

Geologie der Steilufer zwischen Kieler Förde und Hohwachter Bucht

Von WERNER PRANGE, Kiel

Mit 6 Abbildungen

Zusammenfassung

An diesen Steilufeln wird ein unterer Geschiebemergel, der vermutlich vom Pommern-Vorstoß der Weichsel-Eiszeit stammt, streckenweise von Schmelzwasser- und Beckenablagerungen der folgenden eisfreien Zeit überlagert. Diese Schichten wurden in der ältesten Tundren-Zeit von dem letzten, dem sog. Fehmarn-Vorstoß mit der wenige Meter mächtigen Decke des oberen Geschiebemergels überlagert.

Dieser letzte Gletschervorstoß hat das Liegende hier nur noch lokal stärker eistektonisch beansprucht. Aus den flächigen und linearen Gefügeelementen wurden der geologische Bau und daraus die Gletscherstauch- bzw. -fließrichtungen bestimmt. In Höhenkarten vom Hinterland der einzelnen Steilufer eingetragen zeigen sie, ebenso wie die Profile an den Steilufeln, wie das flachkuppige Relief entstanden ist: Es läßt sich kaum durch Eisrandlagen bzw. -stillstandslagen oder Stauchungszonen deuten. Vielmehr wird es hier durch das vom letzten Gletschervorstoß vorgefundene, nur überformte und deckenartig überlagerte Relief bestimmt, besonders aber durch in der Nacheiszeit entstandene Erosionstäler zum zunächst noch nicht überfluteten Becken der westlichen Ostsee.

I. Einführung

Mit der glazialgeologischen, besonders der gefügekundlichen Aufnahme aller Aufschlüsse im Weichsel-Glazial zwischen Schlei und Hohwachter Bucht seit 1961 waren auch diese Steilufer Nord-Holsteins untersucht worden (Abb. 6). Erste Ergebnisse liegen bereits vor (PRANGE 1975). Die seitherigen

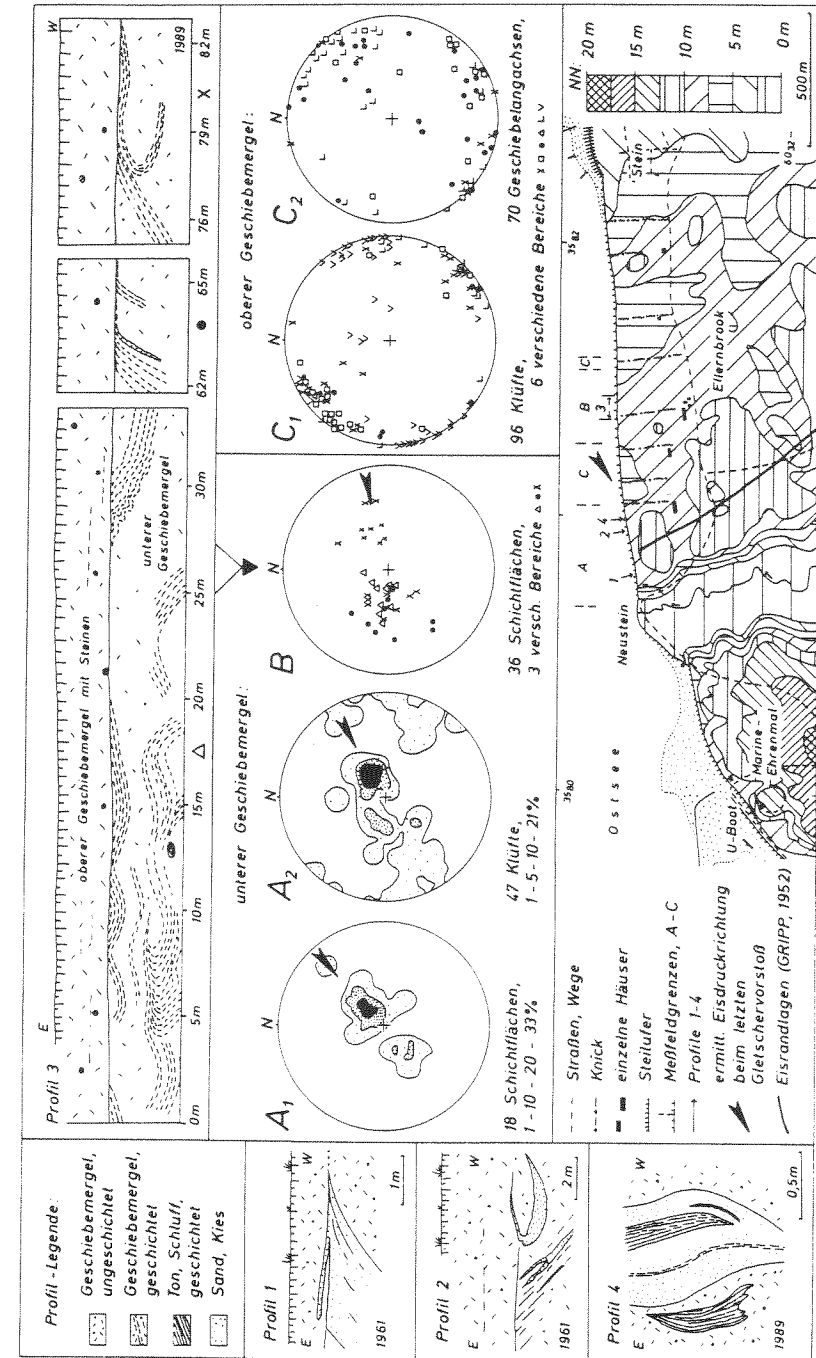
neuen Aufschlüsse wurden untersucht, weil sich an den nach N anschließenden Steilufeln und in deren weiteren Hinterland ergeben hatte, daß der glazialtektonische Bau sogar in kleinen Bereichen sehr verschieden sein kann bzw. die Gefügeelemente starke Streuungen zeigen (PRANGE 1978, 1979, 1987, 1990). So zeichneten sich dort örtlich erst nach Jahren eindeutige Ergebnisse ab.

