelin her erreichen wir die Stadt über die Schloßstraße. Hier befinden wir uns im alten Dorf Brunshaupten (gegründet 1219). 1937 erfolgte die Vereinigung mit dem ehemaligen Dorf Arendsee (1275) zu einer Gemeinde. Die Erhebung zur Stadt und Umbenennung in Kühlungsborn erfolgte 1938. Die Feldsteinkirche (um 1250) wurde von den drei umliegenden Dörfern genutzt, die sich zuerst an den Bächen aus der Kühlung entwickelten. Archäologen und Bodendenkmalpfleger begleiteten hier in den letzten Jahrzehnten zahlreiche Baumaßnahmen. Bisher sind hier über 330 archäologische Fundstellen von der Altsteinzeit bis zur Neuzeit nachgewiesen.

Zu den ältesten Funden gehört eine Feuersteinpfeilspitze aus der Bromme-Kultur (ca. 13.000 v. h., Abb. 22). Mittel-, Jungstein-, Bronze- und die vorrömische Eisenzeit sind reich vertreten (Abb. 24). Interessanterweise fehlen Befunde zur römischen Kaiser- und die Slawenzeit (n. Chr.) fast völlig. Das ist wahrscheinlich auf die beginnende Piraterie und den Sklavenhandel zurückzuführen.

- Bäderarchitektur, Heimatstube, Kunsthalle, Seebrücke, Hafen, Stadtwald mit Waldlehrpfad, Geologisch-archäologisch-stadtgeschichtlicher Lehrpfad mit Findlingsgarten (Abb. 25), Hügelgrab „Blocksberg“ (Abb. 23)



Abb. 22: Eine Pfeilspitze aus der Bromme-Kultur - eines der ältesten menschlichen Zeugnisse im Landkreis fand eine Kühlungsborner Familie bei Gartenarbeiten (Bild LA).

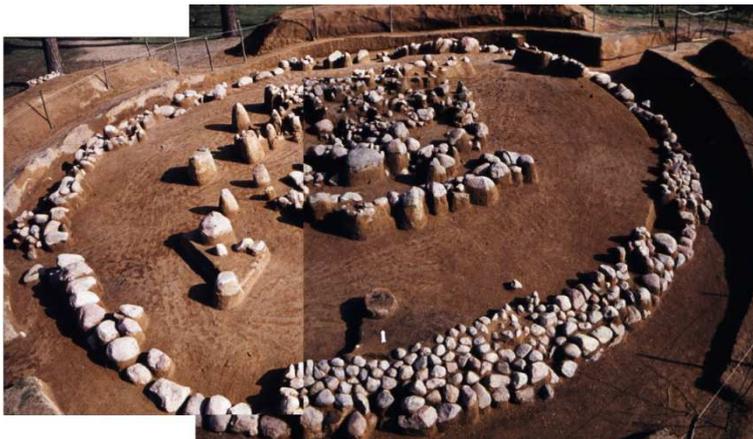


Abb. 23: Den bronzezeitlichen Grabhügel „Blocksberg“ im Stadtwald Kühlungsborn untersuchten Wissenschaftler 1958. Sie konnten drei Begräbnisse sicher nachweisen (Bild LA).

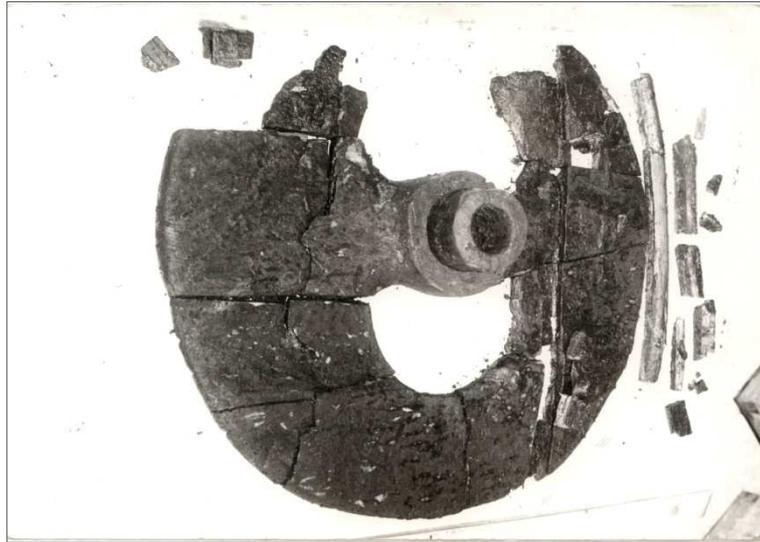


Abb. 24: Ein Kühlungsborner entdeckte 1983 bei einem Tauchgang in der Ostsee zwei hölzerne Wagenräder aus der Bronzezeit (um 900 v. Chr., Bild LA).



Abb. 25: Durch den Bürgermeister Kühlungsborns wurde 1989 der Findlingsgarten zum Tag des Geotops eingeweiht.

Bastorf/Kägsdorf (VOLKER HÄUßLER)

Besonders am westlichen Ende der Kühlung wurde durch die ehrenamtlichen Mitstreiter ein guter Forschungsstand erreicht. Beim Bau des Leuchtturmes konnte eine Felssteinaxt bewahrt werden (Abb. 26). Küstenverluste am Buk legten in den vergangenen Jahren zahlreiche mittelsteinzeitliche Geweihgeräte (um 6.500 v. h.) frei (Abb. 26).



Abb. 26: Bei den ersten Bauarbeiten für den Leuchtturm auf dem „Buk“ wurde eine Felsgesteinaxt aus der Jungsteinzeit entdeckt (Bild LA).

In Unterbastorf entstanden 1909 die ersten Brunnen für die zentrale Wasserversorgung der aufstrebenden Badeorte Brunshaupten und Arendsee. Der Leuchtturm wurde nach langen Planungen 1876-1878 errichtet. Er steht 78 m hoch. Seine Höhe beträgt 20,80 m. Dadurch liegt die Feuerhöhe 95,30 m über HN. 1924/25 erfolgte die Umstellung auf die elektrische Befuerung, die 25 sm. weit reichte. 1979 beendete der letzte Leuchtturmwärter seinen Dienst. Nach 1991 erfolgte eine Sanierung.

- Bauernhof, „Riedensee“ (Strandsee), Landspitze „Buk“



Abb. 27: Die Ostsee spülte am „Buk“ in den letzten Jahren zahlreiche Geweihgeräte der mittleren Steinzeit frei.

