

Gösta HOFFMANN, Andreas MUSOLFF, Tammo MEYER & Maria-Theresia SCHAFMEISTER

Der geologische Aufbau des oberflächennahen Grundwasserstockwerkes im Nordosten der Halbinsel Gnitz (Usedom/Mecklenburg-Vorpommern)

Geological mapping of the shallow aquifer system on Gnitz-Peninsula (Usedom, Mecklenburg-Vorpommern)

Abstract

The surface sediments of the southwest Baltic coast are well known and are documented in geological maps. Lithofacies maps (e. g. LANGER & KRIENKE 1983) provide information regarding the sub-surface structure. It is possible to supplement these maps using modern sampling methods. Vibro-coring has permitted the recovery of sediments to a depth of 20 m from which detailed information regarding the Late Pleistocene to Holocene sediment sequence was obtained. The data were used to reconstruct the geological setting and evaluate the hydrogeological properties of the near-surface sediments.

Keywords: Holocene, Pleistocene, Litorina-transgression, till, peat, groundwater storey

1 Einleitung und Problemstellung

Die oberflächennah anstehenden geologischen Schichten sind für den Raum der südwestlichen Ostseeküste weitestgehend bekannt und in geologischen Kartenwerken dokumentiert. Angaben über den tieferen, vertikalen Aufbau des Raumes sind den Lithofazieskarten (z. B. LANGER & KRIENKE 1983) zu entnehmen. Diese wurden aus vorhandenen Bohrdaten konstruiert. Mit Hilfe neuerer Bohr- und Probenahme-Techniken (Rammkernsondierungen) ist es möglich, diese zu ergänzen. Somit können sehr detailliert Angaben zur Schichtenabfolge und deren räumlicher Verbreitung gemacht werden. Für das hier vorgestellte Gebiet wurde durch Oberflächenkartierung sowie Rammkernsondierungen die spätpleistozäne bis holozäne Schichtabfolge erfasst. Aus den gewonnenen Daten kann der Aufbau des Raumes mit Angaben zu den hydraulischen Eigenschaften des oberen Grundwasserleiters rekonstruiert werden. Vergleiche mit benachbarten Gebieten erlauben landschaftsgenetische Interpretationen der Ergebnisse.

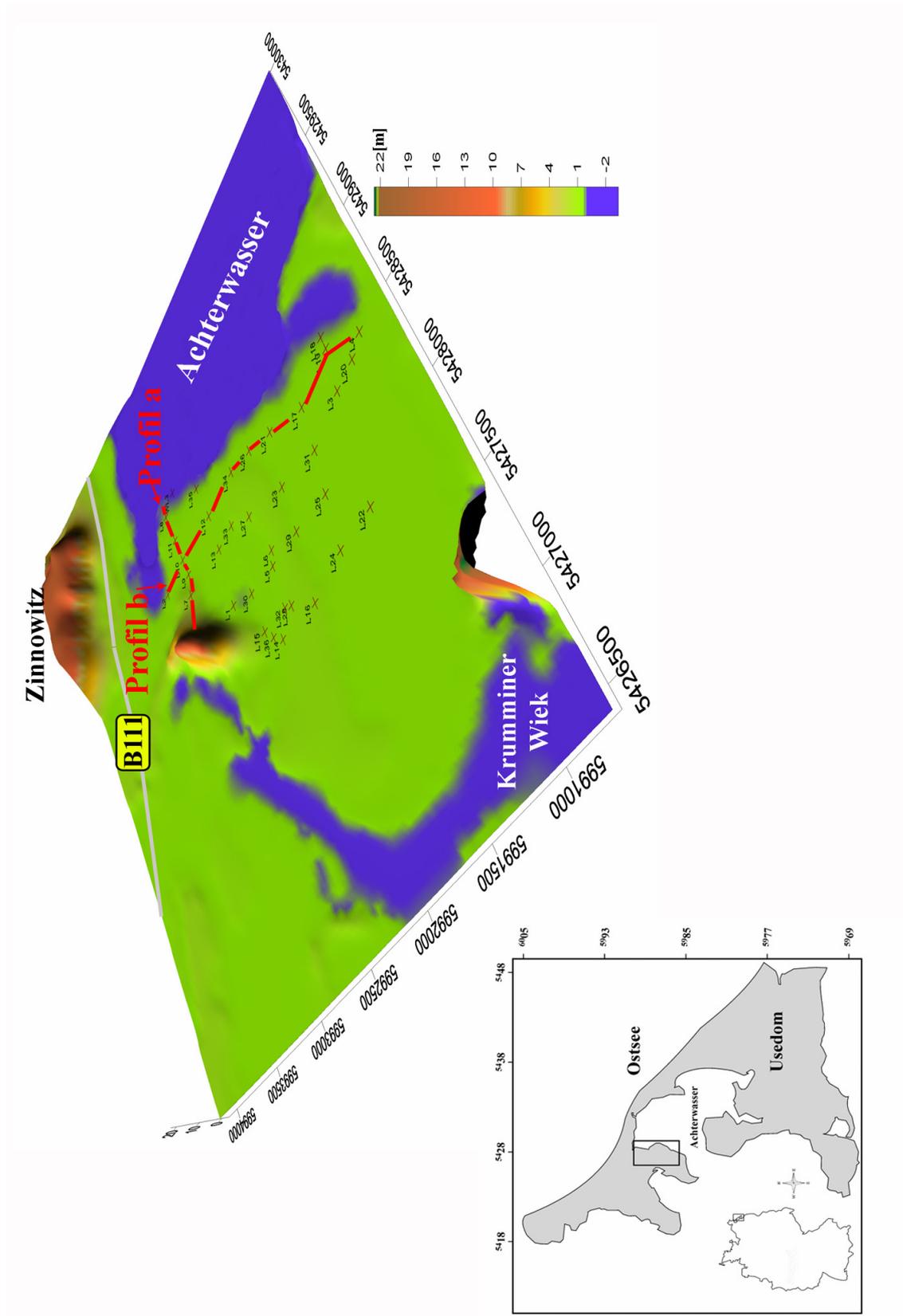


Abb. 1 Überblick über die Lage des Untersuchungsgebietes. Höhenmodell auf Basis der TK 10 mit Lage der Rammkernsondierungen (L1-L36 & WL3) sowie Lage der Profile a und b.