An diesen Steilufeln entstehen wegen der überwiegend stark tonigen, leicht ausfließenden Sedimente und der geringen Abbrüche (KANNENBERG 1951) nur selten und dann an wechselnden Stellen Aufschlüsse. Erst durch die jahrelange Aufnahme konnten Schichtfolge und Lagerungsverhältnisse geklärt werden. Anhand typischer Profile sowie strukturgeologischer groß- und kleintektonischer Analysen des flächigen und linearen Gefüges wird deutlich, wie die Geschiebelangachsen, Faltenachsen, Abschiebungen, Klüfte und Scherflächen räumlich zueinander angeordnet sind. Aus den ermittelten örtlichen Bauplänen sollten vor allem die Stauchrichtungen beim letzten Gletschervorstoß ermittelt und mit dem glazialmorphologisch gedeuteten Relief nach GRIPP (1952) verglichen werden. Es gibt allein, besonders in der dort flachkuppigen Moränenlandschaft, nur wenige Hinweise über den inneren Bau; das zeigten auch die unterschiedlichen Deutungen in manchen anderen Gebieten. Hier soll nach den Ergebnissen der Aufschlußuntersuchungen deutlich gemacht werden, wo und in wieweit das Relief durch Eisrandlagen bzw. -stillstandslagen oder durch Toteisschwund, Erosion oder das beim letzten Gletschervorstoß vorgefundene und nur geringmächtig überlagerte Relief entstanden ist. Dadurch ergeben sich Anhaltspunkte auch zur glazialmorphologischen Deutung des Reliefs in anderen Gebieten.

Die glazialgeologische kombiniert mit der tektonischen und gefügekundlichen Arbeitsmethode zur Bestimmung der Lagerungsverhältnisse (vgl. auch MÖBUS 1984, 1989; PETERSS 1989 a und b) wurde bereits beschrieben: In möglichst vielen homogenen Meßfeldern in Bezug auf die Sedimente und den tektonischen Bau wurden die verschiedenen Gefügeelemente aufgenommen, die alle nicht allein sondern nur zusammen mit allen anderen geologischen Ergebnissen Aussagen über den inneren Bau erlauben (PRANGE 1975, 1978, 1979).

Dargestellt sind Profile mit dem dazugehörigen Gefüge, das erst ihren räumlichen Bau erklärt, sowie das aus nicht zusammenhängend aufgeschlossenen Bereichen, alle in der dreidimensionalen Lagekugelprojektion des Schmidt'schen Netzes. Die daraus ermittelten Gletscherstau- bzw. -fließrichtungen sind in morphologische Karten des nahen Hinterlandes der einzelnen Steilufeln sowie in eine Übersichtskarte des weiteren Hinterlandes eingetragen. Damit werden die Zusammenhänge zwischen dem inneren Bau und dem Relief bzw. der glazialmorphologischen Deutung nach GRIPP (1952) aufgezeigt.

Mit dieser Arbeit werden die ersten Ergebnisse über diese Steilufeln ergänzt, teilweise auch berichtigt, und damit die erdgeschichtlichen Vorgänge am Ende der Weichsel-Eiszeit deutlich.



II. Der geologische Bau der einzelnen Steilufer zwischen Kieler Förde und Hohwachter Bucht

1. Das Steilufer Stein (Abb. 1)

Das 1,5 km lange und bis 6-8 m über NN hohe Steilufer (Höhenkarte) brach seit 1961 nur gelegentlich an verschiedenen Stellen ab. Dadurch ergab sich allmählich der Schichtaufbau: Es sind durchgehend zwei Geschiebemergel verbreitet. Der untere ragt nur an den höchsten Abschnitten im Westen und in der Mitte des Steilufers über den Strand auf (Höhenkarte, Meßfeld A und B). Er wird diskordant von der Decke des oberen Geschiebemergels überlagert (Profile 1, 2, 4), so daß das heutige Relief das der Oberfläche des unteren Geschiebemergels nachzeichnet.

Der untere Geschiebemergel in Meßfeld A konnte 1961 untersucht werden, bevor ein befestigter Weg am Fuß des Steilufers weitere Abbrüche verhinderte: Dort waren Lagen aus Sand, z. T. mit zerriebener Kreide, in den Geschiebemergel eingeschaltet, wie z. B. in den Profilen 1 und 2. Die Schichten streichen NW-SE und fallen um 30° nach SW ein, einige auch in Gegenrichtung (Diagr. A1). Damit stehen offensichtlich die Klüfte in Zusammenhang, die überwiegend NNW-SSE streichen (Diagr. A2). Der diskordant darüberliegende ungeschichtete obere Geschiebemergel war 2-4 m mächtig.