Stop 4: Küstenprofile bei Meschendorf

Kliffprofil-I: Rutschungskessel bei Meschendorf

KARSTEN SCHÜTZE

Koordinaten: N54.134848; E11.652374, Höhe ca. 1 m HN

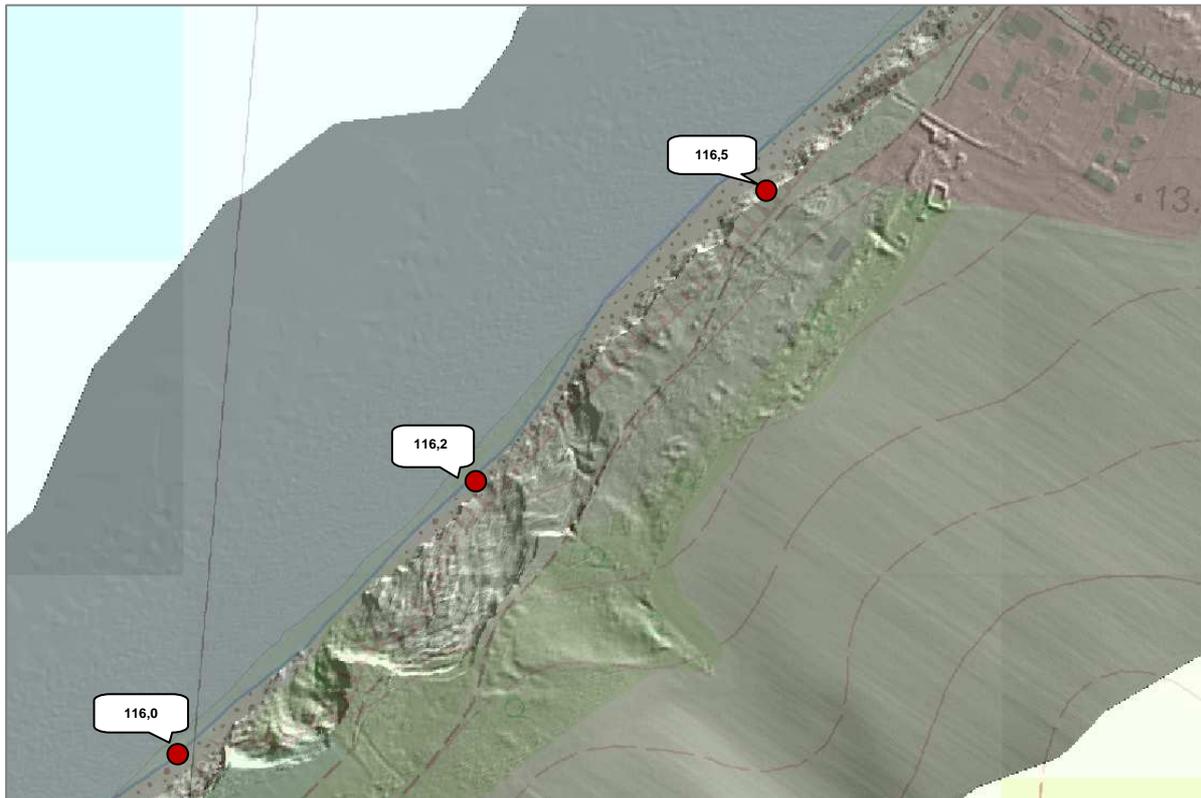


Abb. 28: Rutschung Meschendorf, (Topografische Grundlage 1:10.000, DGM1 - Küstenbefliegung 2012; ● Kkm-Küstenkilometer).

Westlich von Meschendorf befindet sich ein Rutschungsgebiet, welches durch Grundbrüche, Rotationsrutschungen, Gleitungen und Erdfließen gekennzeichnet ist. Hauptursache für die Rutschungen sind nach SCHULZ (1988, 1996) vor allem die Lagerungsverhältnisse mit von der Hochfläche flach nach NW einfallenden pleistozänen wasserführenden Schichten und zwischengelagerten wasserstauenden Ablagerungen. Zusätzlich steigt aus unter dem Strandniveau lagernden Sanden in diesem Bereich Grundwasser artesisch auf, welches den Geschiebemergel zusätzlich durchfeuchtet und dabei destabilisiert. In der Folge kommt es auch zu Grundwasseraustritten im Strandniveau in Form von Quellen.

Eine besondere Form von Rutschungserscheinungen charakterisiert den Bereich östlich des Zeltplatzes zwischen Kkm 116,0 und 116,3 (Abb. 28). In einem ca. 300 m breiten Streifen sind bis zu 50 m ins Hinterland reichende Rutschungen mit teilweise wulstförmigen Aufwölbungen („Kammwülste“, NIEDERMEYER et. al 2011) der einzelnen Gleitschollen im Stirnbereich aufgeschlossen. Als Ursache für die Rutschungen in diesem Bereich werden eozäne Tonschollen angesehen (SCHULZ, 1996), die auch im Strandniveau immer wieder angeschnitten werden. Der Kliffrückgang führt nach SCHULZ (1996) zu einer

Druckentlastung im Strandbereich, so dass der im Grund- bzw. Meereswasserbereich liegende, hochplastische Eozän-Ton in Form eines Liegendaufbruchs am Strand aufquillt. Dieses Volumendefizit im Untergrund wirkt sich im Kliffbereich in Form von Rutschungen aus. Zum Schutz der Siedlung Meschendorf wurde zwischen Kkm 116,6 und 116,75 eine Aufschüttung (Aushub von bindigen Böden) vorgenommen, durch die der Klifffuß ca. 15 m seawärts vorgeschoben wurde. Zusätzlich schützt eine Blockpackung diesen Bereich.

Kliffprofil-II: nacheiszeitliche Beckenentwicklung; Küstenentwicklung

ROBERTO HENSEL & STEFAN MENG

Koordinaten: N54.137124; E11.656296, Höhe ca. 2 m HN

In unmittelbarer Nähe zur Ortschaft Meschendorf sind an einem Steilufer Beckensedimente angeschnitten, die einen signifikanten Milieuwechsel zwischen feuchten und trockenen Bedingungen widerspiegeln. Erstmals wurde der Kliffaufschluss von JAECKEL (1949) beschrieben. Jüngere sedimentologische und paläoökologische Bearbeitungen erfolgten 2010 durch R. HENSEL, eine weitere Publikation ist derzeit in Bearbeitung.

Im Bereich des Steilufers ist die im nördlichen Mecklenburg flächenhaft verbreitete Grundmoräne des Pommerschen Stadiums (qW2) angeschnitten (SCHULZ 1994). Das Kliff ist durch Abbrüche gekennzeichnet, die in Abhängigkeit von der Klüftung des Geschiebemergels vorrangig in Verbindung mit Sturmhochwässern im Winterhalbjahr erfolgen. Derzeitige Rückgangsraten betragen etwa 30-40 cm/a (HENSEL 2010). An zwei Standorten (in ca. 230 m Entfernung) sind dadurch aquatische, semiterrestrische und terrestrische Sedimente vorwiegend holozänen Alters angeschnitten, welche mehrphasig durch äolische und kolluviale Sande überdeckt sind (Abb. 30). Ein dritter Anschnitt, der Mitte der 1990er Jahre kartiert wurde, ist nicht mehr existent (vgl. SCHULZ 1996). Aufgrund der sedimentologischen und pollenanalytischen Ähnlichkeiten lassen sich die beiden bestehenden Beckenanschnitte parallelisieren, was besonders durch die Ausprägung der Kalkmudden verdeutlicht wird.

