

Der Jungbaltische Gletschervorstoß in Norddeutschland

H.-J. STEPHAN (Kiel)

Mit 5 Abbildungen und 1 Tabelle

1. Einleitung

Im Jahre 1952 publizierte G. SEIFERT eine Arbeit mit dem Titel „Gletscherschrammen auf Fehmarn“. Er hatte an den Steilküsten der Insel verbreitet ein Stein-Blockpflaster gefunden, dessen Geschiebe sämtlich in der Oberfläche eines „unteren Geschiebemergels“ lagen und von einem „oberen Geschiebemergel“ überlagert wurden. Die Gesteinsoberflächen waren fast alle deutlich geschliffen, oft tischeben und geschrammt. Die Einmessung der Schrammen zeigte, daß die Insel Fehmarn zuletzt von einem Gletscher aus Osten überlaufen und dabei offenbar stark niedergeschliffen worden war. In ihrem östlichen Teil wurden dabei Drumlins gebildet (GRIPP 1942: 7, SEIFERT 1954: 159). Diese „Exaration“ (Exarationslandschaft, GRIPP 1942) war auch noch in den küstennahen Teilen Ostholsteins nachweisbar. SEIFERT glaubte damals, daß ein letzter Vorstoß des weichselzeitlichen Gletschers den Abschleiß einer älteren weichselzeitlichen Landschaft bewirkt und die obere Grundmoräne abgelagert hätte. Er hielt ihn für einen nur noch die Küstengebiete des östlichen Holsteins streifenden, regionalen Vorstoß des weichselzeitlichen Ostseegletschers (SEIFERT 1954). Erst 1972 findet sich bei ihm für diese Vereisungsphase der Begriff „Fehmarn-Vorstoß“, den er aber in persönlichen Gesprächen schon früher gebraucht hatte. STEPHAN (1971) wies nach, daß dieser Vorstoß noch die Stauchmoräne bei Heiligenhafen mit ihrer heutigen Höhe von +55 m NN überfahren und stark niedergeschliffen, teilweise drumlinisiert hatte. Er nahm an, daß die Eismassen über die Halbinsel Wagrien hinweg in die Hohwachter Bucht vorgedrungen seien und sich weiter nach Westen als von SEIFERT angenommen ausgedehnt hätten.

2. Erkenntnisse in den Jahren 1971 bis 1990

Schon SEIFERT (1954) hatte festgestellt, daß an der Küste des Dänischen Wohldes zwei weichselzeitliche Gletschervorstöße ihre Ablagerungen hinterlassen hatten (vgl. PIOTROWSKI 1992, 1993). Ihr weichselzeitliches Alter wur-

de durch das Vorkommen von glazigen aufgeschlepptem marinem Eem bei Marienfelde/Stohl belegt (Fauna führender Schluff bis Ton), (GRAHLE 1931, HECK 1932: 76, STEPHAN & MENKE 1977: 14, KUBISCH & SCHÖNFELD 1985). 1981 war bei einem Grundbruch der Steilküste im Bereich des Eemvorkommens auch ein vermutlich eemzeitlicher Torf im Verband mit dem marinen Sediment aufgeschlossen.

Im Laufe der siebziger Jahre erwiesen Untersuchungen, daß in den Steilküsten der inneren Kieler Bucht allgemein verbreitet zwei Moränenkomplexe vorkommen, wobei die obere Moräne häufig diskordant über einer gestauchten unteren Folge liegt. Neben den Steilufern des Dänischen Wohldes ist das auch nördlich von Friederikenhof typisch zu beobachten. Besonders PRANGE (u.a. 1975, 1979, 1987, 1991) glaubte, diskordante Lagerung einer oberen Moräne auch an weiteren Steilufern gefunden zu haben und korrelierte diese mit der oberen Grundmoräne von Fehmarn. Am Kliff von Hemmelmark-Hohenstein, an der Nordseite der Eckernförder Bucht, liegt die obere Moräne aber nahezu konkordant auf nur wenig gestörten Schmelzwassersedimenten. Das entsprechende Profil wurde von STEPHAN 1973 aufgenommen und ist von KABEL (1982: 125) publiziert worden. Nach Untersuchungen von WEINHOLD (1989) kann die von PRANGE angegebene diskordante Überlagerung an der Steilküste von Schönhagen/Schwansen nicht bestätigt werden. Eine obere diskordante Moräne wird aber in der Lübecker Bucht (Nordwestteil des Brodtener Ufers (KABEL-WINDLOFF 1992)) und an einigen Steilküsten Mecklenburgs beschrieben (u.a. LUDWIG 1964: 97, RÜHBERG 1969, 1987, SCHULZ 1992, STRAHL 1992). An den östlichen Steilküsten der Halbinsel Angeln ist offenbar nur die obere Moräne aufgeschlossen. Als Ergebnis aller Beobachtungen ergibt sich, daß die erosive, diskordante Überlagerung seitlich zum Eishauptstrom und in Stromrichtung, das heißt in Schleswig-Holstein, von Osten nach Westen und Nordwesten hin zunehmend schwächer wird. Entlang dem Hauptstrom wird stark drumlinisiert (STEPHAN 1987).

Die untere Moräne der Kieler Bucht ist nach der Einregelung langachsiger Geschiebe unter einem von Nordosten her vordringenden, die obere Moräne von einem aus Osten vorstoßenden Gletscher abgelagert worden (STEPHAN 1987: fig. 1, 1992a: 194, Abb. 1/2). Die junge Westfließrichtung wurde jedoch im Bereich älterer Tiefenzonen mit vorherrschender Nordost-Südwest-Streckung zunehmend nach Südwest abgelenkt. Zuletzt kam in den innersten Teilen der heutigen Fördetäler auch eine deutlich abweichende Bewegungsrichtung vor, wie z.B. Nord-Süd bis Nordnordwest-Südsüdost in der südöstlichen Umrahmung der Kieler Förde. Südwestrichtung, örtlich auch Südrichtung (Insel Poel) in Mecklenburg (Abb. 1). In der nördlichen Kieler Bucht und in der dänischen Inselwelt floß das Eis nach Nordwesten, im Osten Dänemarks und im Öresund auch nach Norden.