In der Mitte des Steilufers (Meßfeld B) wurde der untere Geschiebemergel 1989/90 aufgeschlossen: Er war auch dort durch Sand-, Ton- und Schlufflagen geschichtet (Profil 3). Diese gefalteten Schichten, in denen es nur einzelne Klüfte gab, streichen NNW-SSE (Diagr. B); der diskordant darüberliegende ungeschichtete obere Geschiebemergel war knapp 3 m mächtig. Die Diskordanz tauchte nach W zu unter den Strand ab.

Der obere Geschiebemergel (Meßfeld C) war überwiegend ungeschichtet, stark tonig und enthielt Steine und Findlinge. Eine Spalte, ausgefüllt mit senkrecht stehenden Sand- und Kies- bzw. Schluffschichten, verlief in N-S-Richtung (Profil 4).

An diesen niedrigen Abschnitten des Steilufers beiderseits des höheren Mittelteils (Höhenkarte, Meßfeld C) war der obere Geschiebemergel bis 6 m mächtig. Unter der allgemein 2-4 m mächtigen braunen Verwitterungsschicht konnte dort seit 1961 gelegentlich das Gefüge aufgenommen werden, etwa 5 m unter Flur in dem unverwitterten blaugrauen kompakten Geschiebemergel am Fuß des Steilufers: Die wenigen Scherflächen verliefen mehr oder weniger horizontal. Die Klüfte (Diagr. C1) streichen überwiegend NE-SW; sie sind größer und weiter durchhaltend als die untergeordnet vorkommenden in NW-SE-Richtung. Auch die Geschiebelangachsen (Diagr. C2) sind vorwiegend in NE-SW-, wenige in NW-SE-Richtung eingeregelt.

Zusammenfassend ergibt sich für das Steilufer Stein: Der untere Geschiebemergel ist, nach den Schichtflächenmessungen zu schließen, von NE-ENE her gestaucht worden; die Klüfte streichen vorwiegend quer zum Eisdruck. Diese tektonische Beanspruchung wird beim letzten Gletschervorstoß erfolgt