2 Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet liegt auf der Halbinsel Gnitz im Nordwesten der Ostseeinsel Usedom (Abb. 1). Die geologische Entwicklung Usedom ist hauptsächlich auf glaziale Prozesse während des Pleistozäns sowie holozäne Küstenausgleichs-Prozesse zurück zu führen (siehe u. a.: KLIEWE 1960, HOFFMANN 2002a). Diese Entwicklungen sind im Untersuchungsgebiet in den Sedimenten dokumentiert. Das hier vorgestellte Gebiet nimmt eine Fläche von rund 2,1 km² ein. Die höchste Erhebung wird durch die pleistozäne Aufragung des Zissberges gebildet (+ 15,2 m NN). Zum Achterwasser, dem östlich vorgelagerten Boddengewässer, fällt das Gelände ab und repräsentiert ein Verlandungsufer. Niedermoortorf ist der dominierende Bodentyp, teilweise sind podsolierte Sande anzutreffen. Im Bereich des Zissberges haben sich auf Geschiebemergel vor allem Parabraunerden gebildet. Vor Überflutung aus dem Achterwasser schützt ein Deich, diesem ist boddenseitig ein ca. 50 m breiter Schilfgürtel vorgelagert. Das Gebiet wird über Gräben entwässert. Der Flurabstand des Grundwassers beträgt um 1 m. Landnutzung findet in Form von Vieh- und Forstwirtschaft statt.

3 Methodik

Als Feldarbeiten wurden einerseits eine geologische Oberflächenkartierung sowie eine Tiefenkartierung mit Hilfe von Rammkernsondierungen durchgeführt. Insgesamt wurden 37 Rammkernsondierungen (RKS) niedergebracht. Durch den Einsatz des Forschungsschiffes „Bornhöft“ konnte eine Bohrung im Achterwasser durchgeführt werden. Ziel der Sondierungen war es, die holozäne und pleistozäne Schichtenfolge des oberen Grundwasserstockwerkes zu erfassen. Es wurden Endteufen von rund 20 m erreicht. Probenahme und Sedimentansprache richteten sich nach makroskopisch differenzierbaren Einheiten. Lithologische Unterschiede ergeben sich vor allem aus Veränderungen der Korngröße, der Farbe, des Kalkgehaltes, des Fossilgehaltes, des organischen Anteils sowie Änderungen des Eindringwiderstandes. Die Ansprache des Sedimentes erfolgt in Anlehnung an DIN 4022 (1996). An klastischen Sedimentproben (Sand, Kies, Geschiebemergel) wurden granulometrische Untersuchungen durchgeführt. Makrofossilien, in der Regel Mollusken, wurden bestimmt (LOŽEK 1964, JAGNOW & GOSSELCK 1987, WILLMANN 1989, GLÖER & MEIER-BROOK 1994) und die semiquantitative Verteilung erfasst. Die Fraktion 4 -10 mm des Kiesanteiles in den Geschiebemergelproben wurde für eine Kleingeschiebeanalyse (nach TGL 25 232, 1971) genutzt. Bedingt durch das eingesetzte Probenahmeverfahren konnte nicht die aus statistischen Gründen erforderliche Mindestprobenmenge von 5 kg gewonnen werden. Die Ergebnisse der Kleingeschiebeanalyse können somit nur Anhaltspunkte für lithostratigraphische Vergleiche auf regionaler Ebene sein. Zur Bestimmung der k_f -Werte wurden aus den Siebdaten der Sande Kornsummenkurven abgeleitet und die Durchgangswerte d_{10} und d_{60} bestimmt. Die k_f -Werte wurden nach HAZEN (1893) und BEYER (1964) berechnet. Für die einzelnen Schichten wurden Häufigkeitsverteilungen der k_f -Werte abgeleitet.

[m]	Lithologie/Fazies	Bildungs- milieu	Stratigraphie	
0	Torf	terrestrisch	Atlantikum-Subatlantikum	Holozän
	Feinsand, mittelsandig Molluskenreste Pflanzenreste	marin- brackisch		
	Torf	terrestrisch		
5	Mittelsand	pro-glazial	Weichselglazial (W3)	Pleistozän
	Geschiebemergel	pro-glazial		
	Mittelsand, feinsandig	pro-glazial	W2 ?	
18	Geschiebemergel	sub-glazial	Saale- Glazial?	

Abb. 2 Normalprofil des Untersuchungsgebietes; angeführt sind alle lithologischen Einheiten in ihrer relativen stratigraphischen Position mit Angaben zur Genese. HS: Holozäne Sande; OPS: Obere Pleistozäne Sande; OGM: Oberer Geschiebemergel; UPS: Untere Pleistozäne Sande; UGM: Unterer Geschiebemergel.

4 Ergebnisse

Das Normalprofil gibt einen Überblick über alle im Arbeitsgebiet auftretenden lithologischen Einheiten und deren relative stratigraphische Stellung (Abb. 2). Bei den Schichtbezeichnungen im Untersuchungsgebiet handelt es sich um Arbeitsbezeichnungen, die von den Autoren zugeordnet wurden.

4.1 Pleistozäne Sedimente

Unterer Geschiebemergel

Die erbohrte Abfolge beginnt mit dem **Unteren Geschiebemergel (UGM)**. Faziell ist der UGM als Diamikton anzusprechen (Abb. 3). Die Fraktion $< 63 \mu\text{m}$ (Silt/Ton) bildet mit über 40 % (Gewichtsprozent, im Folgenden: wt-%) den Hauptanteil des Sedimentes. In der Sandfraktion dominieren Feinsande mit ca. 25 wt-%, Kies ist mit ca. 7 wt-% vertreten. Das Sediment ist dunkelgrau und stark kalkhaltig. Die Untersuchung des Kleingeschiebebestandes (Fraktion 4 -10 mm) ergibt eine überwiegende Dominanz in den Gruppen Nordisches Kristallin (\varnothing 29,5 % [Kornprozent, im Folgenden: gn-%]) und Paläozoische Kalke (\varnothing 51,7 gn-%). Auffallend ist das Fehlen von Paläozoischen Schiefen sowie Mesozoischen Kalken (siehe Abb. 4).