Im zentralen Bereich des südwestlichen Beckenanschnittes befindet sich bei einer Kliffhöhe von ca. 5,50 m das Referenzprofil Me-1 (Abb. 29). Die Basis der angeschnittenen Sedimentfolge bildet ein qW2-Geschiebemergel, der von spätglazialen Beckensanden mit eingebetteten Torflagen überlagert wird. Im Hangenden folgt eine Kalkmuddefolge präborealen bis subborealen Alters, die durchgängig Mollusken terrestrischer Feuchtstandorte enthält (Abb. 30). Sie weist im Pollenspektrum massenhaft Grünalgen des Types *Radiococcus* und im jüngeren Teil verbreitet Süßwasserschwämme auf und fiel im Jahresverlauf zeitweise trocken. Der Anschnitt des Beckens im jüngeren Subboreal durch die vordringende Ostsee hatte ein Trockenfallen des Standortes zur Folge. Weiterhin anfallende Hangwässer ermöglichten jedoch die Bildung eines Torfes, der durch äolische Sandeinträge (Flugsand) geprägt ist.

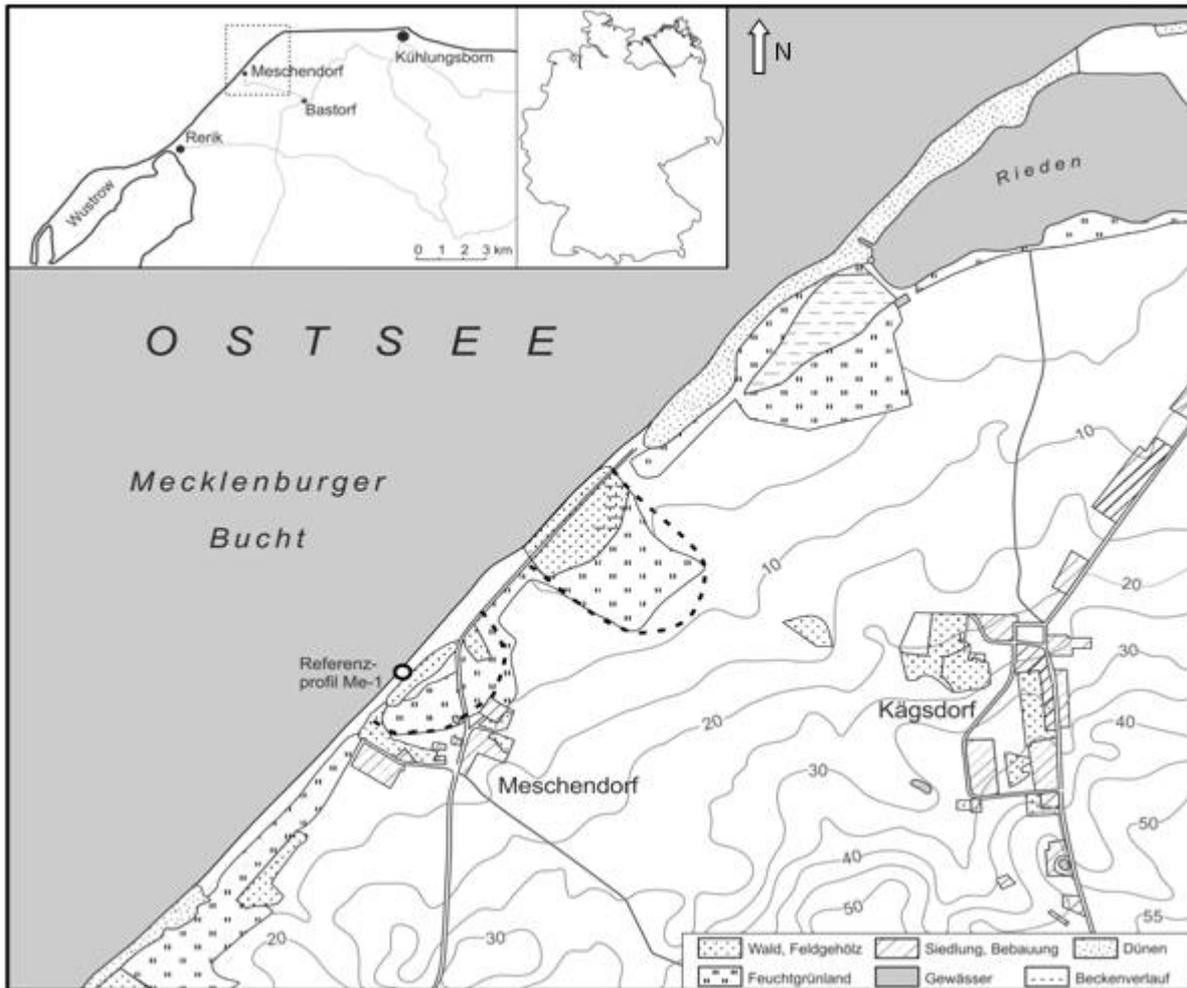


Abb. 29: Lage des Kliffabschnittes Meschendorf mit Profil Me-1 und Dimension der Beckenanschnitte.

Bereits während der Römischen Kaiserzeit und auch während der jüngeren Slawenzeit fand im Umfeld Ackerbau statt. Großflächigere Rodungen und stark zunehmender Ackerbau erfolgten im Zuge der deutschen Ostkolonisation. Zu dieser Zeit lagerten sich auch erste Kliffranddünen im Beckenbereich ab. Über diese untersten Flugsande, wohl durch Riegel aus Kliffranddünen begünstigt, entwickelte sich über mehrere Jahrhunderte hinweg ein *Carex*-reiches Flachgewässer mit einer entsprechenden Mollusken- und Diatomeenfauna. Der Standort war somit überwiegend staunässegeprägt und erhielt sowohl kolluviale als auch äolische Sediment- und Nährstoffeinträge. Den Zeitraum bis zur Gegenwart bestimmen jedoch stärker kolluvial geprägte Flugsande. Die Dimension der im Kliff angeschnittenen Becken lässt sich über das landseitige Ausstreichen der karbonatischen Beckensedimente ableiten. Demnach erstreckt sich das nordöstliche Becken noch ca. 140 m und das südöstliche Becken ca. 65 m landeinwärts (s. Abb. 29).