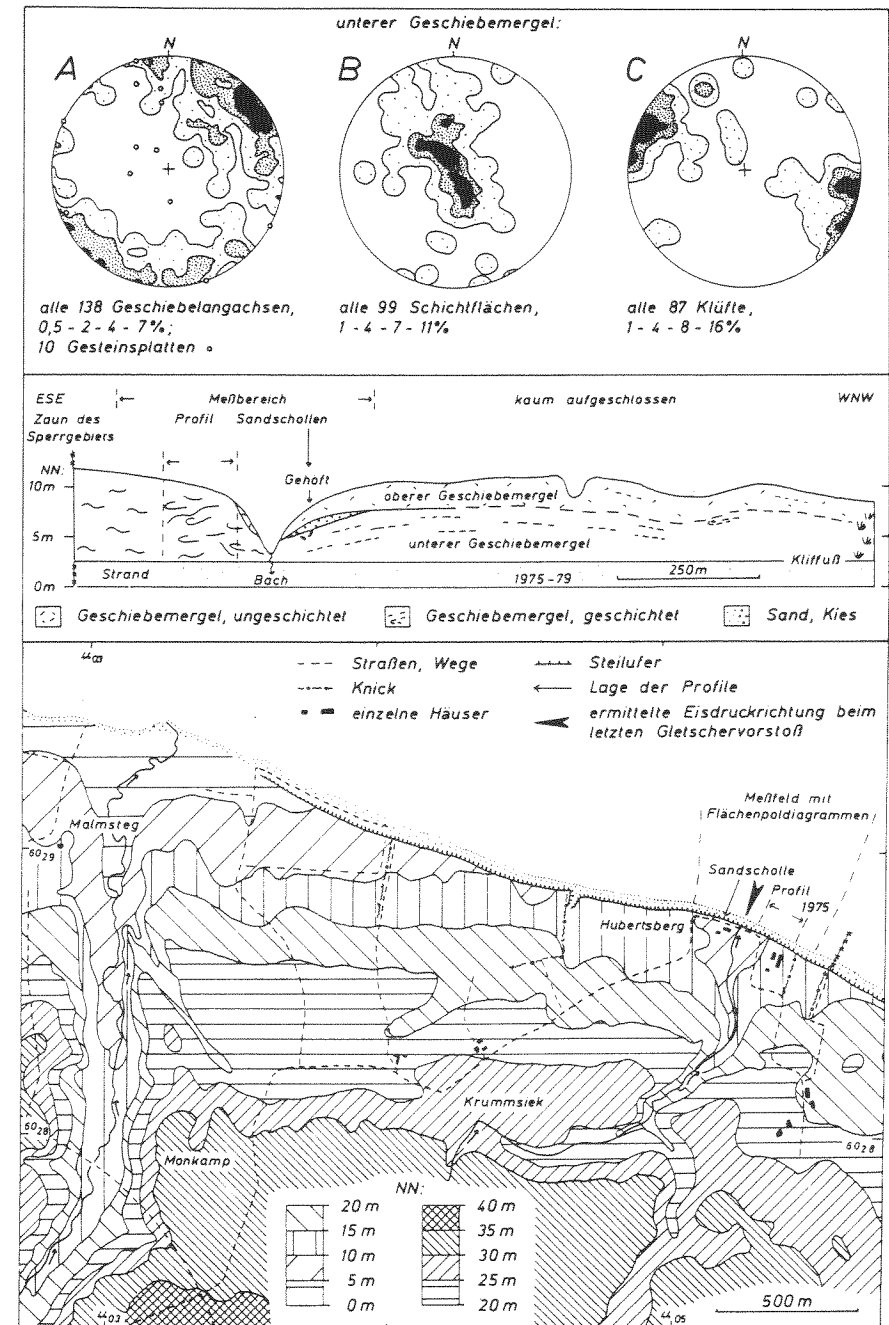


Abb. 2: Das Steilufer Satjendorf

sein, der das Liegende dann großwellig abgeschliffen und diskordant mit der recht gleichbleibend geringmächtigen Decke des oberen Geschiebemergels überlagert hat: Darin sind die Geschiebelangachsen vorwiegend in NE-SW-Richtung eingeregelt; auch die Klüfte, von denen ein Teil vom unteren in den oberen Geschiebemergel zu verfolgen ist, haben überwiegend diese Richtung. Das ist also die des vorgedrungenen Eises und bestätigt die glazialmorphologische Deutung des Reliefs nach GRIPP (1952), nach der eine Eisrandlage vom Steilufer nach SE verläuft (Höhenkarte und Abb. 6).

2. Das Steilufer Satjendorf (Abb. 2)

An diesem Steilufer konnten Aufschlüsse bei Hubertsberg untersucht werden. Von der dortigen Mündung eines Baches steigt das Gelände nach beiden Seiten bis etwa 11 m über NN an (Höhenkarte); der geologische Bau ist jedoch unterschiedlich:

Von der Bachmündung nach WNW zu ist der untere Geschiebemergel durch einige Ton-, Schluff- und Feinsandlagen geschichtet; er liegt nur schwach wellig gleichsinnig wie das Relief. Eine humose Lage bestand nach der pollenanalytischen Untersuchung aus aufgearbeitetem Tertiär (Untersuchung AVERDIECK). Nahe am Bachtal wird der Geschiebemergel von etwa 1 m mächtigen Schmelzwassersanden und Schottern überlagert (Profil); davon findet man Schollen mit erhaltener Schichtung in Spalten des unteren Geschiebemergels, die in Fließrichtung des letzten Gletschervorstoßes verlaufen (vgl. PRANGE 1975: Abb. 5). Der obere Geschiebemergel ist bis etwa 3 m mächtig (Profil); nur wenige Scherflächen sind zu erkennen.

Von der Bachmündung nach ESE zu ist der untere Geschiebemergel dagegen zunehmend gefaltet. Nach der Richtung der Klüfte und Faltenachsen sowie der Einregelung der Geschiebelangachsen in einem längeren Profil zu schließen, erfolgte die Stauchung etwa von N-NNE her (vgl. im einz. PRANGE 1975: Abb. 3). Über diesen hochaufgestauchten Schichten ist oberer Geschiebemergel nur randlich erhalten (Profil).

Nach den Sammeldiagrammen der späteren Messungen zusammen mit denen der früheren im unteren Geschiebemergel sind die Geschiebelangachsen überwiegend in NE-SW- bis NNE-SSW-Richtung eingeregelt (Diagr. A). Das erfolgte offensichtlich beim letzten Gletschervorstoß. Die Schichtflächen streichen vorwiegend E-W (Diagr. B), die Klüfte NNE-SSW (Diagr. C). In diesen Sammeldiagrammen, vor allem in denen aller Geschiebelangachsen und Schichtflächen, deuten sich lokale Unterschiede in der Einregelung bzw. der Stauchrichtung an. Sie hatten sich auch schon in den einzelnen Falten in dem aufgenommenen Profil abgezeichnet (vgl. PRANGE 1975: Abb. 3). Nach allen Diagrammen zusammen ist der letzte Gletschervorstoß an diesem Steilufer von NNW-NE her gekommen, also im Mittel von N-NNE (Höhenkarte). Das stimmt mit dem Relief im nahen Hinterland (Karte) sowie dem Verlauf der aus dem Relief abgeleiteten küstenparallelen Eisrandlagen weiter landeinwärts nach GRIPP (1952) und REINKE (1965) überein (Abb. 6).