Insgesamt ergibt sich, daß die Eismassen aus dem Gebiet der heutigen östlichen Ostsee zwischen der heutigen südlichen Ostseeküste und Südschweden hindurch weit nach Westen vordrangen und sich im Gebiet der heutigen westlichen Ostsee fächerförmig ausbreiteten (Abb. 1). Die östliche Her-

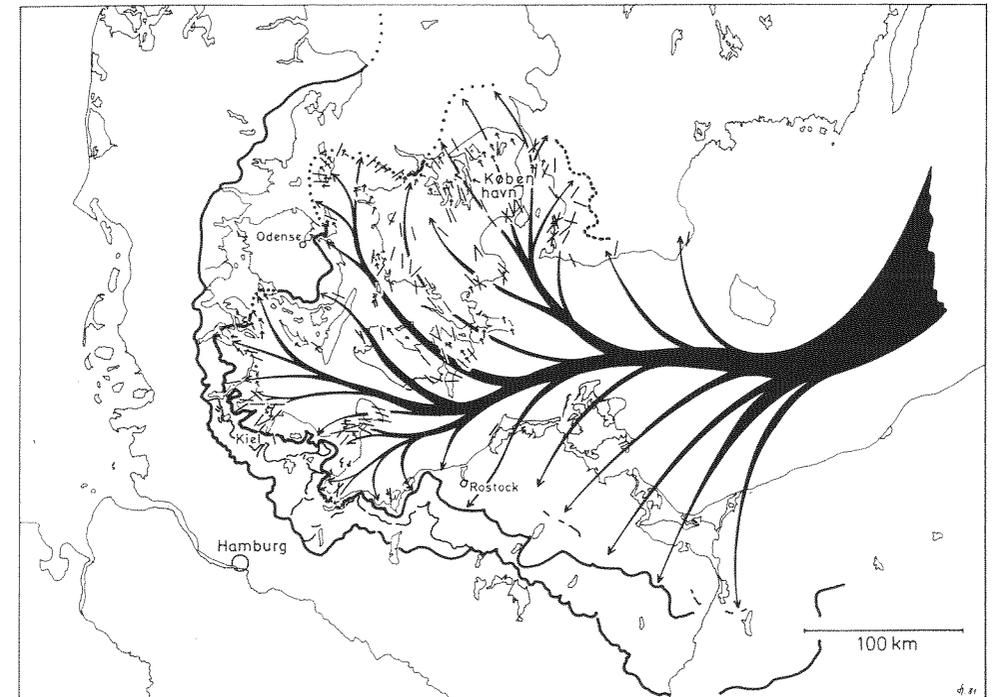


Abb. 1 Die Ausbreitung des Jungbaltischen Eises im Bereich der westlichen Ostsee

Äußere Begrenzungslinie: Gönnebek-(Bordesholm)-Vorstoß/Pommerscher Vorstoß

Innere Begrenzungslinie: Sehberg-Vorstoß/Mecklenburger Vorstoß
Dazwischen verläuft – dünner gezeichnet – die Randlage des Blumenthal-Vorstoßes/Pommersche „Hauptendmoräne“

Schwarze Pfeillinien = Hauptfließlinien;
kurze Striche = örtliche Fließrichtung, abgeleitet aus der Einregelung von Geschieben in der Grundmoräne, gelegentlich durch Gletscherschrammen;

kurze Pfeile = örtliche Stauchrichtung

kunft der Eismassen wird auch durch die Zusammensetzung des glazigen verfrachteten und in den Auslaufgebieten abgelagerten Materials bewiesen. In der Grundmoräne sind verhältnismäßig hohe Anteile paläozoischer Kalke aus dem Untergrund der östlichen Ostsee, besonders der weiteren Umgebung Gotlands charakteristisch und veranlassen die dänischen Glazialgeologen, diesen Vorstoß „jungbaltisch“ zu nennen, im Unterschied zu einem ähnlichen, aber frühen weichselzeitlichen, dem „altbaltischen“ und einem letzten saalezeitlichen, dem „paläobaltischen“ Vorstoß (BERTHELSEN 1973, PETERSEN

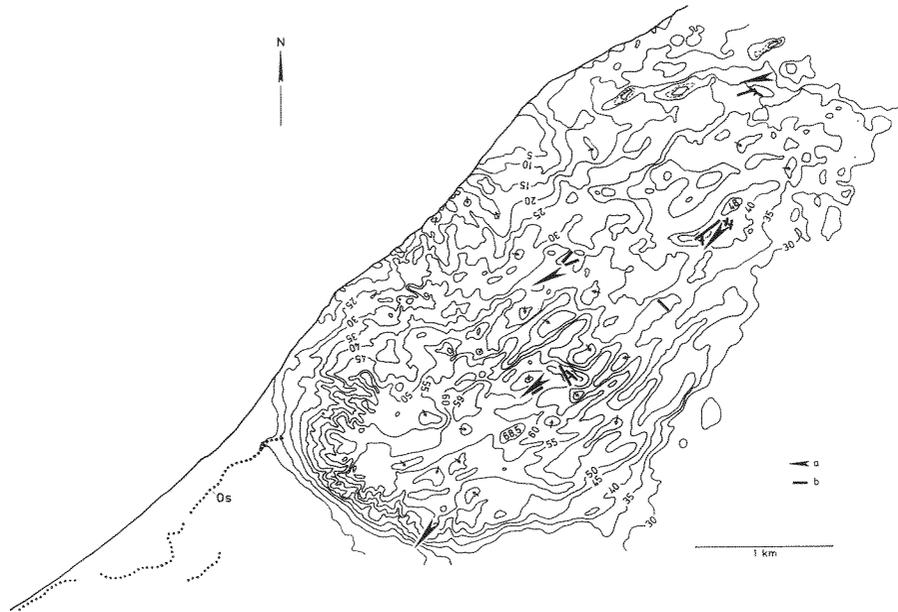


Abb. 2 Die Höhen von Wandelwitz und das Os von Putlos
 Pfeile = Örtliche Fließrichtung des Eises, abgeleitet aus der Einregelung von Geschieben in der oberen Grundmoräne
 Balken = Streichen von Deformationsachsen, z.T. mit Richtung der Einengung