Die stratigraphische Einstufung ist unklar. LANGER & KRIENKE (1983) geben für das Untersuchungsgebiet in dieser Teufe sowohl den W1 (Brandenburger Stadium) als auch einen saalezeitlichen Geschiebemergel an. Ein Vergleich mit den von KRIENKE (2001) ermittelten Kleingeschiebespektren weichselglazialer Sedimente im Raum Südost-Rügen zeigt deutliche Unterschiede. Eine lithostratigraphische Korrelation ist somit nicht gegeben.

Bedingt durch den hohen Feinkornanteil ist die Bestimmung der k_f -Werte aus den Siebdaten nicht möglich. Aufgrund des großen Schluff/Ton-Gehaltes und der hohen Lagerungsdichte, wird von schwachen bis sehr schwachen Durchlässigkeiten ausgegangen.

Untere Pleistozäne Sande

Das Hangende des UGM (Abb. 2) bilden die **Unteren Pleistozänen Sande (UPS)**. Es handelt sich hierbei um Mittel- und Feinsande. Nur untergeordnet treten als Nebengemengteile Grobsand, Schluff oder Kies auf (Abb. 3). Lokal sind lagenweise Braunkohlegerölle eingeschaltet. Es dominieren graue Farbtöne, das Sediment ist stark kalkhaltig. Die einzelnen Körner sind gut gerundet. Schichtung wird in den einzelnen Bohrungen nur selten deutlich, es können aber Bereiche unterschiedlicher Korngröße abgegrenzt werden. Lithologische Parallelen ergeben sich mit den an der Außenküste Usedom aufgeschlossenen Schmelzwassersanden (SCHULZ 1959, SCHUMACHER 1995). Die k_f -Werte liegen im Bereich zwischen $4 \cdot 10^{-5}$ und $6 \cdot 10^{-4}$ m/s, mit Häufigkeitsmaxima bei $4 \cdot 10^{-5}$ bis $6 \cdot 10^{-5}$ und bei $1 \cdot 10^{-4}$ m/s.

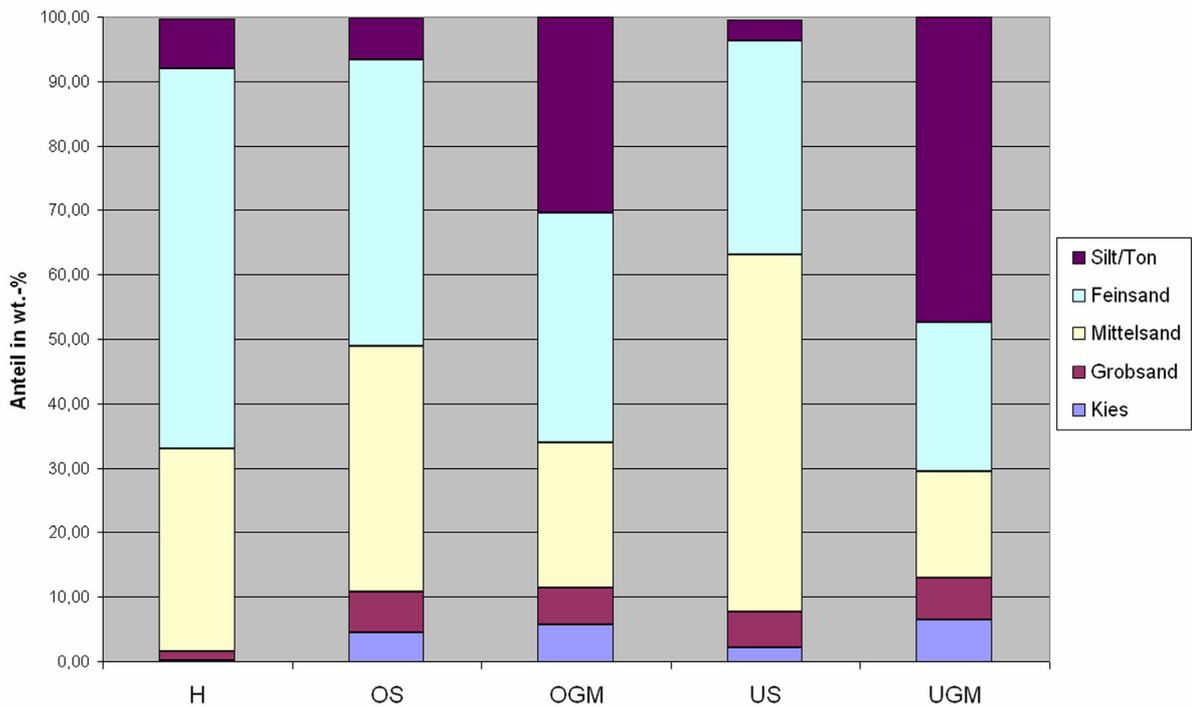


Abb. 3 Überblick über die durchschnittliche Korngrößenzusammensetzung der einzelnen Lithotypen. HS: Holozäne Sande; OPS: Obere Pleistozäne Sande; OGM: Oberer Geschiebemergel; UPS: Untere Pleistozäne Sande; UGM: Unterer Geschiebemergel.