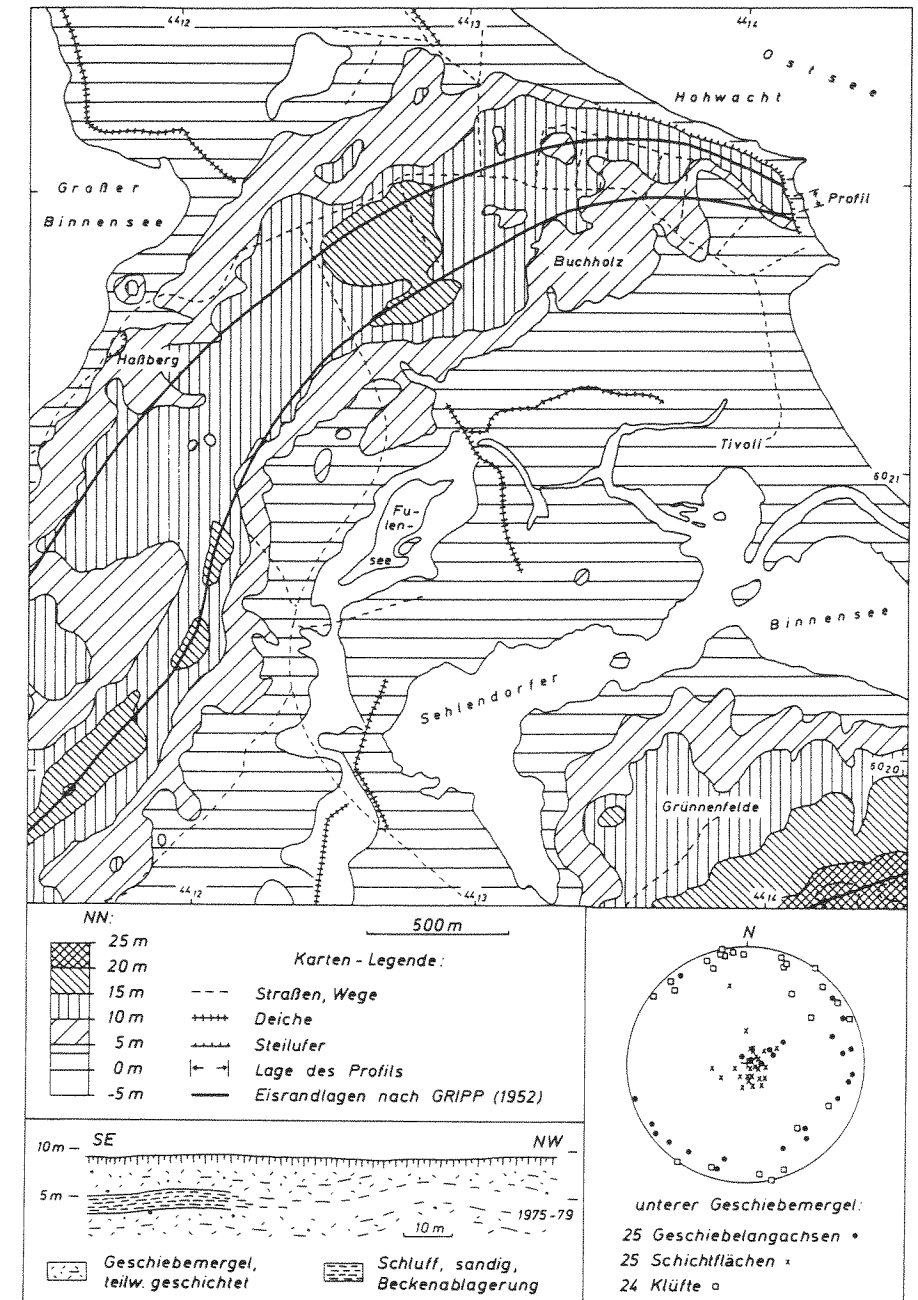


Abb. 3: Das Steilufer Hohwacht

3. Das Steilufer Hohwacht (Abb. 3)

Dort war nur der äußerste, nach E gerichtete Abschnitt eines langgestreckten Höhenrückens zeitweilig etwas aufgeschlossen (Höhenkarte), bevor seit Anfang der achtziger Jahre ein am Fuß des Steilufers angelegter Weg weitere Abbrüche verhinderte. Das angeschnittene Gelände liegt 10-13 m über NN.

Unter 3-4 m mächtigem, im einzelnen nicht aufgeschlossenem oberem Geschiebemergel und 1-2 m Beckenschluffen mit sandigen Lagen konnten 1979 in dem unteren Geschiebemergel ergänzende Messungen zu den früheren (PRANGE 1975) durchgeführt werden: Dieser teilweise durch Sandlagen streifige Geschiebemergel liegt flachwellig (Profil). Die Schichtflächen fallen überwiegend weniger als 20° in verschiedene Richtungen ein; nur eine stärker nach S-SSE einfallende Fläche könnte auf eine Faltenachse in 70°-Richtung hindeuten (Diagr.), zumal dort auch einige lange Geschiebe überwiegend in diese Richtung und quer dazu eingeregelt sind. Ebenso streichen die Klüfte vorwiegend in der 70°-Richtung und quer dazu.

Die zu wenigen möglichen Messungen und ihre große Streuung lassen nicht erkennen, ob es sich nur um Spuren unregelmäßiger Schichtverbiegungen infolge von Sackungsunterschieden über Toteis oder auch um die einer geringen Stauchung handelt. Auch muß offenbleiben, ob hier und in dem langen, nach SW verfolgbareren Höhenzug eine Stauchungszone vorliegt (Höhenkarte). Sie müßte nach der glazialmorphologischen Deutung des Reliefs (GRIPP 1952) von SSE her, von der Futterkamper Gletscherzunge in der Senke des heutigen Sehlendorfer Binnensees verursacht worden sein (Abb. 6). Jedenfalls fielen die Schmelzwasserablagerungen unter der Geschiebemergeldecke in dem Aufschluß Haßberg (vgl. Höhenkarte) 1949 wenig, nach ERNST (1974) nach S ein.

4. Das Steilufer Weißenhaus (Abb. 4 und 5)

Dieses Steilufer war wiederholt, überwiegend in kleinen Bereichen aufgeschlossen; mit den neuen Aufschlüssen können die ersten Ergebnisse (PRANGE 1975) korrigiert werden. Das angeschnittene Gelände erhebt sich 12-21 m über NN (Abb. 5).