1984, HOUMARK-NIELSEN 1985). Gelegentlich ist in der Grundmoräne in kleinen Linsen, Schmitzen oder Schlieren, aber stellenweise auch lagenartig oder sogar bankartig ein roter Geschiebemergel eingeschlossen. Im Gegensatz zu den meisten präweichselzeitlichen roten bis rotbraunen Geschiebemergeln, die offenbar durch Beimengung von Old Red-Material (rotem Schluff, Ton und Dolomit) gekennzeichnet sind (KABEL 1982: 207f, STEPHAN 1987: 28, 1990), zeichnet den weichselzeitlichen roten Geschiebemergel ein auffallend hoher Anteil roter bis rotvioletter Sandsteine aus, die färbend wirken. Es sind Sandsteine vom Typ des frühkambrischen Nexøsandsteins, wie er heute noch auf der Insel Bornholm ansteht. Diese Feststellung belegt den Zufluß von Eismassen aus dem Osten, über die Umgebung der Insel Bornholm hinweg, in unseren Raum. Einschaltungen dieses Typs wurden zuerst von STEPHAN im oberen Geschiebemergel am „Hohen Ufer“ bei Heiligenhafen beobachtet (vgl. STEPHAN, KABEL & SCHLÜTER 1983: Fig. 316 oder STEPHAN 1985; Abb. 1). Sie kommen verbreitet in der Umgebung von Kiel vor, sind fleckenartig in der Grundmoräne der Halbinsel Schwansen und metermächtig auch auf der dänischen Insel Møn beobachtet und vom Verfasser beprobt worden (Analyse durch KABEL 1982, Anhang, Nr. 23/1).

Interessanterweise gibt es gleichartige Linsen oder Schlieren auch in der jüngsten saalezeitlichen Grundmoräne (qsJG) im mittleren Holstein bis nördlichen Schleswig. Diese Fazies scheint nach Norden hin die durch Old Red-Material gefärbte rote baltische Geschiebemergelfazies zu ersetzen (STEPHAN 1990). Letztere ist bisher in weichselzeitlichen Geschiebemergeln noch nicht gefunden worden, zumindest nicht in Nordwestdeutschland.

3. Erkenntnisse seit 1990

Die von SEIFERT (1954) als weichselzeitlich angesehenen und trotz Einsatzes verschiedener petrographischer Untersuchungsverfahren altersmäßig lange nicht sicher einstuftbaren tieferen Geschiebemergel vom „Hohen Ufer“ bei Heiligenhafen dürften nach jüngsten Untersuchungsergebnissen (STEPHAN 1992) saalezeitliches Alter haben. Das bedeutet, daß der letzte weichselzeitliche Gletschervorstoß das östliche Wagrien viel stärker als bisher angenommen niedergeschliffen hat. Da auf der Insel Fehmarn unterhalb der Exarationsfläche ähnliche Geschiebemergel wie bei Heiligenhafen vorkommen, ist zu vermuten, daß auch der Sockel Fehmarns vorwiegend aus saalezeitlichem Material aufgebaut ist.

Der Gletscher hat nach Untersuchungen des Verfassers nicht nur die Höhen bei Heiligenhafen, sondern auch die Höhen von Wandelwitz, die am höchsten Punkt ca. +69 m NN erreichen, überlaufen und randlich drumlinisiert (STEPHAN 1987: 342). Dabei ist vom Nordostrand ein Einschwenken der dort nach Westsüdwest fließenden Eismassen in die Südwestrichtung festzustellen (Abb. 1, 2). Diese Richtung wird vom Verlauf eines Oses, das der Verfasser bei Kartierarbeiten im Bereich des Truppenübungsplatzes Putlos entdeckte, unterstrichen. Es ist vom Südwestende der Wandelwitzer Höhen bis an die Küste bei Wessek verfolgbar, wo es von der Brandung der Ostsee in einer Steilkante abgetragen wird.

Die Höhen von Wandelwitz haben einen komplizierten, glazialtektonisch entstandenen Innenbau. Die Schichtstörungen sind auf den Druck der aus dem Raum Fehmarn und Heiligenhafen in die Hohwacher Bucht einschwenkenden Eismassen (Druck aus Nordosten, aber auch seitlich aus Nordwesten) und auf den Druck von Eismassen zurückzuführen, die direkt aus dem Nordosten der heutigen Lübecker Bucht, über die Halbinsel Wagrien hinweg, das Höhegebiet erreichten (Druck aus Osten). Derart von unterschiedlich anfließenden Eismassen „in die Zange“ genommen, entstand eine sehr komplex aufgebaute, anfangs subglazial geformte Kompressionsmoräne. Aufschiebungen nach Westen traten noch sehr spät auf, als der Gletscher nach einer ersten Niedertauphase noch einmal verstärkte Aktivität zeigte. Dabei wurden stellenweise auf zuvor eisfrei gewordenen Höhen abgesetzte Beckenschluffe und Fließmergel überschoben, aufgefaltet und schräg von Geschiebemergel überlagert.

Auf Fehmarn ergaben Untersuchungen der Steilküste am Wulfener Berg, daß die weichselzeitliche Ablagerung oberhalb der Diskordanz mit dem Ge-

schiebepflaster nicht – wie von SEIFERT angenommen – einem einzigen jüngeren Gletschervorstoß (Fehmarn-Vorstoß) zuzuordnen ist. Getrennt durch ein Schichtpaket aus glazifluviatilen Sanden (gelegentlich auch Kies) und glazilimnischen Schluffen treten dort zwei Geschiebemergelbänke auf. Beide Geschiebemergel wurden von einem nach Westen fließenden Gletscher abgelagert und können petrographisch nicht unterschieden werden (KABEL 1982). Sie entstammen also derselben Eismasse, die im Gebiet der heutigen Ostsee lag. Die Schmelzwasserabsätze zwischen den beiden Geschiebemergeln wurden beim Überfahren durch den letzten Gletschervorstoß überwiegend erodiert. In einzelnen Bereichen weist noch ein Horizont mit häufigen Sandlinsen im Geschiebemergel auf dieses ehemalige Zwischenmittel hin. Ob der jüngste Vorstoß nur eine begrenzte kleinregionale Ausdehnung hatte oder weiter nach Westen ausgriff, läßt sich nicht entscheiden. Immerhin fällt auf, daß in Dänemark ähnliche Zweiteilungen der jungbaltischen Ablagerung beobachtet wurden. Auch dort ist eine eindeutige Trennung beider Geschiebemergel oft weder petrographisch noch gefügekundlich möglich (SJÖRRING 1983: 178, HOUMARK-NIELSEN 1985: 182).