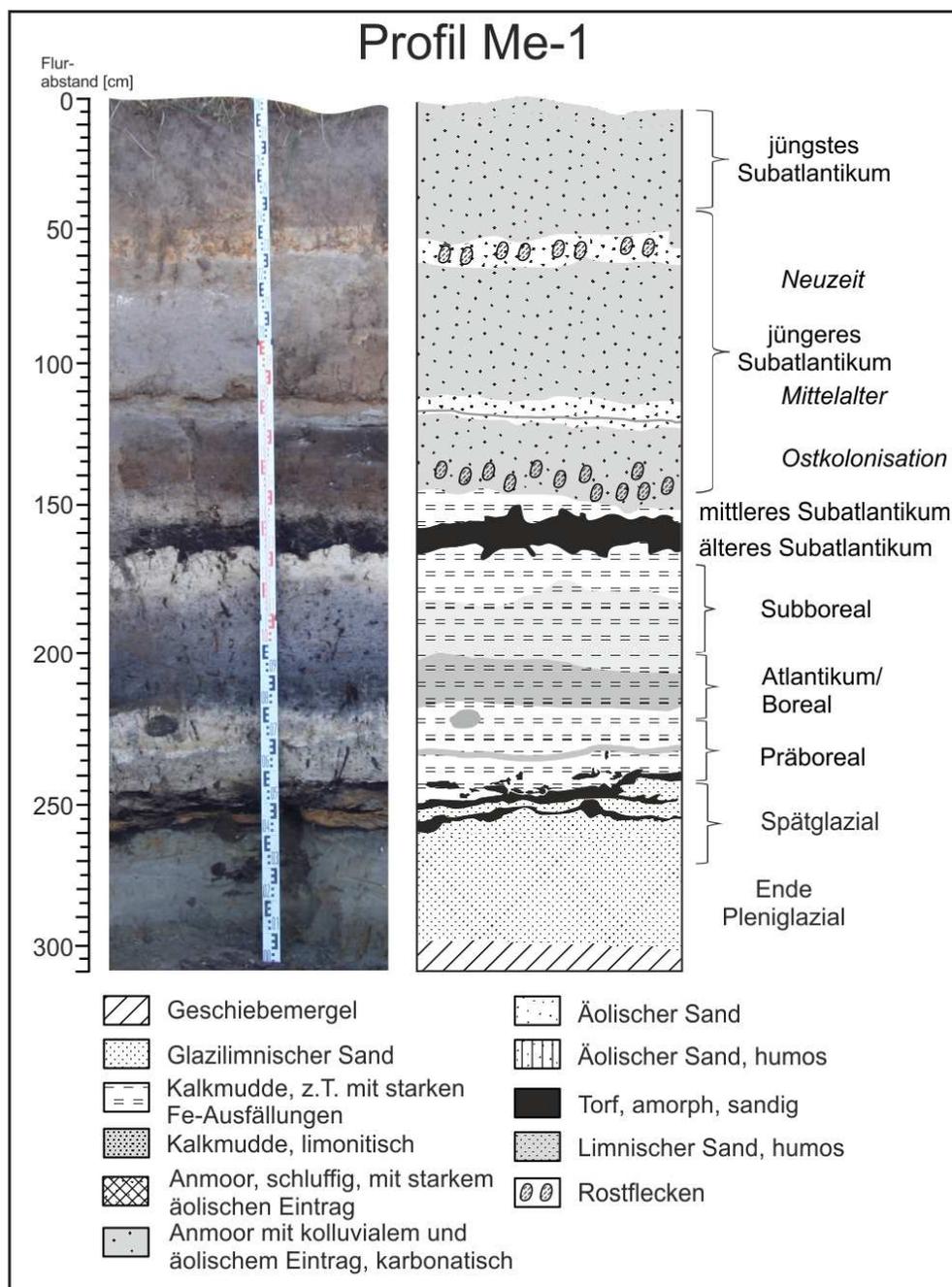


Abb. 30: Sedimentabfolge und zeitliche Zuordnung des Profils Me-1 (Foto: S. Lorenz).

Das holozäne Kliffprofil von Meschendorf ist schon seit langem wegen seiner reichen Molluskenfauna bekannt (JAECKEL 1949). Die neue horizontbezogene Bearbeitung erbrachte 70 Arten. Die Bedeutung von Meschendorf liegt auch darin begründet, dass die vorliegende Fauna ganz überwiegend von terrestrischen Arten dominiert wird, die für die Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte besonders geeignet sind. Das kühlere Präboreal wird z. T. noch durch subarktisch-alpin/boreale Landschnecken, wie z. B. *Vertigo genesii* und *V. geyeri* charakterisiert. Für das Boreal gibt es keine Faunen-Belege. Seit dem Atlantikum ist im Profil Meschendorf eine intensive Waldentwicklung mit anspruchsvolleren Arten, wie z. B. mit *Macrogastera plicatula*, *M. ventricosa*, *Vitrea contracta* oder *Spermodea lamellata* zu verzeichnen. Die Wassermollusken sind dagegen überwiegend mit Arten temporärer Sumpfstandorte vertreten. Schon JAECKEL (1949) leitete aus dem häufigen Vorkommen hygrophiler Landschnecken, dem Fehlen xerothermer Elemente

sowie der Dominanz von Waldarten Lebensgemeinschaften eines Laubwaldes mit Bruchwald-Charakter ab. Im Subboreal war es etwas trockener und Offenlandarten, wie *Vallonia costata*, sind verhältnismäßig häufiger. Erst in den Kolluvien des Jüngeren Subatlantikums fanden sich auch Hinweise für ein dauerhaftes Stillgewässer.

Mechelstorf (VOLKER HÄUßLER)

Der Ort gehörte in der 1. Hälfte des 20. Jahrhunderts zu den Gütern des Grafen v. Wilamowitz-Möllendorff. Ein mit Wasserkraft betriebener „Dynamo“ lieferte Strom für den Kuhstall und das Gutshaus. Der bekannte mecklenburgische Archäologe Ewald Schuldt (1914-1987) wurde hier geboren. Im benachbarten Wendelstorf untersuchte man 1956 das Hügelgrab „Heidberg“.

Hohen Niendorf (VOLKER HÄUßLER)

Auf Hohen Niendorf saß in der 1. Hälfte des 20. Jahrhunderts der Gutsbesitzer Hans Wichard Graf v. Wilamowitz-Möllendorff als einer der bedeutendsten Sammler archäologischer Hinterlassenschaften und begeisterter Jäger (Schussbuch 1901-1939).

- Gutspark (1866, 7 ha, Englischer Landschaftsgarten), Gutshaus (1865, verändert 1912), Nachbau Großsteingrab, Hügelgrab „Dornbusch“

Westhof (VOLKER HÄUßLER)

Rund um die Kreuzung ist eine ausgedehnte slawische Siedlung bekannt.

Garvsmühlen (VOLKER HÄUßLER)

Vor dem Ort überqueren wir die Trasse der ehemaligen Rübenbahn (Spurbreite 900 mm). Sie verband von 1890/1894 (Aktiengesellschaft) bis 1946 (Reparaturen) die Güter. Sie transportierte von September bis Januar Kartoffeln, Rüben, Dünger, Brennstoffe zwischen Kägsdorf und Neubukow Obere Weiche, an der Bahnlinie Rostock - Wismar (Zuckerfabrik Wismar). Die Strecke war 14,4 km lang, hatte 17 Ladestellen und 40 Weichen. Im 19. Jh. wurde hier ein Großsteingrab abgetragen, das der Sage nach zu bestimmten Zeiten von einem „Schwarzen Mann“ umrundet wurde.

Die Großsteingräber um Rerik (VOLKER HÄUßLER)

In dieser Region sind in unterschiedlicher Erhaltung insgesamt neun Großsteingräber zu finden. Sie stammen aus unterschiedlichen Bauphasen. Die zwei Urdolmen (Gemarkung Mechelsdorf) haben bereits einen Zugang (Abb. 31). Bei zwei sogenannten Großdolmen (Gaarzer Hof [s. Abb. 32], Mechelsdorf) ist die Kammer größer und der Zugang erfolgt von der Schmalseite.



Abb. 31: Zu den ältesten Großsteingräbern gehören die Urdolmen. Der von Mechelsdorf wurde wegen seiner Lage und Art vom Forscher Ernst Sprockhoff als "einzigartig in Deutschland" bezeichnet.