Es lassen sich ebenfalls unterer und oberer Geschiebemergel unterscheiden (Abb. 4): Dazwischen liegen streckenweise Beckentone und -schluffe, vor allem aber bis mehrere Meter mächtige Schmelzwassersande und -kiese. Letztere enthalten örtlich viele, wenig gerundete Geschiebemergelgerölle, ein Zeichen kurzer Transportwege. Nach den Schrägschichtungsmessungen zu schließen sind die Sande nicht in südliche Richtung sondern nach ENE geschüttet worden (Abb. 4, Diagr.), möglicherweise zur Grube-Wesseker Niederung hin. Sie soll nach SEIFERT (1963) in der zweiten Vorstoßphase eisfrei gewesen und wahrscheinlich von den Schmelzwässern der in der Hohwacher

Bucht liegenden Gletscher als Abflußweg nach E genutzt worden sein. Die Schmelzwasser- und Beckenablagerungen sind teilweise in Mulden auf dem unteren Geschiebemergel erhalten. Streckenweise trennt nur eine Steinlage die beiden Geschiebemergel, oder auch diese fehlt; dort ist die Diskordanz örtlich an Grundwasseraustritten deutlicher zu sehen.

Der letzte Gletschervorstoß hat den unteren Geschiebemergel bzw. die Schmelzwasser- und Beckenablagerungen nur teilweise tektonisch stärker beansprucht. Dann wurde ein Teil davon abgetragen und der obere Geschiebemergel diskordant über dem Liegenden abgelagert. Nach dem glazialgeologischen Bau unterscheidet sich der lange Westteil des Steilufers von dem kurzen Ostteil (Abb. 4):

Im Westteil sind der untere Geschiebemergel bzw. die daraufliegenden Schmelzwasser- und Beckenablagerungen gar nicht, schwach oder nur lokal stärker aus ihrer ursprünglich etwa horizontalen Lagerung verstellt worden (Abb. 4): Nur wenige Schichtflächen fallen über 50° ein (Abb. 5, Diagr. A). Streckenweise sind einige Dezimeter unter der Basisfläche des oberen Geschiebemergels parallel dazu eine oder mehrere Scherflächen in den Schmelzwasserablagerungen ausgeprägt.

Die Schichten streichen vorwiegend NE-SW; nur lokal in einer Falte streichen die Sandschichten, Geschiebemergel/Sand-Trennflächen und Klüfte etwa N-S. Die Geschiebelangachsen ergaben keine deutliche Einregelung, wenn auch lokal N-S- und E-W-Richtungen etwas vorherrschen. Zusammengekommen deuten die Ergebnisse von diesem Abschnitt des Steilufers auf einen Eisdruck etwa von NW her hin. Der 4-6 m mächtige obere Geschiebemergel überlagert den unteren diskordant (Abb. 4); Schichtung und Scherfugen verlaufen dem flachkuppigen Relief parallel.

Im Ostteil des Steilufers sind die Schmelzwasserablagerungen beim letzten Gletschervorstoß stark gefaltet worden (Abb. 4): Nach wiederholt eingemessenen Schichtflächen ergab sich eine Faltenachse in NNE-SSW-Richtung; demnach erfolgte die Stauchung von WNW (Abb. 5, Diagr. B). Der diskordant darüberliegende obere Geschiebemergel ist über der Stauchungszone geringmächtiger als an den anderen Abschnitten des Steilufers.

An der Oberfläche des unteren Geschiebemergels wurden seit 1975 mehrfach Spalten beobachtet. In sie waren Schollen aus Schmelzwassersanden hineingepreßt worden. Das muß in gefrorenem Zustand erfolgt sein, denn die Schichtung war erhalten, wie Abb. 5 zeigt. Die Spalten hatten W-E- bis WNW-ESE-Richtung, also die der ermittelten Fließrichtung beim letzten Gletschervorstoß.

An diesem Steilufer muß der Eisdruck also beim letzten Gletschervorstoß von NW-WNW her gekommen sein. Im nahen Hinterland zeichnet sich das morphologisch nicht ab, zumal das flachkuppige Relief dort durch Erosionstäler kleiner Auen zur Küste hin bestimmt wird (Abb. 5). Die ermittelte Eisdruckrichtung ließe sich nur mit dem SE-Rand der von GRIPP (1952) morphologisch ermittelten Futterkamper Gletscherzunge in Verbindung bringen (Abb. 6).