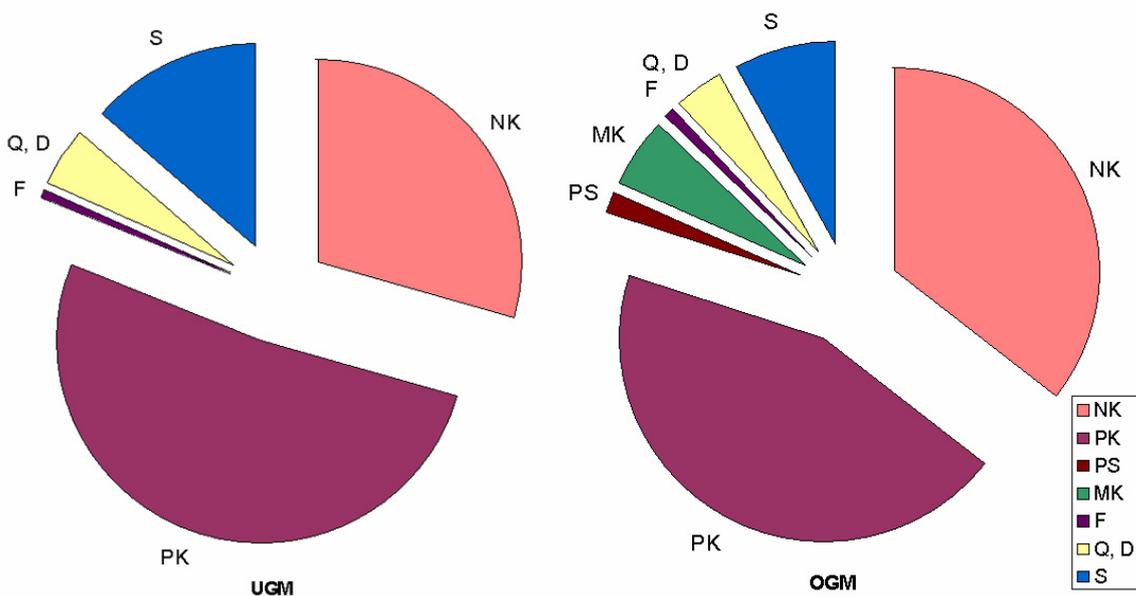


Abb. 4 Vergleich der Kleingeschiebeverteilung des Unteren Geschiebemergels (UGM) und Oberen Geschiebemergels (OGM). NK: Nordisch Kristallin; PK: Paläozoische Kalke; PS: Paläozoische Schiefer; MK: Mesozoische Kalke; F: Feuerstein; Q: Quarzit; D: Dolomit; S: Sandsteine.

Oberer Geschiebemergel

Faziell ist der **Oberer Geschiebemergel (OGM)** ebenfalls als Diamikton anzusprechen (Abb. 3). Auffällig ist eine hohe Variabilität der Korngrößenverteilungen. Lediglich bei 24 % der Proben liegt eine Kornfraktion als Hauptgemengteil (> 40 wt-%) vor. In erster Linie tritt Feinsand (20,6 - 45,8 wt-%) und Schluff (17,8 - 53,1 wt-%) auf, während Kies und Grobsand meist mit weniger als 10 wt-% an den Proben beteiligt sind. Innerhalb des Geschiebemergels können Sandlagen auftreten. Hier dominieren Fein- und Mittelsande. Der OGM weist Farbnuancen von grau bis graubraun auf. Die Bindigkeit ist gering, Mächtigkeiten schwanken zwischen wenigen Zentimetern und 8,0 m. Lokal fehlt er völlig. In der Fraktion 4-10 mm (Kleingeschiebe) dominieren die grauen Paläozoischen Kalke (Ø 44,2 gn-%) und die Nordischen Kristalline (Ø 35,4 gn-%). Weiterhin sind Sandsteine (Ø 8,1 gn-%), Mesozoische Kalke in Schreibkreidefazies (Ø 5,7 gn-%) und Quarzite (Ø 3,8 gn-%) vorhanden. Feuersteine sind unter 1 gn-% an der Kleingeschiebefraktion beteiligt (siehe Abb.4). In einem Aufschluss am Zissberg konnte das Gefüge des OGM untersucht werden (Abb. 5).

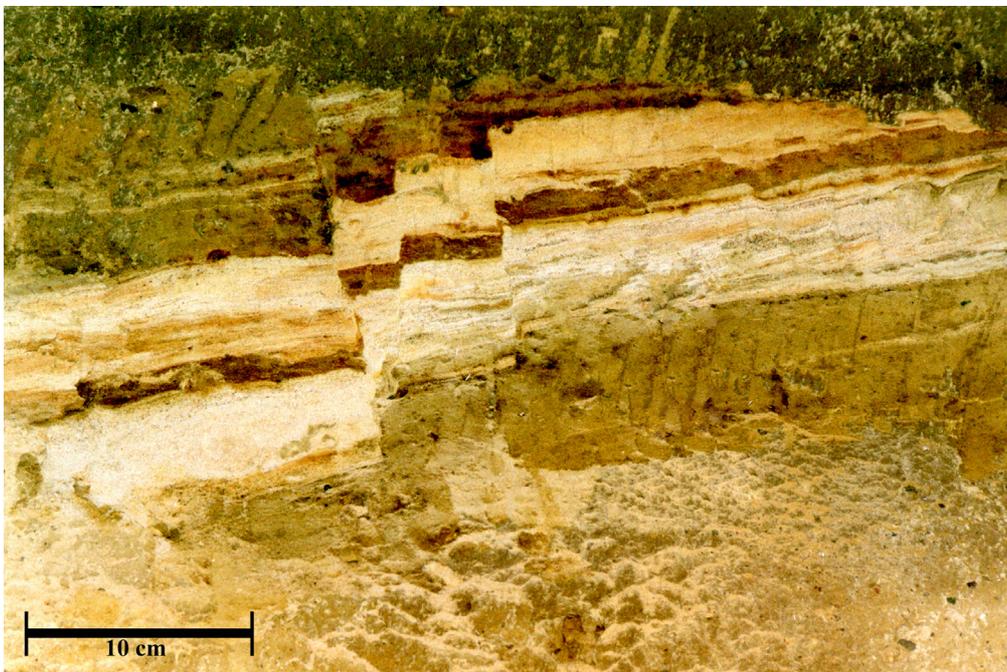


Abb. 5 Überpresste Abschiebungen und Y-Strukturen in einer Sandlage des Oberen Geschiebemergels, aufgeschlossen am Zissberg, Blickrichtung Ost.