Die Ganggräber (Gaarzer Hof, Rerik Ost) schließen die Baureihe ab (Abb. 33). Der Zugang zu den großen Kammern erfolgt über einen Gang von Süden. Danach wurden keine solchen Gräber mehr errichtet. Man nutzte sie nur noch nach (ab ca. 5.200 v. h.). Auf drei Großsteingräbern konnten Radkreuze (vgl. Abb. 34) als Symbole des Sonnenkultes der Bronzezeit entdeckt werden („Voßberg“ Blengow Fpl. 1, Urdolmen Mechelsdorf Fpl. 111, Großdolmen Wendelstorf Fpl. 1).

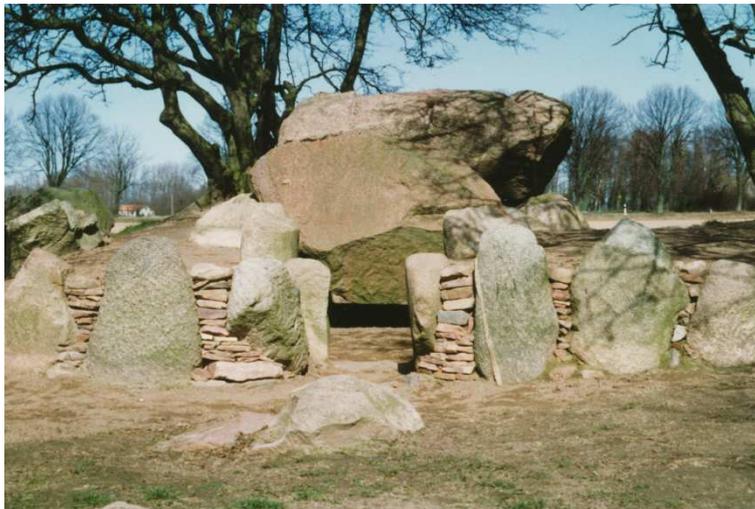


Abb. 32: Der Großdolmen von Gaarzer Hof ist eine Weiterentwicklung des Urdolmens.



Abb. 33: Das Ganggrab von Gaarzer Hof schloss in unserer Region typologisch die Errichtung solcher Anlagen ab.



Abb. 34: Ein auf dem Acker störender Findling war versenkt worden. Nachdem die neuzeitlichen Pflüge wiederholt daran scharften, grub man ihn wieder aus und ein Bodendenkmalpfleger entdeckte die bronzezeitlichen Radkreuze.

Stop 5: Schmiedeberg Rerik

Koordinaten: N54.10502; E11.60680, Höhe ca. 2 m HN

Die Besiedlungsgeschichte von Rerik

VOLKER HÄUBLER

Der sogenannte „Schmiedeberg“ ist der Rest eines slawischen Burgwalls, neben dem auf Kap Arkona, der einzige an den Außenküsten in M-V. Bei der Sturmflut im November 1872 wurden große Teile von ihm abgetragen. Die zugehörige Vorbürgsiedlung schließt sich östlich zwischen der Küste und der Kirche an. Bei der Begleitung des Baugeschehens nach der Wende musste sie in Teilen untersucht werden (Abb. 35). Die Befunde belegen eine kontinuierliche Nutzung des Ortes vom späten 8. Jahrhundert u. Z. bis heute. Die Burg gehört zu einer ausgedehnten Siedlungskammer. Bei Untersuchungen 1935 deuteten die Ausgräber Robert Beltz und Willy Bastian die Befunde als das urkundlich erwähnte „rerik“, dass 809 durch den Dänenkönig Götrik zerstört worden war. Das führte damals u. a. zur Umbenennung des Ortes Alt Gaarz in Rerik und seine Erhebung zur Stadt. Heute wissen wir, dass der slawische Handelspunkt weiter südlich und geschützter in der Wismarbucht bei Groß Strömkendorf lag.

Bis 1933 lag auf der vorgelagerten Halbinsel Wustrow ein großes ritterschaftliches Gut. Die Insel wurde 1933 von der Wehrmacht aufgekauft und 1935 von der Luftwaffe übernommen. Die Nazis bauten sie zu einer Flakartillerieschule aus (Abb. 36). Teilobjekte bis Kühlungsborn gehörten dazu. Von 1949 bis 1993 wurde die Halbinsel vom sowjetischen Militär genutzt. Heute ist sie teilweise NSG (1997) und teils in privatem Besitz. Ihre zukünftige Entwicklung ist noch nicht geklärt.

- Kirche, Heimatmuseum mit großem archäologischen Anteil und Fossilien, Steilküste, Salzhaff, Großsteingräber



Abb. 35: In der Vorbürg des slawischen Burgwalles auf dem Schmiedeberg in Rerik konnten bei Baumaßnahmen slawische Hausreste nachgewiesen werden - hier eine mittelslawische Hausgrube.



Abb. 36: Im Zeitraum 1933 – 1945 errichtete die Luftwaffe auf der Halbinsel Wustrow eine Flakartillerieschule (Bild Sammlung Köhler).

Marine Sande für den Küstenschutz in Mecklenburg-Vorpommern am Beispiel der Aufspülung in Rerik (2013)

KNUT SOMMERMEIER

Einleitung

Von der 377 km langen Außenküste von M-V sind 180 km rückgangs- bzw. überflutungsgefährdete Flachküsten. Ein Schutzerfordernis durch das Land ergibt sich auf einer Küstenlänge von 120 km. Dies erfolgt im Wesentlichen durch ehemals natürlich entstandene Küstendünen, deren Schutzfunktion erkannt und diese somit zum Schutz vor Überflutung des Hinterlandes genutzt wurden. Solche Küstenschutzdünen haben ihre Natürlichkeit weitgehend verloren. Sie werden profiliert, bepflanzt und in ihrem Bestand unterhalten. Dies gilt besonders für jene Küstenabschnitte, die sich im Laufe der Jahrhunderte von Akkumulations- zu Abrasionsgebieten entwickelt haben, daher einen starken natürlichen Küstenrückgang aufweisen und deren Materialverluste durch regelmäßig stattfindende Aufspülmaßnahmen ausgeglichen werden.

Küstenschutzstrategie an rückgangsgefährdeten Flachküsten

An den rückgangsgefährdeten Flachküsten werden für den dauerhaften Ausgleich der negativen Sedimentbilanz und für die Stabilität von Küstenschutzanlagen erhebliche Mengen Sand benötigt. Dafür ist es erforderlich, langfristig relativ große Mengen geeigneter Sedimente für den Küstenschutz abbaufähig vorzuhalten. Marine Sande können ökologisch und ökonomisch vertretbar nur aus dem flachmarinen Küstenraum gewonnen werden. Darüber hinaus ist eine angemessene Entfernung von der Rohstoffquelle zum Einbauort ein maßgeblicher wirtschaftlicher Faktor, um Küstenschutzmaßnahmen, insbesondere Aufspülungen zur Wiederherstellung von Küstendünen, durchführen zu können. In M-V werden seit 1968 Aufspülungen zur Verstärkung sandiger Küsten durchgeführt. Zwischen 1990 und 2014 wurden an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns durch mehr als 85 Aufspülungsmaßnahmen rund 16 Mio. m³

Sand in Dünen, Strand, Schorre und Deichen eingebaut (Abb. 37). Jährlich werden zusätzlich ca. 500.000 m³ Sand für derartige Schutzmaßnahmen benötigt.