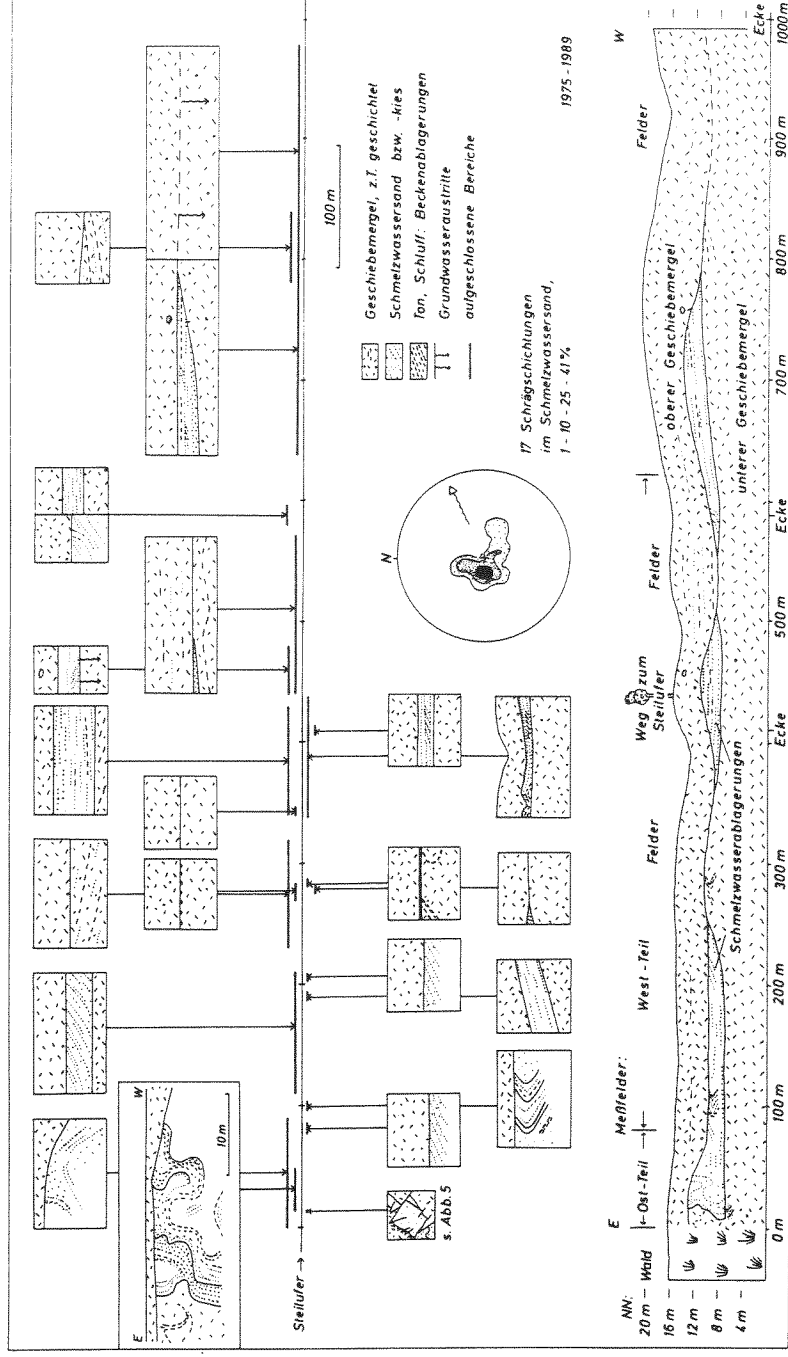


Abb. 4: Das Steilufer Weissenhaus

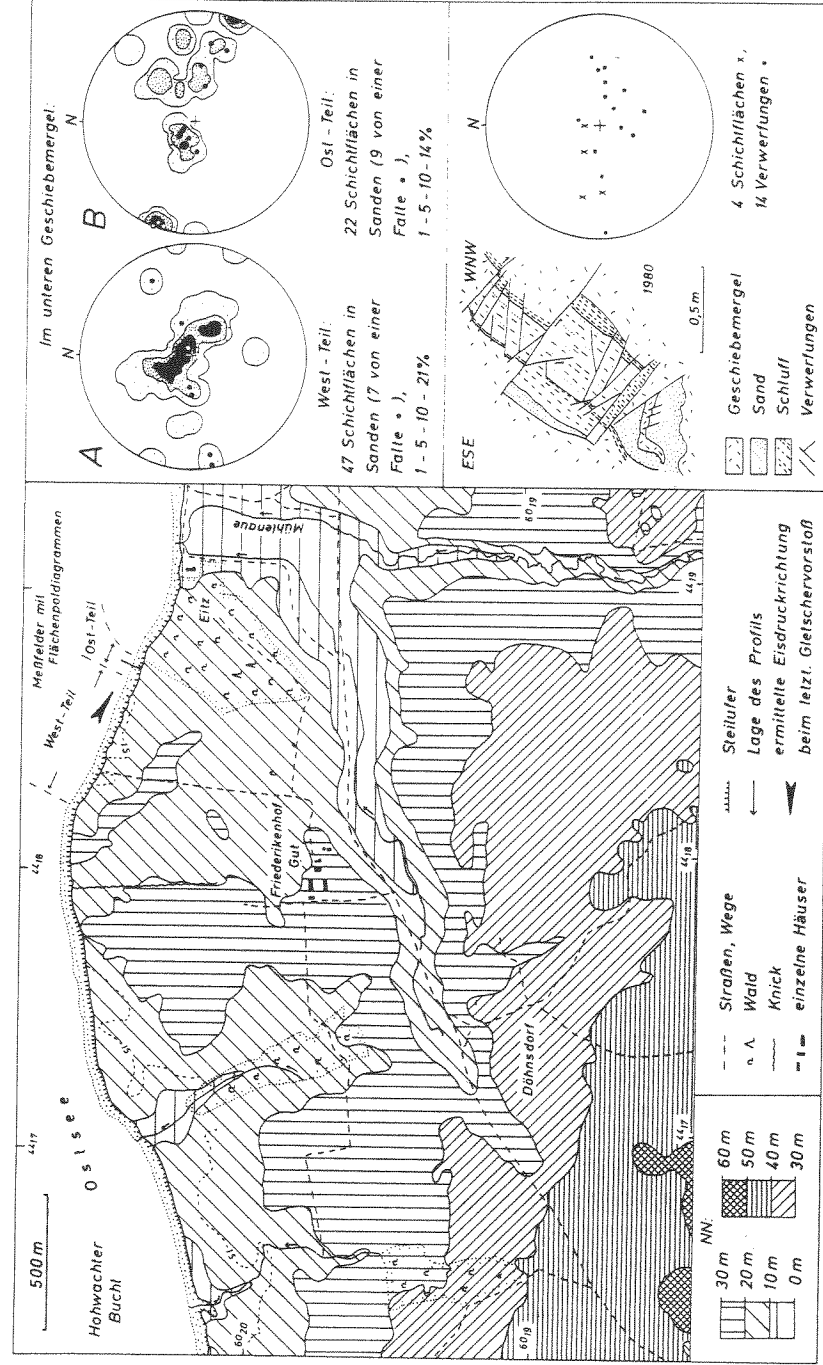


Abb. 5: Das Steilufer Weissenhaus

III. Diskussion der Ergebnisse

An diesen Steilufern lassen sich ebenso wie an denen von Schwansen und dem Dänischen Wohld sowie im Hinterland (PRANGE 1979, 1987, 1990), zwei Geschiebemergel unterscheiden, zwischen denen streckenweise Schmelzwasser- und Beckenablagerungen eingeschaltet sind. Da der untere Geschiebemergel und die hangenden Schmelzwasserablagerungen teilweise gestaucht sind und diskordant von dem oberen Geschiebemergel überlagert werden, handelt es sich um Ablagerungen zweier Gletschervorstöße:

Der untere Geschiebemergel ist teilweise durch Ton-, Schluff- und Sandlagen geschichtet und wird überwiegend im unteren, schuttreichen Teil des Eises entstanden sein (lodgement till). Er stammt wahrscheinlich vom Pommern-Vorstöß, könnte aber auch älter sein; denn die geringmächtigen Geschiebemergeldecken der letzten weichseleiszeitlichen Gletschervorstöße konnten wegen ähnlicher Geschiebespektren infolge von Aufarbeitung von Liegendmaterial noch nicht unterschieden werden (vgl. STEPHAN et al. 1983).

Die Schmelzwasser- und Beckenablagerungen wurden von dem zurückgewichenen Eisrand mit den Schmelzwässern herantransportiert und vorwiegend in Senken der glazigenen Hügellandschaft abgelagert. Geschiebemergelgerölle zeigen, daß örtlich Geschiebemergel abgetragen wurde.

Der obere Geschiebemergel, der diskordant auf dem unteren bzw. auf den Schmelzwasserablagerungen liegt, ist recht gleichbleibend wenige Meter mächtig, auf den überfahrenen Erhebungen überwiegend geringmächtiger als in den Senken. Dort ist unter der verwitterten Schicht die ursprüngliche Textur erhalten und der Geschiebemergel vorwiegend massig und dicht und kaum horizontal gebändert. Jedenfalls der untere, nicht verwitterte Teil wird in der Basiszone des Gletschers entstanden sein (lodgement till): Die Geschiebelangachsen sind überwiegend in Eisfließrichtung eingeregelt, untergeordnet auch eisrandparallel; die Scherflächen zeichnen im allgemeinen die flachkupige Lagerung nach. Die örtlich etwas sandigeren Partien im Bereich der Verwitterungsschicht könnten auch ausgeschmolzener Geschiebemergel sein (melt-out till). Der Eisrand wird rasch zurückgewichen sein, denn auch in diesem Gebiet findet man auf dem oberen Geschiebemergel keine Schmelzwasser- oder Beckenablagerungen.