Vielfach zeigten sich komplizierte Gefügebilder mit überpressten Extensionsstrukturen wie Abschiebungen, Y-Strukturen und Flexuren, die sich insbesondere an Sandbändern erkennen lassen. Die stratigraphische Stellung des Oberen Geschiebemergels auf Usedom ist nach NIEDERMEYER (1995) und SCHUMACHER (1995) ungeklärt. LANGER & KRIENKE (1983) ordnen den Geschiebemergel dem W3-Glazial zu. KRIENKE (2001) interpretiert den Oberen Geschiebemergel der Außenküste Usedom als Schlammstromsediment, bzw. an der Binnenküste als Ausschmelztil. Genetisch entspricht der OGM der Einheit S4 (im

Sinne von KRIENKE 2001) Südostrügens und ist somit dem W3 (Mecklenburger Vorstoß des Weichselglazials) zuzuordnen.

Aus den Siebdaten des Oberen Geschiebemergels lassen sich aufgrund der hohen Ungleichförmigkeit keine k_f -Werte bestimmen. Nach der Feldansprache ist von gering leitenden und lokal stauenden Eigenschaften auszugehen.

Obere Pleistozäne Sande

Im Hangenden des Geschiebemergels schließen die **Oberen Pleistozänen Sande (OPS)** an (Abb. 2). Als Hauptgemengteil liegen Feinsande bei 62 %, Mittelsande bei 37 % der Proben vor. Sehr häufig treten Schluff, Grobsand und Kies als Nebengemengteile auf (Abb. 3). Oftmals kommen feine Pflanzenhäcksel vor. Die Farbe der Sande ist grau. Im Kartierungsgebiet weisen sie Mächtigkeiten bis 10,4 m auf. Die stratigraphische Einstufung ist nicht zweifelsfrei geklärt. Die Einheit wird als spätglaziale, glazifluviale Nachschüttbildung interpretiert. Die k_f -Werte variieren in den Oberen Pleistozänen Sanden zwischen $4 \cdot 10^{-5}$ und $7 \cdot 10^{-4}$ m/s. Das Maximum der Häufigkeit liegt bei $4 \cdot 10^{-5}$ bis $7 \cdot 10^{-5}$ m/s, mit einer weiteren Häufung bei $1 \cdot 10^{-4}$ m/s.

4.2 Holozäne Sedimente

Basistorf

Das Liegende der holozänen Abfolge wird vom **Basistorf (HT)** gebildet. Dieser ist dunkel- bis schwarzbraun und kalkfrei. In der Regel ist dieses Sediment geschichtet, lokal sind molluskenführende Sandlagen eingeschaltet. Somit kann von marinen Ablagerungsbedingungen ausgegangen werden (Uferfazies). Teilweise konnte Durchwurzelung festgestellt werden, ein Anzeichen für ein in situ-Wachstum. Die Mächtigkeiten schwanken zwischen wenigen Zentimetern und 0,5 m, örtlich fehlt der Torf. Horizontal, aber auch vertikal sind Faziesübergänge zu Mudden erkennbar. Diese organogen-klastischen Sedimente werden als marine Stillwasserfazies interpretiert. Eine Parallelisierung der vorgefundenen Basistorfe mit den von HAACK (1960) aus dem Achterwasser sowie den von VERSE et al. (1999) aus dem Greifswalder Bodden beschriebenen Basistorfen erscheinen sinnvoll. Das Alter der basalen Torfe wird somit als initial-litorinazeitlich angenommen.

Holozäne Sande und Mudden

Die Abfolge der **Holozänen Sande (HS)** bildet das Hangende der Basistorflage. Diese Einheit ist in ihrer faziellen Ausbildung variabel. Die dominierende Korngröße liegt im Feinsandbereich (Hauptgemengteil bei 73 % der Proben, siehe Abb. 3). Mittelsand ist bei 27 % der Proben Hauptgemengteil. Lediglich einige wenige Proben aus dem zentralen Teil des Untersuchungsgebietes sind durch ein gröberes Kornspektrum gekennzeichnet. Lokal sind zum Hangenden Übergänge in Schluff-Mudden und reine Mudden zu verzeichnen. Die Korngrößen liegen im Feinsand- und Ton/Schluff-Bereich. Vereinzelt treten geringmächtige Torflagen innerhalb der Abfolge auf. Die Farben der Holozänen Sande variieren zwischen grau und graubraun. Die maximale Mächtigkeit des Holozäns beträgt im zentralen Teil des Untersuchungsgebietes 6,85 m.

Die errechneten k_f -Werte liegen zwischen $3 \cdot 10^{-5}$ und $5 \cdot 10^{-4}$ m/s. Es treten zwei Maxima in der Verteilung auf. Das erste Maximum bei $4-6 \cdot 10^{-5}$ m/s kann den Feinsanden zugeordnet werden, das zweite bei 10^{-4} m/s den Mittelsanden dieses Lithotyps. Molluskenreste erlauben die stratigraphische Zuordnung der Sedimente in das Holozän sowie die eindeutige Identifizierung des marin-brackischen Ablagerungsraumes. Generell nimmt die Menge der Molluskenreste zum Hangenden ab. An der Basis der Abfolge wurden die höchsten Konzentrationen festgestellt (bis zu 30 wt-%). Lokal treten Schilllagen auf, die in Zusammenhang mit erhöhten Korngrößen des übrigen Sedimentes stehen. In den oberen Profilabschnitten fehlen die Mollusken stellenweise ganz. Bei der am häufigsten auftretenden Molluskenart handelt es sich um *Cerastoderma*. *Theodoxus*, *Valvata*, *Bythynia*, *Gyraulus*, *Dreissena* sowie Arten der Familie Lymnaeidae tolerieren in unterschiedlicher Weise niedrige Salinitäten. Ihr Auftreten ist somit auf limnisch-brackische Milieubereiche beschränkt. In den Profilen kommen Exemplare dieser Arten in den oberen zwei Metern vor. Im Gegensatz dazu beschränkt sich die Verbreitung der rein marinen Form *Scrobicularia* auf die tieferen Profilabschnitte. Es ergibt sich somit eine zunehmende Aussüßung zum Hangenden.