Als Ergebnis aller bisherigen Untersuchungen und Erkenntnisse läßt sich abrißartig folgendes feststellen:

Bezeichnung Gletscher-Vorstöße	Lithostratigraphie Till-Formationen (Grundmoränen)	Korrelationen	
Warleberg-	qwWB		
Sehberg-	qwSB	Mecklenburger Stadium (b), W3 (b) Beltsee-Vorstoß (c)	Jungbaltischer Vorstoß (c)
Blumenthal-	? (qwBT)	qw3 (a) W2 (b)	Pommersches Stadium (b), Ostjütland-Vorstoß (a)
Gönnebek-	qwBH (Bordesholm-Moräne)	qw2 (a) W2max (b)	Fehmarn-Vorstoß? (a)
Brügge-	qwBG	qw1 (a), Brandenburg/Frankfurter Stadium (b), W1 (b), Weichsel-Hauptvorstoß (c)	
?	?	Altbaltischer Vorstoß (c)	

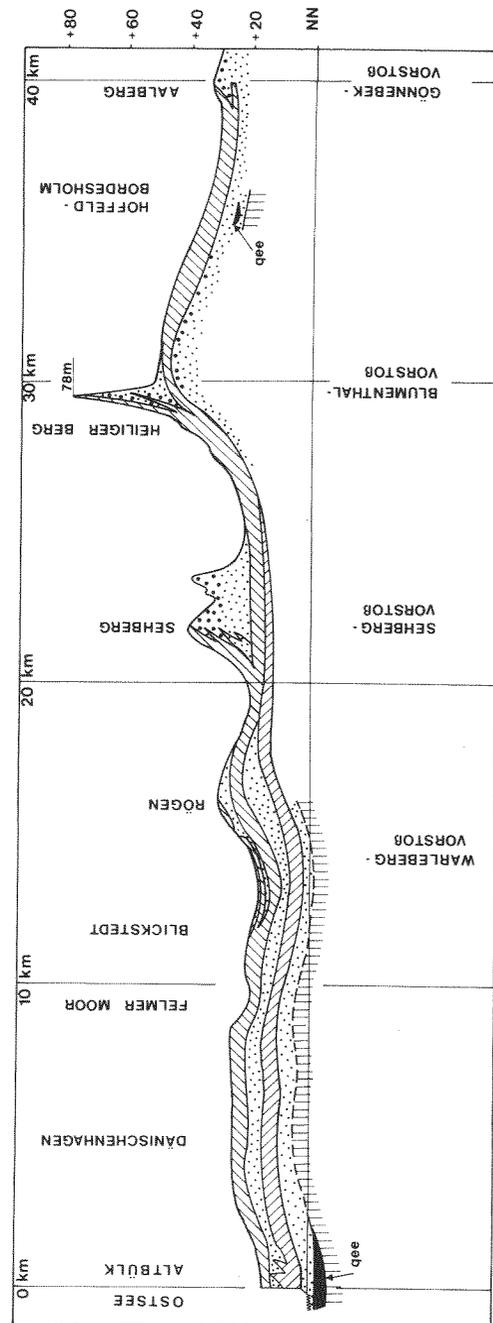
Tab. 1: Die Gletscher-Vorstöße der Weichseleiszeit in Schleswig-Holstein
Korrelationen: a = Schleswig-Holstein, andere Autoren,
b = Mecklenburg, c = Dänemark

- Nach älteren Gletschervorstößen aus Osten und Norden (ANDERSEN 1945, BERTHELSEN 1973, HOUMARK-NIELSEN 1985), die das Gebiet von Schleswig-Holstein nicht erreicht haben, hier bisher jedenfalls nicht nachgewiesen wurden, gab es eine Vergletscherungsphase mit Eiszufluß aus Nordosten (Brügge-Vorstoß, STEPHAN 1979). Während dieses Stadiums wurden offenbar die meisten „unteren“ weichselzeitlichen Geschiebemergel an den schleswig-holsteinischen Steilküsten abgesetzt. Die Vergletscherungsgrenze ist überwiegend unbekannt. In Mittelholstein erreichte das Eis mindestens das Gebiet von Brügge-Groß Buchwald und hinterließ dort die unterste weichselzeitliche Moräne (Brügge-Moräne).
- Eine letzte, ausgeprägte Vergletscherungsphase von stadialem Charakter brachte Eismassen aus dem Gebiet der heutigen östlichen Ostsee in das heutige westliche Ostseegebiet. Mit den dänischen Quartärgeologen möchte der Verfasser diese Phase als *Jungbaltischen Vorstoß* (*Jungbaltisches Stadium*) bezeichnen.
- Das Jungbaltische Stadium läßt sich in zwei Staffeln gliedern. Der erste Vorstoß gelangte bis in das Kattegat, endete in Ostjütland, überdeckte in Schleswig-Holstein den größten Teil der Jungmoränenlandschaft und erreichte streckenweise den Rand der weichselzeitlichen Vergletscherung, wobei ältere weichselzeitliche Gletscherrandlagen überfahren wurden (Abb. 3). Dieser Vorstoß lagerte als Grundmoräne die Bordesholm-Moräne ab (Bordesholm-Vorstoß, STEPHAN 1979). Untersuchungen in den 80er Jahren ergaben, daß er identisch mit dem Gönnebek-Vorstoß (HÖLTING 1958: 65) ist, der bei Gönnebek bis Bornhöved eine Sanderstufe als Endmoränenvertreter hinterließ. Endmoränen sind selten, offenbar vielfach von Schmelzwasserabflüssen zerspült, oder das Eis formte Endmoränen, angelehnt an bereits vorhandene saalezeitliche Höhen wie am Grimmelsberg

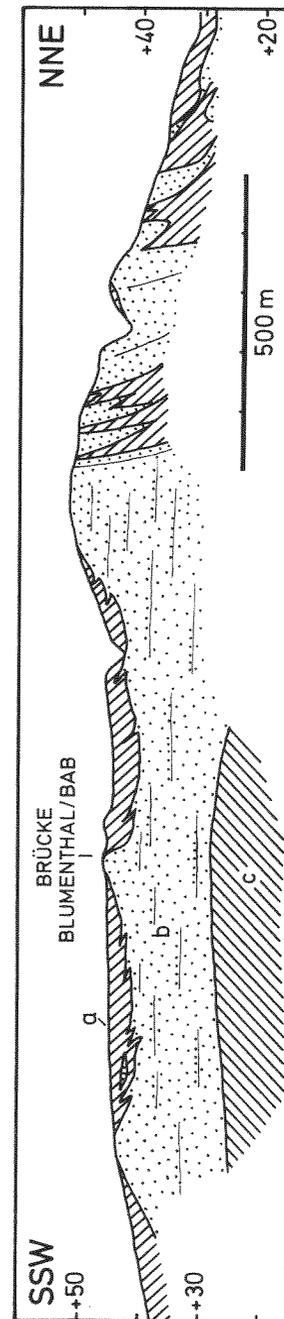
(zu S. 8)