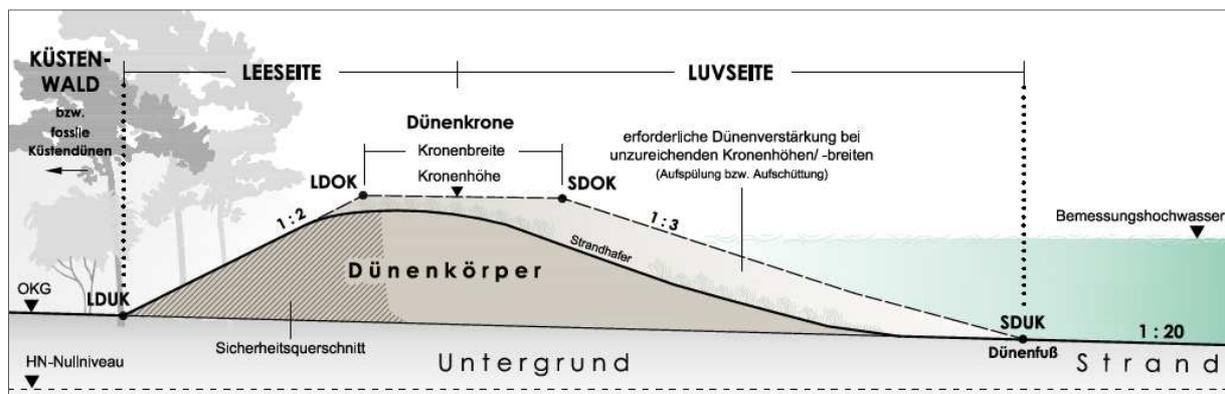


Abb. 37: Regelprofil einer Vollschuttdüne (StALU MM/ Dezernatsgruppe Küste).

Verfügbarkeit mariner Sedimente

Zum gegenwärtigen Zeitpunkt lässt sich aufgrund geologischer Untersuchungen feststellen, dass der Vorrat an geeigneten Sanden in den Wassertiefen zwischen 10 m und 15 m den Bedarf für den Küstenschutz in den kommenden Jahrzehnten decken wird (Abb. 38). Umfangreiche, nacheiszeitliche Sedimentumlagerungen, hervorgerufen durch Veränderungen des Meeresspiegels und Strömungen bis in den flachmarinen Bereich hinein, führten zur Ausbildung großer Sandreservoirs auf dem Meeresgrund, die aufgrund ihrer Beschaffenheit für die Verwendung im Küstenschutz, speziell für Aufspülungen, prinzipiell geeignet sind. Der Prozess der nacheiszeitlichen Sedimentumlagerung konnte in den vergangenen Jahren nachgewiesen werden mit der Durchführung eines Monitorings zur Feststellung der Veränderung der Oberflächenstruktur und Beschaffenheit in Sandgewinnungsgebieten. Dennoch ist die Nutzung mariner Sedimentlagerstätten eingeschränkt, sowohl aus Gründen der technologischen Abbaubarkeit als auch durch bestehende gesellschaftliche Restriktionen, etwa durch die Ausweisung von Schutzgebieten, Bodendenkmälern, Trassen für Leitungen verschiedener Medien bis hin zu privatrechtlichen Abgrenzungen. Die Ausweisung von Lagerstätten für die marine Sandgewinnung erfordert daher im Vorfeld umfangreiche Erkundungsarbeiten.

Zielstellung der Aufspülung vor der Ortslage Rerik

Gemäß Landeswassergesetz (LWaG vom 30.11.1992 § 83, Sicherung der Küste zum Schutz von im Zusammenhang bebauten Gebieten) dient diese Maßnahme dem Hochwasser- und Küstenschutz. Sie soll zu einer Dünenverbreiterung, zum Ausgleich der negativen Materialbilanz und zu einer Verbesserung der Strand- und Schorreverhältnisse führen. Das Staatliche Amt für Landwirtschaft und Umwelt Mittleres Mecklenburg (STALU MM) veranlasste im Herbst 2013 eine Dünenverstärkung im Bereich der Außenküste durch Wiederholungsaufspülung mit einem Mengenumfang von insgesamt 150.000 m³. Als Wiederholungsintervall wurden 6 - 8 Jahre festgelegt. Die Düne war auf Grund der schlechten Sedimentbilanz auf Strand und Schorre derzeit nicht in der Lage, eine Sturmflut mit Bemessungshochwasser (+ 3.10 m HN) zu kehren. Eine Verbesserung des

Sedimenthaushaltes des Strandes und der Schorre durch Aufspülung war daher dringend erforderlich. Es bestand bei Extremsturmfluten Durchbruch- und Überflutungsgefahr (Abb. 38).

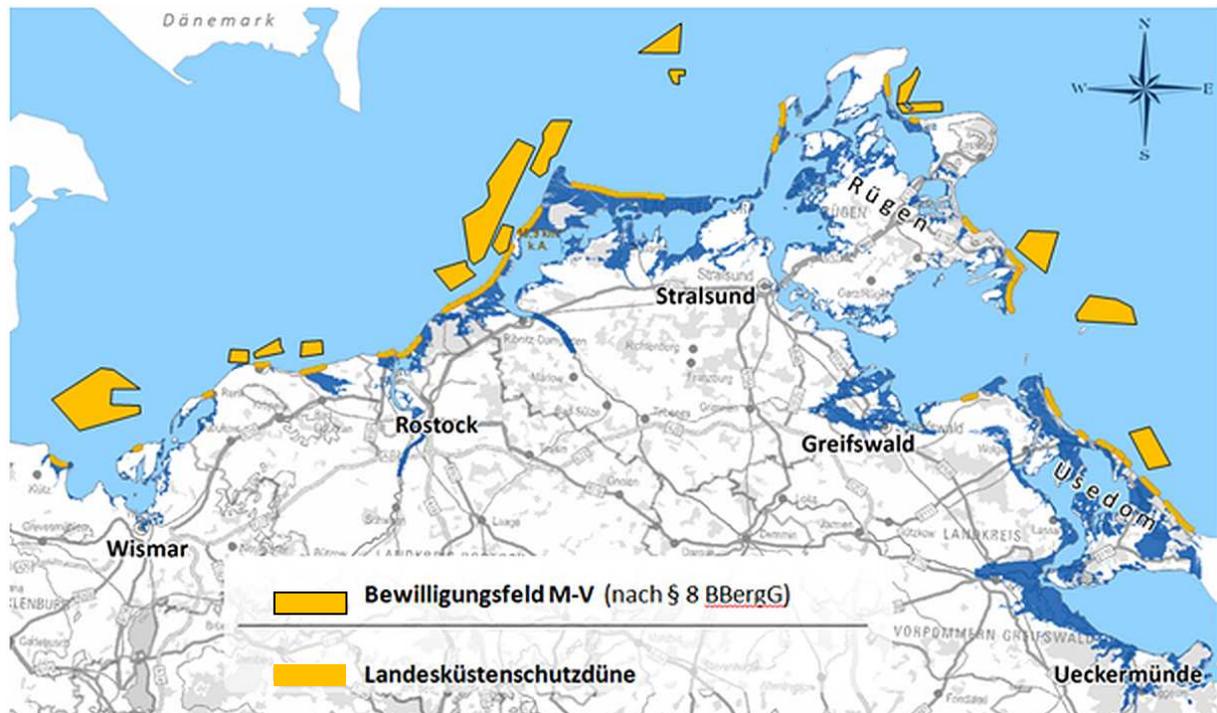


Abb. 38: Bewilligungsfelder zur marinen Sandgewinnung für Vorhaben des Küstenschutzes. Blau dargestellt sind potenzielle Überflutungsbereiche, die ohne Küstenschutzmaßnahmen bei dem derzeit prognostizierten Meeresspiegelanstieg gefährdet sind.