5 Diskussion

5.1 Landschaftsgenetische Interpretation

Aus der räumlichen Verteilung der untersuchten Schichtenfolge kann ein Bild der Landschaftsogenese abgeleitet werden. Der klassischen Vorstellung der Bildung glazialer Vollformen auf Usedom durch das oszillierende Jungweichseis (KLEWE 1960) stehen neuere Theorien gegenüber. RUCHHOLZ (1979) und RÜHBERG (1995) sehen die Lagerungsverhältnisse des Pleistozäns als Konsequenz einer stark differenzierten und von gravitativen Sedimentumlagerungen betroffenen Eiszerfallslandschaft an. Diese neueren Theorien können gut auf das Arbeitsgebiet übertragen werden. Der Untere Geschiebemergel ist aufgrund seiner flachwelligen Lagerung (Abb. 6) und sehr festen Konsistenz als subglazialer Till anzusehen. Die Verbreitung kann über das Arbeitsgebiet hinaus in westlicher Richtung nachvollzogen werden (HOFFMANN & LAMPE 2002). Da das ermittelte Kleingeschiebespektrum deutliche Unterschiede zu den von KRIENKE (2001) beschriebenen weichselglazialen Spektren aus dem Raum Südostrügen aufweist, wird davon ausgegangen, dass es sich um eine stratigraphisch ältere Einheit handelt. Bei den hangenden Unteren Pleistozänen Sanden handelt es sich um glazifluviale Nachschütt- und/oder Vorschüttbildungen. Diese lithologische Einheit sowie die folgenden pleistozänen Einheiten fehlen im westlich anschließenden Gebiet der Peenemünder-Zinnowitzer Seesandebene (HOFFMANN & LAMPE 2002). Es wird davon ausgegangen, dass hier Toteis die Ablagerung verhinderte. Eine Akkumulation dieser Sande im Untersuchungsgebiet zwischen Toteisblöcken ist aufgrund des vorliegenden starken Reliefs denkbar (Abb. 6 a). Der nächste Gletschervorstoß überfuhr diese Toteislandschaft partiell und lagerte den Oberen Geschiebemergel ab (RÜHBERG 1995). Das Ausschmelzen des Eises führte zu der bewegten Morphologie der Unteren Pleistozänen Sande, über die sich der Obere Geschiebemergel legte.

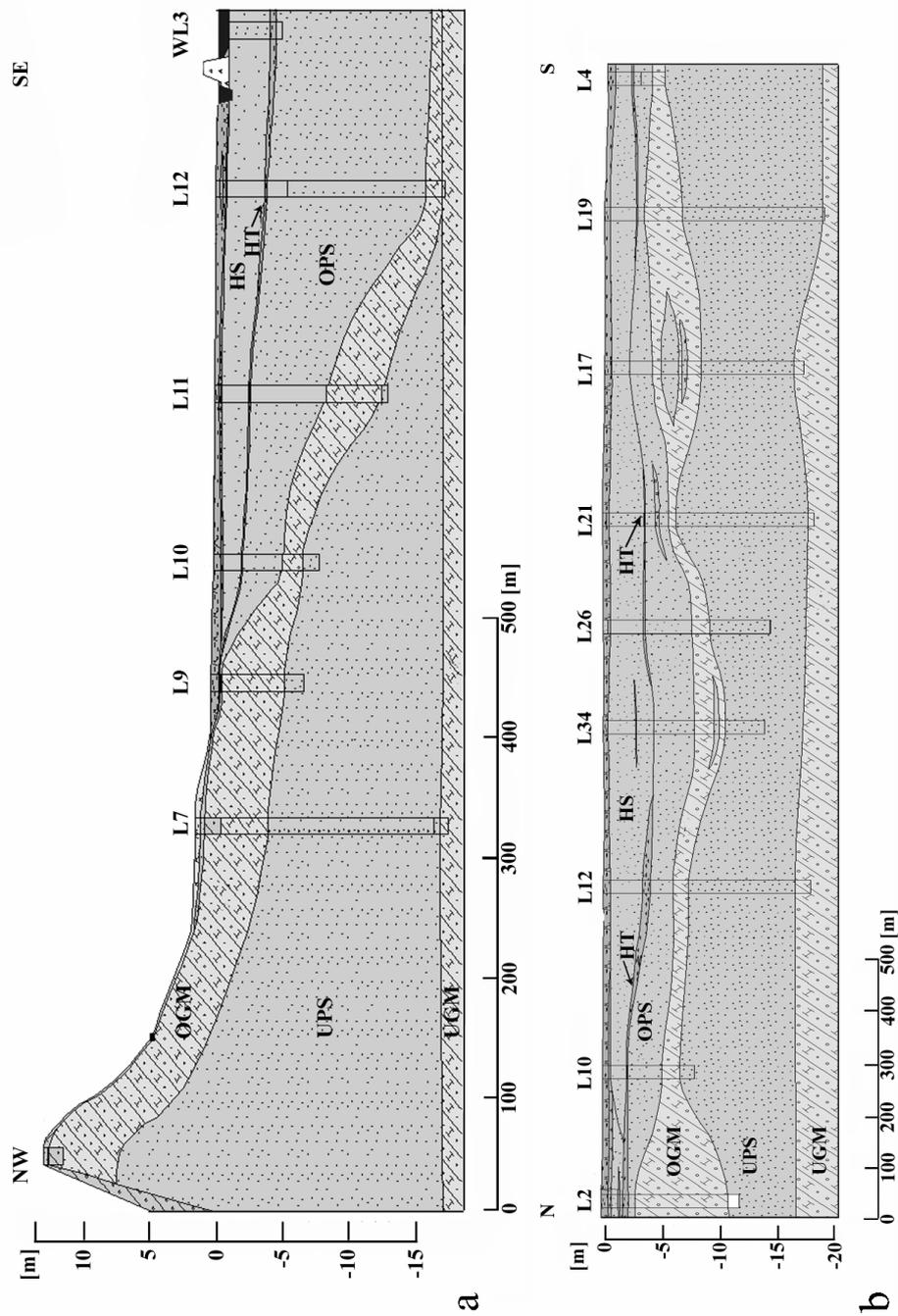


Abb. 6 Geologische Profilschnitte durch das Arbeitsgebiet. Zur Lage siehe Abb.1, Legende siehe Abb.2.