Abb. 3 Schematischer Schnitt von der Ostseeküste bis zum Rand der weichselzeitlichen Vergletscherung
a, b, c: Moränen (tills) des Jungbaltischen, des Brügge- und des saalezeitlichen (paläobaltischen) Vorstoßes;
d: Schmelzwasser- und Beckensedimente
e: Vorwiegend grobe Schmelzwassersande und -kiese
f: Eemzeitliche Sedimente, bei Km 0 marin, von Marienfelde her in den Schnitt projiziert, bei Km 36 limnisch-telmatisch

Abb. 4 Schnitt durch die Blumenthal-Randlage entlang der Autobahn (schematisiert)
a) Grundmoräne des Gönnebek-(Bordesholm)-Vorstoßes mit kurzen Einschüppungen an der Sohle
b) ungestauchte Schmelzwasserablagerungen
c) vermutlich saalezeitliche Grundmoräne
10 x überhöht



oben Abb. 3, unten Abb. 4



und Ahsberg bei Bornhöved, dessen aufgestauchte „paläobaltische“ Moräne (Geschiebeanalyse von G. SCHLÜTER) eemzeitlich verwittert und tiefgründig entkalkt ist.

- In Südostholstein lag die aktive Gletschergrenze, das Lübecker Becken umfassend, südlich von Ratzeburg. Die Grundmoräne dieses Vorstoßes ist höchstwahrscheinlich mit der Verbreitung der Pommerschen Grundmoräne in Verbindung zu bringen, die bis an die Gletscherrandlage W2max (MÜLLER, RÜHBERG & KRIENKE 1993) reicht.
- Nach dieser ersten Aktivitätsphase kam es zu einem großräumigen Niederschmelzen und zum Zerfall der westlichen Eismassen. Der Rand des aktiven Eises lag wahrscheinlich im Bereich der heutigen mittleren Ostsee. Die westliche Ostseesenke war erfüllt von großen Toteismassen. In Schmelzwasserseen wurden u.a. Beckenschluffe abgelagert, in denen sich bei Schlutup eine limnische Fauna fand (GRIPP 1964: 252). Auch das Geweih des Riesenhirsches, das in einer Kiesgrube bei Schlutup gefunden wurde (GUENTHER 1960), mag von einem Tier stammen, das in dieser Zeit in der ostholsteinischen Tundra lebte.
- Aus demselben Ostseegletscher heraus erfolgte dann ein kräftiger zweiter Vorstoß. Er erreichte aber nicht mehr die Ausdehnung des ersten. Er formte eine Staffel im äußeren Bereich der dänischen Belte (Belt- oder Beltsee-Vorstoß) und im östlichen Jungmoränengebiet Schleswig-Holsteins (Sehberg-Vorstoß; STEPHAN, KABEL & SCHLÜTER 1983). Seine Endmoränen umrahmen die Lübecker Bucht. In Mecklenburg ist seine Ausdehnung durch die Verbreitung der Grundmoräne des Mecklenburger Stadiums (EIERMANN 1984) bezeichnet. Ausgeprägte (Stauch)endmoränen wurden um das Goosseebecken, südwestlich von Kiel (Rehmsberg-Söhrenberg-Sehberg), bei Hoheneichen, im Höhegebiet des Pielsberges, um das Neustädter Becken, südwestlich des Hemmeldorfer Sees (Rühberg-Hohelied) und in Mecklenburg in den Höhenzügen der „Rosenthaler Staffel“ gebildet. Es ist festzuhalten, daß die Korrelation der Moränen um die Lübecker Bucht mit der Rosenthaler Staffel schon von THIELE (1938) vorgenommen wurde.
- Der Sehberg- und der Gönnebek(Bordesholm)-Vorstoß scheinen in der westlichen Ostsee, im schleswig-holsteinischen Küstengebiet und im östlichen Jungmoränengebiet weitgehend eine gemeinsame Grundmoräne zu haben. Eine Aufspaltung ist nur gelegentlich erkennbar.
- Die Zusammensetzung beider Grundmoränen ist so ähnlich, daß sie dort, wo sie direkt aufeinanderliegen, nicht voneinander getrennt werden können, wie petrographische Untersuchungen u.a. am Brodtener Ufer ergaben (KABEL-WINDLOFF, zuletzt 1992). Nur bei statistischer Betrachtung größerer Probenzahlen scheint die Grundmoräne des Sehberg-Vorstoßes etwas mehr paläozoische Kalke als die Grundmoräne des Gönnebek-Vorstoßes zu führen.

Bei beiden Staffeln gibt es nach dem ersten weiten Vordringen zurückliegende, jüngere Randlagen, die Reaktivierungsphasen des Gletschers nach einem

stärkeren Niederschmelzen oder Stagnieren anzeigen. Beim Sehberg-Vorstoß sind sie schwach. Trotzdem kann dabei regional eine dünne eigenständige Grundmoräne abgelagert worden sein, wie z.B. nordwestlich von Kiel (Warleberg-Vorstoß; STEPHAN 1992), wo auch noch ein eigener Sander aufgeschüttet wurde (Schinkeler Sander). Lokal wurden auch kleine Endmoränenwälle (SEIFERT 1972) oder sogar kleine Zungenbecken gebildet, wie z.B. nördlich von Grube (ROSS 1993: 57).

Nach dem Gönnebek-Vorstoß aber schuf eine solche Reaktivierungsphase die morphologisch auffallendste Endmoräne der weichselzeitlichen Glaziallandschaft, die Blumenthal-Randlage, die zumindest teilweise als ausgeprägte Stauchmoräne ausgebildet ist. Zu ihr gehören die Stauchmoränen der Hüttener und Duvenstedter Berge.