Beschreibung des Vorhabens

Der Aufspülbereich erstreckte sich von der Ortschaft Rerik über den Wustrower Hals bis zur Halbinsel Wustrow. Das Gebiet wird durch aktive Geschiebemergelkliffs der Grundmoräne mit steinigen Stränden geprägt. Die Landverbindung zur Halbinsel Wustrow ist eine Nehrung bestehend aus glazialfluviatilen Sanden. Bohrungen auf der Nehrung bis in 16 m Tiefe haben den liegenden Geschiebemergelhorizont nicht erreicht. Mehrere Meter dicke Schichten organischer Ablagerungen im Untergrund des Wustrower Halses deuten auf eine schlechte Tragfähigkeit. Im gesamten Schorrebereich ist lokal mit größeren Blöcken zu rechnen. Es wurden auch kleinere Steinfelder nachgewiesen. Im Bereich der Maßnahme fanden 1997 und 2000 Dünenverstärkungen durch Aufspülungen statt. Die oberflächlich aufgespülten Sande sind nicht lagestabil, daher sind Schorreveränderungen zu verzeichnen und es ist in Zukunft auch mit weiteren Schorreveränderungen zu rechnen.

Die Baumaßnahme erstreckte sich über den Bereich der Dünenverstärkungen der Jahre 1997 und 2000. Der Küstenrückgang der letzten 100 Jahre betrug im Mittel etwa 40 m. Sicherungsmaßnahmen am Kliffuß des Geschiebemergelsteilufers der Halbinsel Wustrow in den 1930er Jahren haben jedoch dazu geführt, dass nicht mehr genügend Sediment aus Westen in Richtung Rerik transportiert wurde und es letztlich zu einem Sedimentdefizit kam.



Abb. 39: Aufnahme der Düne in Rerik nach der Aufspülmaßnahme 2013.

Der Übergangsbereich Flachküste/Steilküste auf Wustrow wurde ebenfalls in den 1930er Jahren durch den Bau eines heute zum Teil noch wirkenden Buhnensystem gesichert. Dieses befindet sich jedoch nicht im Bestand der Küstenschutzanlagen im „Generalplan Küsten – und Hochwasserschutz M-V“. Der sensible Steilküstenbereich vor der Ortslage Rerik wurde schon 1897 durch ein Faschinendeckwerk und 1903 durch einen Findlingssteinwall gesichert, von dem Reste erhalten geblieben sind. Auf der Schorre steht oberflächlich Geschiebemergel an, ansonsten ist die lokale Sandbedeckung gering. Die Düne wurde im Planungsabschnitt westlich der Seebrücke auf den errechneten Querschnitt ertüchtigt (Abb. 39). Gemäß der „Bemessung für Landesküstenschutzdünen MV“ ist für diesen Küstenabschnitt eine Düne mit folgenden Abmaßen erforderlich:

Kronenhöhe in HN	4,15 m
Kronenbreite	37,3 m
Dünenfußhöhe in HN	2,15 m

Östlich der Seebrücke befindet sich bis zum Schmiedeberg eine Geotextilsicherung in der Düne. Da hier auch gewerbliche Fischer ihre Boote zu Wasser lassen, wurde die Dünenkrone auf + 3,50 m HN abgesenkt. Diese Kronenhöhe wird bis zum östlichen Aufspülungsende beibehalten. Die Krone der Altdüne im gesamten Planungsbereich hat größtenteils die Höhe des Regelprofils von mindestens + 4,15 m HN, die Breite von 40 m wird durch seeseitige Verlängerung erreicht. Die neuen Dünenkronenbereiche und die seeseitige Dünenböschung wurden zum Schutz gegen Winderosion abschließend mit Strandhafer bepflanzt.

Literatur:

- BÖRNER, A. & MENG, S. (2010): Profildokumentation und makrofaunistisches Gutachten zur Bohrung Hy Boitin 1/2010, BA-Ident: 223700207. - Unpubl. Bericht, Bohrarchiv Geologischer Dienst, 3 S., Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern.
- BOLL, E. & BRÜCKNER, G. (1846): Geognosie der deutschen Ostseeländer zwischen Eider und Oder. - 284 S., Verlag Brünslow, Neubrandenburg.
- BREMER, F. (2000): Geologische Übersichtskarten Mecklenburg-Vorpommern 1:500.000, Karte: Oberfläche.- Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern M-V (Hrsg.), 2. Aufl., Güstrow.
- BÜLOW, W.v. & MÜLLER, S. (2004): Paläogen. - In: Katzung, G (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern, S. 198-209, Stuttgart.
- ERD, K. (1973): Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. - Zeitschrift für geologische Wissenschaften **1**: 1087-1103, Berlin.
- FRENZEL, P. & ANSORGE, J. (2002): Die pleistozänen Fossilien der Cardigrube von Schwaan bei Rostock (südliche Ostsee). - Archiv für Geschiebekunde **3**: 829-840; Greifswald.
- FÜLLING, A. (2015): Durchführung von Altersbestimmungen an pleistozänen Sanden durch Optisch Stimulierte Lumineszenz (OSL). - Unpubl. Bericht, 5 S., Berlin
- GALBRAITH, R. F., ROBERTS, R. G., LASLETT, G. M., YOSHIDA, H., OLLEY, J. M. (1999): Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium Rock Shelter, northern Australia: Part I, experimental design and statistical models. - *Archaeometry* **41**: 339-364.
- GEHL, O. (1961): Neue Ergebnisse über das marine Eem und zur Gliederung des Jungpleistozäns in NW-Mecklenburg. - Geologie, **10** (4/5): 396-408; Berlin.
- GEINITZ, E. (1893): Marines Interglacial von Schwaan in Mecklenburg. - Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg **46** [1892]: 133-134, Güstrow.
- GROSS, R. (1914): Konchylienführende Diluvialsande bei Schwaan. - Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg **68**: 65-74, Güstrow.
- HEERDT, S. (1963): Strukturuntersuchungen am Pleistozän zwischen der Wismar-Bucht und der unteren Warnow und ihre Deutung. Ein Beitrag zur Frage endogener oder glazigener Tektonik in der Kühlung (N-Mecklenburg). - Unpubl. Dissertation, Universität Rostock.
- HEERDT, S. & Ludwig A.-O. (1966): Neue quartärgeologische Ergebnisse aus dem Rostocker Raum. - In: G. Schmidt (Hrsg.): VIII Wissenschaftliche Abhandlungen der Geographischen Gesellschaft der DDR **4**: 15-43, Rostock.
- HEERDT, S. (1966): Struktur und Entstehung der Stauchmoräne Kühlung. - Geologie **15**: 1169-1213.
- HEERDT, S. & ULRICH, A. (1968): Zur Frage der Herkunft des Eozäns in der Stauchmoräne Kühlung. - Geologie **17** (8), S. 920-929, Berlin.
- HENSEL, R. (2010): Fossile Seebecken im Kliffaufschluss bei Meschendorf (Nordwestmecklenburg) – Untersuchungen zur Verbreitung, Stratigraphie und Sedimentgenese, Diplomarbeit, Universität Greifswald.