a: Deutlich zu erkennen ist der eben lagernde UGM in Tiefen um 16 m NN sowie der geringmächtige OGM. Der holozäne Basistorf (HT) ist als transgressive Uferbildung ausgebildet.

b: Besonders deutlich werden unterschiedliche Mächtigkeiten des OGM mit eingeschalteten Sandlagen, überlagert von den Oberen Pleistozänen Sanden. In die hangende holozäne Serie sind lokal Torfbildungen eingeschaltet.

Die komplizierten überpressten Extensionsstrukturen (Abb. 5) innerhalb des Oberen Geschiebemergels können auf Setzungserscheinungen der teilweise gefrorenen Sedimentpakete zurückgeführt werden. Die Oberen Pleistozänen Sande werden als Nachschüttbildungen angesehen, die das gegebene Relief teilweise ausglich (Abb. 6). Die pleistozäne Sedimentabfolge kann gut mit den südlich am Steilufer des Gnitz aufgeschlossenen Abfolgen parallelisiert werden (HOFFMANN 2002b). Somit ergibt sich für die Halbinsel Gnitz eine spätpleistozäne Anlage zwischen umgebenden Toteisgebieten.

Mit dem holozänen Meeresspiegelanstieg der Ostsee bildete sich am Ufer ein basaler Transgressionstorf. In seiner faziellen Ausbildung entspricht dieser Basistorf den von VERSE et al. (1999) aus dem Greifswalder Bodden beschriebenen Lithotypen A1, bzw. B1 (Älteres Atlantikum). HAACK (1960) ordnet den Basistorf in der Umgebung des Achterwassers nach pollenanalytischen Gesichtspunkten der initialen Litorina-Transgression zu. Nach JANKE & LAMPE (1999) entspricht die durchschnittliche Tiefenlage des basalen Torfes von -4 m NN im Arbeitsgebiet einem Alter von 7 000 a v. h. Über dem Basistorf lagerten sich Sande unter marinen Milieubedingungen ab. Mit dem Einpendeln des Meeresspiegels auf das heutige Niveau kam es zu einer Aussüßung der Restgewässer und schließlich zur Verlandung in Form von Niedermooren.

5.2 Einschätzung des oberen Grundwasserstockwerkes

Das Obere Grundwasserstockwerk ist durch den liegenden Unteren Geschiebemergel als Grundwassernichtleiter nach unten hin abgegrenzt. Der Hauptteil des Grundwasserstockwerkes wird durch die Unteren Pleistozänen Sande gebildet. Sie sind mit k_f -Werten von $4 \cdot 10^{-5}$ bis $6 \cdot 10^{-4}$ m/s nach DIN 18130-1 (1996) als stark durchlässig bis durchlässig zu beschreiben. Der Obere Geschiebemergel grenzt die Unteren zu den Oberen Pleistozänen Sanden und der holozänen Abfolge ab. Nach der Feldansprache handelt es sich um einen Grundwassergeringleiter. Da der Obere Geschiebemergel nicht flächig verbreitet ist und teilweise stark ausdünt, ist ein hydraulischer Kontakt zwischen den Unteren und den Oberen Pleistozänen Sanden bzw. der holozänen Abfolge gegeben. Die Sande über dem Oberen Geschiebemergel sind nach den k_f -Werten ebenfalls als durchlässig bis stark durchlässig einzuschätzen (DIN 18 130-1, 1996). Aufgrund der fehlenden Abdeckung der Abfolge ist das gesamte obere Grundwasserstockwerk als ungeschützt anzusehen. Das Achterwasser im Osten des Arbeitsgebietes steht im hydraulischen Kontakt mit dem Grundwasserstockwerk. Da das Untersuchungsgebiet aktiv über ein Grabensystem entwässert wird und die Grundwasseroberfläche um -1 m NN liegt, wird von influenten Verhältnissen ausgegangen. In welchem Ausmaß dieser influente Einfluß stattfindet ist ungeklärt.

Danksagung

Wir möchten uns bei Herrn Prof. R. Lampe (Universität Greifswald) für die wissenschaftliche Unterstützung bei der Anfertigung dieser Arbeit bedanken. Den

Herren C. Wünsche und J. Becker danken wir für die reibungslose Zusammenarbeit bei den Bohrarbeiten an Bord der „Bornhöft“.

Herrn Prof. R.-O. Niedermeyer (LUNG Güstrow) sei für die kritische Durchsicht des Manuskriptes gedankt. Weitergehende Untersuchungen des Erstautors zum geologischen Aufbau der südwestlichen Ostseeküste werden gefördert durch das Stipendienprogramm der Deutschen Bundesstiftung Umwelt.