Besonders interessant ist dabei das Gebiet um Blumenthal selbst. Hier wurde offenbar ein Höhenzug aus der Anfangsphase des Blumenthal-Vorstoßes (STEPHAN et al. 1983: 317), vielleicht im Kern schon aus der Zeit des Brügge-Vorstoßes, der aus mächtigen, ungestauchten Schmelzwassersedimenten aufgebaut ist, überfahren. Nach dem weitesten Vorstoß, der wahrscheinlich den weichselzeitlichen Außenrand bei Ellhorn-Einfeld erreichte, scheint der Gletscher stark niedergeschmolzen zu sein. Das muß über dem überfahrenen Höhenzug zu zwei Effekten geführt haben: Die üblicherweise unter mächtigem Eis ungefrorene oberste Lage des Untergrundes froh an der Gletschersohle fest, ein Vorgang, den man noch heute in den äußeren Zonen rezenter polarer Gletscher beobachten kann (eigene Beobachtungen z.B. auf Spitzbergen, unveröffentlicht). Der reduzierte Eisquerschnitt war nicht mehr in der Lage, die Schubkräfte des Gletschers auf die äußeren Eisteile zu übertragen. Der Eisschild riß auf. Es bildete sich eine neue aktive Eisfront. Die äußeren Gletscherteile, kilometergroße Felder, stagnierten. Sie wurden zu Toteis. Der „lebende“ Gletscherteil preßte und stauchte nun gegen Toteis, eine Situation, in der eine Toteisstauchmoräne im Sinne von GRIPP (1942: 6) entstehen konnte. Bei Blumenthal ist beobachtbar, daß danach an der Nordseite des Höhenzuges zunehmend Tiefenerosion mit phasenweiser Aufschuppung einhergeht. Es entsteht die eigentliche Stauchmoräne am Nordhang. Die Grundmoräne auf der Nordseite liegt heute deutlich tiefer als auf dem Höhenzug und auf dessen Südseite (Abb. 3, 4).

Die weichselzeitliche morphologische Hauptendmoräne entstand also rückwärts (gletscherwärts) vom eigentlichen Außenrand des Vorstoßes durch Überlagerung verschiedener alter positiver Reliefformungen. Ähnliche Bedingungen dürften zur Ausformung der weichselzeitlichen Hauptendmoräne im westlichen Mecklenburg geführt haben, die deutlich innerhalb des von pommerscher Grundmoräne bedeckten Gebietes aufgebaut wurde (MÜLLER et al. 1993).

Die Art der Entwässerung beider Vorstöße war abhängig von der Lage des Eisrandes. Wo der Gönnebek-Vorstoß den äußersten Rand weichselzeitlicher Vergletscherung erreichte wie bei Einfeld, Gönnebek oder Tensfeld, wurden weitflächige Sander aufgeschüttet (Außensander). In den anderen Fällen

konnten die Schmelzwässer sehr oft nicht frei abfließen. Sie wurden von älteren Randlagenbildungen behindert oder aber – und das war überwiegend der Fall – sie mußten über und durch Toteisfelder abfließen. Dabei entstanden

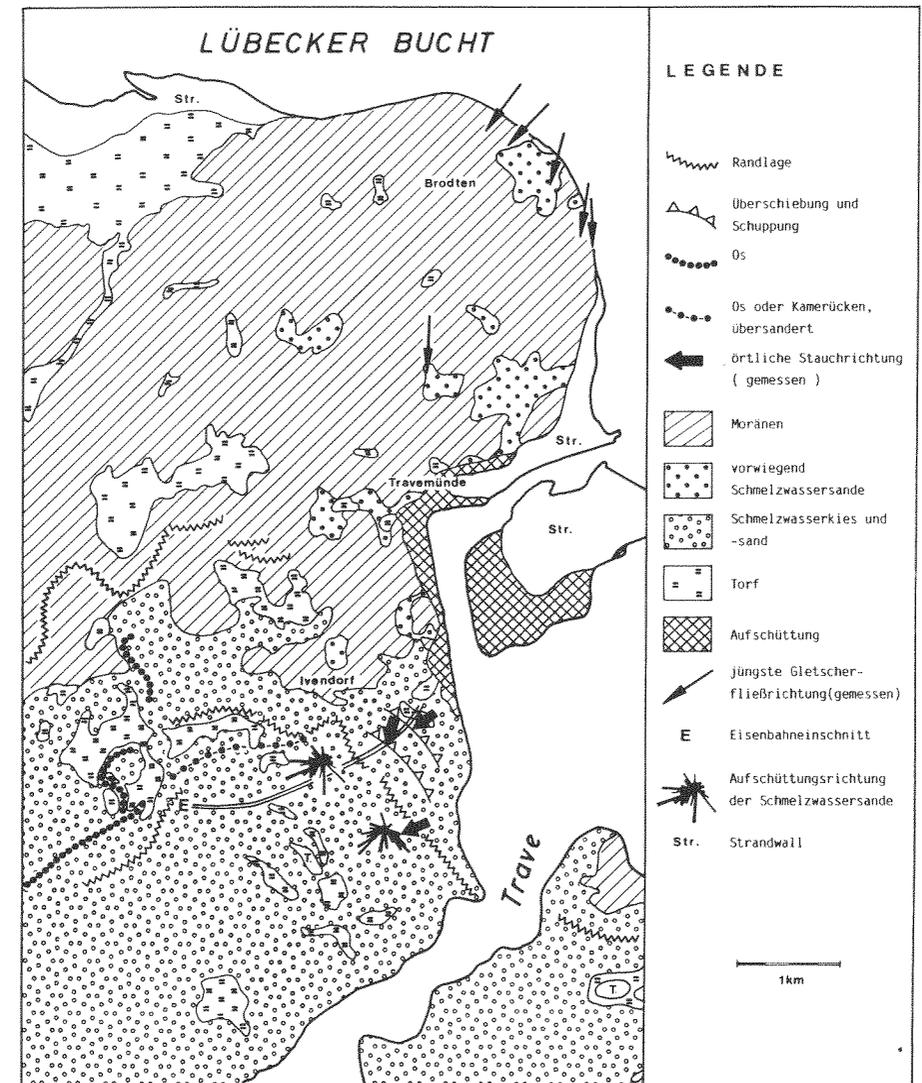


Abb. 5 Skizze zur Landschaftsgenese nordöstlich von Lübeck
 Grundlage: GK 25 Bad Schwartau und Travemünde
 Gletscherfließrichtung abgeleitet aus Messungen von KABEL und von STEPHAN, andere Messungen von STEPHAN