- JAECKEL, S. (1949): Die Molluskenfauna des postglazialen Querkalkes an der mecklenburgischen Küste bei Meschendorf. - Archiv für Molluskenkunde, **77** (1/6), S. 101-108.
- KATZUNG, G., MÜLLER, U., KRIENKE, H.-D., KRULL, P., STRAHL, U. (2004): Auflagerung des Quartärs und Glazialtektonik. - In: Katzung, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern, S 397-408, Stuttgart.
- KLÄHN, H. (1925): Zur diluvialen Tektonik Norddeutschlands. - Centralblatt für Mineralogie, Abt. B., **3**: 71-82.
- KOCH, F.E. (1854): Die Kalksteinlager bei Brunshaupten. In: Archiv für Landeskunde in den Herzogthümern Mecklenburg und Revue der Landwirthschaft, S. 388-390, Schwerin.
- LEMCKE, K. (1937): Geologie und Tektonik der Diedrichshäger Berge bei Arendsee-Brunshaupten in Mecklenburg - Mitteilungen der Mecklenburgischen Geologischen Landesanstalt, N.F. **11**, 86 S., Rostock.
- MENG, S., MENZEL-HARLOFF, H. & BÖRNER, A. (in Druck): *Acanthocardia paucicostata* (G. B. SOWERBY II 1834) non *Acanthocardia echinata* (LINNAEUS 1758); a Lusitanian marine bivalve in the southern Baltic region (NE Germany, Mecklenburg - Western Pomerania) during the Eemian interglacial. - Archiv für Molluskenkunde, **144** (1).
- MÜLLER, U. (2004): Das Relief der Quartärbasis in Mecklenburg-Vorpommern. - Neubrandenburger Geologische Beiträge **4**: 67-76, Neubrandenburg.
- MÜLLER, U. (2004): Jung-Pleistozän - Eem-Warmzeit bis Weichsel-Hochglazial. - In: Katzung, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern, S. 234-242, Stuttgart.
- MÜLLER, U. (2007): Die Kühlung – ein Eiszeit-Phänomen. Neubrandenburger Geologische Beiträge, **5**, S. 42–47, Neubrandenburg
- MÜLLER, U. (2015): Lithostratigraphische Einstufung (KGZ) von zwei Aufschlussproben aus der ehemaligen Tongrube „Steineiche“ bei Kühlungsborn. - TK 25: 1846, unpubl. Gutachten, 4 S., LUNG-Archiv, Güstrow.
- MÜLLER, S. (1965): Untersuchungsbericht Kartierungsbohrung BD 4/63 Kühlungsborn; TK 25: 1836, - Unpubl. Bericht, Archiv LUNG MV, 5 S.
- MURRAY, A. S., WINTLE, A. G. (2000): Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. - Radiation Measurements **32**: 57-73.
- MURRAY, A. S., WINTLE, A. G. (2003): The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. Radiation Measurements, **37**: 377-381.
- NIEDERMEYER, R.-O.; LAMPE, R., JANKE, W., SCHWARZER, K, DUPHORN, K. KLIEWE, H & WERNER, F. (2011): Die deutsche Ostseeküste. - Sammlung geologischer Führer, **105**, 370 S., Verlag Bornträger Stuttgart.
- PIETRZENIUK, E. (1969): Taxonomische und biostratigraphische Untersuchungen an Ostracoden des Eozän 5 im Norden der Deutschen Demokratischen Republik. - Paläontologische Abhandlungen, A IV, **1**, 162 S., Berlin.

- PRESCOTT, J. R., HUTTON, J. T. (1994): Cosmic ray contributions to the dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. - *Radiation Measurements*, **23**: 497-500.
- REINHARD, H., KRAUSE, M. (1957/58): Zur glazialmorphologischen Genese der Diedrichshäger Berge. - *Wissenschaftliche Zeitschrift Universität Greifswald, mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe*, **3/4**: 235-243, Greifswald.
- RUSBÜLT, J. (1957a): Zur Lagerungsform, Gesteinsausbildung und stratigraphischen Einordnung des Eozäns bei Kühlungsborn. - Unpubl. Diplomarbeit., 53 S., Rostock.
- RUSBÜLT, J. (1957b): Die Lagerung des Eozäns bei Kühlungsborn. - *Archiv Freunde der Naturgeschichte Mecklenburgs* **5**, S. 65-66.
- SCHUH, F. (1933): Die geologischen Ergebnisse von fünf Tiefbohrungen aus den Jahren 1928/29 sowie neue Mitteilungen von drei älteren Tiefbohrungen in Mecklenburg. - *Mitteilungen Mecklenburgische Geologische Landesanstalt, N. F. IV*, S. 43, Rostock.
- SCHULZ, W. (1965): Die Stauchendmoräne der Rosenthaler Staffel zwischen Jatznick und Brohm in Mecklenburg und ihre Beziehung zum Helpter Berg. - *Geologie* **14** (5/6): 564-588, Berlin.
- SCHULZ, W. (1966): Helpter Berg, Schmooksberg, Hohe Burg – Ein Vergleich dreier Stauchendmoränen Mecklenburgs. - *Geologie* **15** (2): 164-187, Berlin.
- SCHULZ, W. (1988): Ingenieurgeologisches Gutachten zur Steilufersicherung bei Rerik – Meschendorf, Kreis Bad Doberan, Bezirk Rostock. - Unpubl. Archiv LUNG M-V.
- SCHULZ, W. (1994): Strukturelle Typisierung der Steilufer an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns. - *Die Küste* **56**: 67-77.
- SCHULZ, W. (1996): Bericht über die Veränderungen am Kliff zwischen Rerik, Meschendorf und dem Kägsdorfer Bach durch das Sturmhochwasser vom 3./4. 11. 1995. - Unpubl., Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Güstrow.
- STAESCHE, K. & HILTERMANN, H. (1940): Mikrofaunen aus dem Tertiär Nordwestdeutschlands. - *Abhandlungen Reichsanstalt für Bodenforschung, N. F.*, **201**, 26 S., Berlin.
- STEINICH, G. (1995): Ein marines Eem-Vorkommen im Binnenland Vorpommerns (Ton-Tagebau Grimmen, westlich Greifswald). - *Eiszeitalter und Gegenwart* **45**: 15-23.
- STRAHL, J., KEDING, E., STEINICH, G., FRENZEL, P. & STRAHL, U. (1994): Eine Neubearbeitung der eem- und frühweichselzeitlichen Abfolge am Klein Klütz Höved, Mecklenburger Bucht. - *Eiszeitalter und Gegenwart* **44**: 62-78.
- TGL 25 232 (1971): Fachbereichstandard Geologie - Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen. - Zentrales Geologisches Institut (Hrsg.), Berlin
- TGL 25232/01-05 (1980): Fachbereichsstandard Geologie, Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen. - Zentrales Geologisches Institut (Hrsg.), Berlin.