Literatur

- BEYER, W. (1964): Zur Bestimmung der Wasserdurchlässigkeit von Kiesen und Sanden aus der Kornverteilung. – *Wasserwirtschaft*, 6 (6): 165-168; Berlin.
- DIN 18130-1 (1996): Baugrund, Untersuchung von Bodenproben: Bestimmung des Wasserdurchlässigkeitsbeiwerts (Teil 1: Laborversuche). [In:] Deutsches Institut für Normung e.V. (Hrsg.): DIN-Taschenbuch 113 (Bauwesen 14) – Erkundung und Untersuchung des Baugrunds: 236-255; Berlin u. a.
- DIN 4022 (1996): Baugrund und Grundwasser: Benennung und Beschreiben von Boden und Fels. [In:] Deutsches Institut für Normung e.V. (Hrsg.): DIN-Taschenbuch 113 (Bauwesen 14) – Erkundung und Untersuchung des Baugrunds: 236-255; Berlin u. a.
- GLÖER, P. & MEIER-BROOK, C. (1994): Süßwassermollusken – Ein Bestimmungsschlüssel für die Bundesrepublik Deutschland. – 84 S.; Hamburg (Deutscher Jugendbund für Naturbeobachtungen).
- HAACK, E. (1960): Das Achterwasser. Eine geomorphologische und hydrographische Untersuchung. – *Neuere Arbeiten zur mecklenburgischen Küstenforschung*, 4: 106 S.; Berlin.
- HAZEN, A. (1893): Some physical properties of sands and gravels with special reference to their use in filtration. – *Annual report of the State Board of Health of Massachusetts*, 24: 541-556; Boston.
- HOFFMANN, G. & LAMPE, R. (2002): Sedimentationsmodell eines holozänen Seegatts an der südlichen Ostseeküste (Bannemin, Insel Usedom) auf der Grundlage neuer Wasserstandsmarken. – *Rostocker Meeresbiologische Beiträge*, 11: 11-21; Rostock.
- HOFFMANN, G. (2002a): The geological evolution of Usedom Island. – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 27: 89-94; Greifswald.
- HOFFMANN, G. (2002b): Morphogenesis of the Gnitz peninsula. – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, 27: 135-137; Greifswald.
- JAGNOW, B. & GOSELCK, F. (1987): Bestimmungsschlüssel für die Gehäuseschnecken und Muscheln der Ostsee. – *Mitteilungen aus dem Zoologischen Museum in Berlin*, 63: 161-168; Berlin.
- JANKE, W. & LAMPE, R. (1999): The Sea-Level Rise on the South Baltic Coast over the Past 8,000 Years - New Results and New Questions. – *Terra Nostra*, Schriften der Alfred-Wegener Stiftung, 4/99: 126-128; Bonn.
- KLIEWE, H. (1960): Die Insel Usedom in ihrer spät- und nacheiszeitlichen Formenentwicklung. – 277 S.; Berlin (VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften).
- KRIENKE, K. (2001): Südostrügen im Weichsel-Hochglazial Lithostratigraphische, lithofazielle, strukturgeologische und landschaftsgenetische Studien im Küstenraum Vorpommerns. – Dissertation, Universität Greifswald: 181 S.; Greifswald.
- LANGER, H. & KRIENKE, H.-D. (1983): Lithofazieskarte Quartär, Horizontkarte gW2-W3n; Greifswalder Oie/Ahlbeck 1269/1369; 1:50 000. – Berlin (VEB Kartographischer Dienst Potsdam).
- LOŽEK, V. (1964): Quartärmollusken der Tschechoslowakei. – *Rozprawy ústředního ústavu geologického*, 31: 374 S.; Praha.
- NIEDERMEYER, R.-O. (1995): E 16: Nordwest-Usedom. – In: DUPHORN, K., WERNER, F., JANKE, W., KLIEWE, H., NIEDERMEYER, R.-O. [Hrsg.]: *Die deutsche Ostseeküste*. – *Sammlung Geologischer Führer*, 88: 208-214; Stuttgart.
- RUCHHOLZ, K. (1979): Lithologie und Sedimentgefüge – ihre Bedeutung für die Methodologie sedimentgenetisch-tektonischer Untersuchungen in Vereisungsgebieten (Ein neues Konzept für Schicht- und Sedimentkörper-Deformationen). – *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, 7 (2): 225-234; Berlin.
- RÜHBERG, N. (1995): Landschaftsformung beim Inlandeisabbau auf Insel Usedom und Mönchgut/Rügen. – *Nachrichten der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 54: 156-157; Hannover.

- SCHULZ, W. (1959): Die Schuppenstruktur des Jungpleistozäns im Bereich der aktiven Steilufer Mittelusedoms. – Berichte der Geologischen Gesellschaft der DDR, 4: 215-232; Berlin.
- SCHUMACHER, W. (1995): Zur geologischen Entwicklung der Insel Usedom im Quartär. – [In:] KATZUNG, G; HÜNEKE, H. & OBST, K [Hrsg.]: Geologie des südlichen Ostseeraumes – Umwelt und Untergrund. – Terra Nostra, Schriften der Alfred-Wegener Stiftung, 6/95: 157-175; Bonn.
- TGL 25 232 (1971): Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen. – Fachbereichsstandard, Bl. 1-6; Berlin (Zentrales Geologisches Institut).
- VERSE, G.; Niedermeyer, R.-O. & Strahl, J. (1999): Kleinskalige holozäne Meeresspiegelschwankungen an Überflutungsmooren des NE-deutschen Küstengebietes (Greifswalder Bodden, südliche Ostsee). – Meyniana, 51: 153-180; Kiel.
- WILLMANN, R. (1989): Muscheln & Schnecken der Nord- und Ostsee. – JNN Naturführer, 310 S.; Melsungen (Neumann-Neudamm).

Autoren:

Dipl. Geol. Gösta Hoffmann
 Ernst-Moritz-Armdt Universität Greifswald
 Institut für Geologische Wissenschaften
 Jahnstr. 17a
 17487 Greifswald

Tel.: 03834/864489
 E-mail: goesta@uni-greifswald.de



Dipl. Geol. Andreas Musloff, Dr. Tammo Meyer & Prof. Dr. Maria-Theresia Schafmeister
 Ernst-Moritz-Armdt Universität Greifswald
 Institut für Geologische Wissenschaften
 Jahnstr. 17a
 17487 Greifswald

Manuskripteingang: 29.05.2003; angenommen: 20.08.2003