entweder flächige, durch späteres Tieftauen verschütteten Eises oft stark überformte Binnensander unterschiedlicher Größe und Form, so der Süderbraruper Sander, der Schnaaper Sander, der Russeer Sander, der Sander von Kasseedorf-Eutin, der Schwartautal-Sander (ein Saumsander), die Sander von Kreuzkamp und Kücknitz. Oder es kam zu einer linearen Entwässerung, die schmale Rinnensander (z.B. Loiter-Füsinger Au), Oser oder Kamezüge aufschüttete (z.B. Blumenthal/Waldsiedlung-Einfeld oder Rastorf-Preetz). Letztere sind die Füllungen von Tälern, die von den Schmelzwässern in Toteisfelder eingeschnitten wurden und die seit dem Abschmelzen der seitlichen Eismassen unter Reliefumkehr in der Landschaft Hügelzüge bilden. Anfänglich dürften manche Hügelzüge auch subglazial als Os angelegt worden sein. Mischungen von allen drei Entwässerungsformen und Ablagerungen gibt es im Gebiet Pöppendorf-Waldhusen-Siems (Abb. 5).

4. Zusammenfassung

Das letzte Stadium der Weichseleiszeit wird durch einen weit nach Westen und Nordwesten ausgreifenden Gletschervorstoß gekennzeichnet, der Eismassen aus dem heutigen mittleren bis östlichen Ostseebecken in unser Gebiet und bis in das östliche Jütland brachte. Dieser „Jungbaltische Vorstoß“ formte große Teile der schleswig-holsteinischen Jungmoränenlandschaft. Er läßt sich in zwei ausgeprägte Staffeln oder Vorstöße (Gönnebek-Vorstöß und Sehberg-Vorstöß) und eine schwache Nachphase (Warleberg-Vorstöß) gliedern. In Schleswig-Holstein ist aber überwiegend nur eine zugehörige Grundmoräne nachweisbar. Starke Erosion (Exaration) der älteren Glaziallandschaft und Drumlinbildung sind entlang dem Gletscherhauptstrom feststellbar. Dabei wird bei Heiligenhafen und vermutlich auch auf Fehmarn bis auf das Saaleglazial abgetragen. Das Jungbaltische Stadium ist wahrscheinlich mit dem Pommerschen Stadium in Mecklenburg zu korrelieren.

Schriftenverzeichnis

- ANDERSEN, S.A. (1945): Isstrømmenes retning over Danmark i den sidste Istid, belyst ved ledeblokundersøgelser. – Meddr. dansk geol. Foren. **10**: 594–615.
- BERTHELSEN, A. (1973): Weichselian ice advances and drift-successions in Denmark. – Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala **5**: 21–29.
- BIERMANN, J. (1984): Ein zeitliches, räumliches und genetisches Modell zur Erklärung der Sedimente und Reliefformen im Pleistozän gletscherbedeckter Tieflandsedimente – ein Beitrag zur Methodik der mittelmaßstäbigen naturräumlichen Gliederung. – In H. Richter u. K. Aurada (Hrsg.), Umweltforschung. Zur Analyse und Diagnose der Landschaft: 169–183; Gotha (H. Haack).
- GRAHLE, H.O. (1931): Eine neue Eemscholle nördlich Kiel. – Zeitschr. f. Geschiebeforschung **7**: 15–17.
- GRIPP, K. (1942): Die Entstehung der diluvialen Grundmoränenlandschaften und die Frage nach deren recenten Äquivalenten in der Arktis. – Veröff. d. deutsch. wiss. Inst. Kopenhagen **1** (4): 1–12; Kopenhagen.

- GRIPP, K. (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein, 411 S., 57 Taf.; Neumünster (Wachholtz).
- GUENTHER, E.W. (1960): Funde des Riesenhirsches in Schleswig-Holstein und ihre zeitliche Einordnung. – Festschrift für Lothar Zotz: 201–206.
- HECK, H.L. (1932): Die Eem- und ihre begleitenden Junginterglazial-Ablagerungen bei Oldenbüttel in Holstein, mit einem Beitrag „Die Diatomeen aus dem Interglazial von Oldenbüttel“, von Chr. Brockmann – Abh. Preuß. Geol. LA, NF, **140**: 1–80, 3 Taf.
- HÖLTING, B. (1958): Die Entwässerung des würmzeitlichen Eisrandes in Mittelholstein. – Meyniana **7**: 61–98.
- HOUMARK-NIELSEN, M. (1985): Pleistocene stratigraphy and glacial history of the central Denmark. – Bull. Geol. Soc. Denmark **36** (1–2): 1–189.
- KABEL, C. (1982): Geschiebestratiographische Untersuchungen im Pleistozän Schleswig-Holsteins und angrenzender Gebiete. – Diss. Univ. Kiel: 1–231, 47 S. Anhang mit Tab. und Diagr.; Kiel.
- KABEL-WINDLOFF, C. (1992): Das Brodtener Ufer. – DEUQUA '92; 12.–21. September 1992 in Kiel, Exkursionsführer: 205–215 (Geol. Landesamt S.-H.).
- KUBISCH, M. & SCHÖNFELD, J. (1985): Eine neue „Cyprinen-Ton“-Scholle bei Stohl (Schleswig-Holstein). Mikrofauna und Grobfraktionsanalyse von Sedimenten der eemzeitlichen Ostsee. – Meyniana **37**: 89–95.
- LUDWIG, A.O. (1964): Stratigraphische Untersuchungen des Pleistozäns der Ostseeküste von der Lübecker Bucht bis Rügen. – Geologie, Beiheft **42**: 1–143.
- MÜLLER, U., RÜHBERG, N. & KRIENKE, H.-D. (1993): Stand und Probleme der Pleistozänforschung in Mecklenburg-Vorpommern. – 60. Tagung der AG Nordwestdeutscher Geologen, 1.–4. Juni 1993 in Klein Labenz, Kurzfassungen und Exkursionsführer: 5–20.
- PETERSEN, K.S. (1984): Stratigraphical position of Weichselian tills in Denmark. – IN: L.K. Königsson (ed.), „Ten years of nordic till research“, Striae **20**: 75–78.
- PIOTROWSKI, J.A. (1992): Till facies and depositional environments of the upper sedimentary complex from the Stohler Cliff, Schleswig-Holstein, North Germany. – Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd. **84**: 37–54.
- PIOTROWSKI, J.A. (1994): Waterlain and lodgement till facies of the lower sedimentary complex from the Dänischer-Wohld-Cliff, Schleswig-Holstein, North Germany, In: W.P. Warren & D.-G. Croot (eds.), Formation and deformation of glacial deposits, Proc. INQUA Symposium, Ireland 1991: 3–8; Rotterdam (Balkema).
- PRANGE, W. (1975): Gefügekundliche Untersuchungen zur Entstehung weichselzeitlicher Ablagerungen an Steilufern der Ostseeküste, Schleswig-Holstein. – Meyniana **27**: 41–54.
- PRANGE, W. (1979): Geologie der Steilufer von Schwansen, Schleswig-Holstein. – Schr. Naturwiss. Ver. Schlesw.-Holst. **49**: 1–24.
- PRANGE, W. (1987): Gefügekundliche Untersuchungen der weichselzeitlichen Ablagerungen an den Steilufern des Dänischen Wohlds, Schleswig-Holstein. – Meyniana **39**: 85–110.
- PRANGE, W. (1991): Geologie der Steilufer zwischen Kieler Förde und Hohwachter Bucht. – Schr. Naturwiss. Ver. Schlesw.-Holst. **61**: 1–18.
- ROSS, P.-H. (1993): Erläuterungen zur Karte der geowissenschaftlich schützenswerten Objekte in Schleswig-Holstein, 1: 250 000: 1–57 (Geol. Landesamt S.-H.).

- RÜHBERG, N. (1969): Die Geologie der pleistozänen Schichtenfolge am Westkliff von Poel. – *Geologie* **18** (5): 626–637.
- RÜHBERG, N. (1987): Die Grundmoräne des jüngsten Weichsel-Vorstoßes im Gebiet der DDR. – *Z. geol. Wiss.* **15** (6): 759–767.
- SCHULZ, W. (1992): Aufbau des Steilufers zwischen Travemünde und Boltenhagen. – *DEUQUA '92*, 12.–21. September 1992 in Kiel, Exkursionsführer: 217–220 (Geol. Landesamt S.-H.).
- SEIFERT, G. (1952): Gletscherschrammen auf Fehmarn (Schleswig-Holstein). – *Die Naturwissenschaften*, **39**. Jhrg. (23): 551.
- SEIFERT, G. (1953): Das mikroskopische Korngefüge des Geschiebemergels als Abbild der Eisbewegung, zugleich Geschichte des Eisabbaues in Fehmarn, Ost-Wagrien und dem Dänischen Wohld. – *Meyniana* **2**: 124–184, Fototaf. 8–9.
- SEIFERT, G. (1972): Erd- und Landschaftsgeschichte von Grömitz und Umgebung. – In: W.K. Ehlers (Hrsg.), *Grömitz, Vergangenheit und Gegenwart*: 9–23; (Gemeinde Grömitz).
- SJØRRING, S. (1983): The glacial history of Denmark. – In: J. Ehlers (ed.), *Glacial deposits in NW-Europe*: 163–179; Rotterdam (Balkema).
- STEPHAN, H.J. (1971): Glazigeologische Untersuchungen im Raum Heiligenhafen (Ostholstein). – *Meyniana* **21**: 67–86.
- STEPHAN, H.J. (1979): Der Aufschluß Brüggerholz, ein Schlüsselpunkt für das Verständnis der „Jungmoränenlandschaft“ Schleswig-Holsteins. – *Schr. Naturwiss. Ver. Schlesw.-Holst.* **49**: 25–34.
- STEPHAN, H.J. (1985): Exkursionsführer Heiligenhafener „Hohes Ufer“. – *Der Geschiebesammler* **18** (3): 83–99.
- STEPHAN, H.J. (1987): Form, composition and origin of drumlins in Schleswig-Holstein. – In: J. Menzies & J. Rose (eds.), *Drumlin symposium*: 335–345; Rotterdam (Balkema).
- STEPHAN, H.J. (1990): Till stratigraphy in Schleswig-Holstein. – In: E. Lagerlund (ed.), *Methods and problems of till-stratigraphy – INQUA-88 proceedings, LUNDQUA Report* **32**: 26–28; (Lund University).
- STEPHAN, H.J. (1992a): Exkursion B 1 (Ostküste), Erläuterungen zur Route Kiel–Heiligenhafen. – *DEUQUA '92*, 12.–21. Sept. 1992 in Kiel, Exkursionsführer: 192–197; (Geol. Landesamt S.-H.).
- STEPHAN, H.J. (1992b): Das „Hohe Ufer“ bei Heiligenhafen. – *DEUQUA '92*, 12.–21. Sept. 1992 in Kiel, Exkursionsführer: 197–204; (Geol. Landesamt S.-H.).
- STEPHAN, H.J. & MENKE, B. (1977): Untersuchungen über den Verlauf der Weichsel-Kaltzeit in Schleswig-Holstein. – *Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd.* **27**: 12–28.
- STEPHAN, H.J. & MENKE, B. (1993): Das Pleistozän in Schleswig-Holstein. *GLASH* **3**: 19–62. Kiel (Geol. Landesamt S.-H.).
- STEPHAN, H.J., KABEL, C. & SCHLÜTER, G. (1983): Stratigraphical problems in the glacial deposits of Schleswig-Holstein. – In: J. Ehlers (ed.), *Glacial deposits in North-West Europe*: 305–320; pl. 75–77; Rotterdam (Balkema).
- STRAHL, U. (1992): Normalprofil zwischen Klein- und Groß-Klütz-Höved. – *DEUQUA '92*, 12.–21. Sept. 1992 in Kiel, Exkursionsführer: 221–223; (Geol. Landesamt S.-H.).

- THIELE, S. (1938): Diluvialstratigraphische Untersuchungen und Geschiebezählungen in der Umgebung von Kiel. – *Kieler Beiträge zur Geschiebeforschung; Beiheft zur Z. f. Geschiebeforschung und Flachlandsgeologie* **1938**: 20–46; Leipzig.
- WEINHOLD, H. (1989): Untersuchungen am Ostsee-Steilufer bei Schönhagen; Ing. geol. Bericht. – *Geol. Landesamt S.-H., Kiel* (unveröffentlicht).

Anschrift des Verfassers:

Dr. Hans-Jürgen Stephan,
Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein,
Mercatorstr. 7,
D – 24106 Kiel