Die glazialtektonische Beanspruchung des Liegenden war hier, im Randgebiet dieses letzten Gletschervorstößes, überwiegend gering; nur einige kleinere Bereiche sind stärker gestaucht. Das war auch an den Steilufern in N sowie im Hinterland der Fall (PRANGE 1978, 1987, 1990). Ursachen werden sein der unterschiedliche Eisdruck entsprechend dem vorgefundenen Relief, die verschiedenen Sedimente bzw. ihre Konsistenz sowie die nur noch geringe Eismächtigkeit.

Die Richtungen der Geschiebelangachsen, Klüfte und Abschiebungen stehen mehr oder weniger miteinander in Beziehung. Sie zeigen auch hier Haupt-, teilweise auch Nebenmaxima, überwiegend parallel bzw. quer zum Faltenbau. Diese Zusammenhänge fanden auch BÜLOW, HEERD, LUDWIG 1961;

EHLERS, STEPHAN 1983; MÖBUS 1984, 1989; PETERSS 1989 a und b; STEPHAN 1971). Die Maxima der Richtungen der Geschiebelangachsen und Klüfte weichen z. T. etwas von einander ab, offensichtlich weil sie nacheinander bei schon etwas veränderten Druckverhältnissen entstanden (vgl. auch EHLERS, STEPHAN 1983). Aus dem glazialtektonischen Bau konnten die Gletscherstauch- bzw. -fließrichtungen beim letzten Gletschervorstöß abgeleitet werden:

Aus der Lage der Schichtflächen ließen sich die Achsen der gestauchten Schichten und damit die Eisdruckrichtungen ermitteln.

Die Einregelung der langen Geschiebe im Geschiebemergel, die nach RICHTER (1932, 1936) überwiegend in Eisfließrichtung und in gestauchten Geschiebemergeln parallel zum Eisrand erfolgte, ist inzwischen an vielen Geschiebemergeln untersucht und bestätigt worden. Umstritten ist jedoch, ob sie in vom Eis überfahrenen Geschiebemergeln umgeregelt wurden (GOLDTHWAIT 1971). Beispiele gibt es für beides, offensichtlich bedingt durch lokale Unterschiede des Eisdrucks und die Zusammensetzung der Geschiebemergel. Am Steilufer Satjendorf scheint die Umregelung eingetreten zu sein, denn die Maxima der Geschiebeeinregelung im unteren Geschiebemergel stimmen dort mit der ermittelten Stauchrichtung beim letzten Gletschervorstöß überein. Auch an den Steilufern des Dänischen Wohlds (PRANGE 1987) war das stellenweise der Fall, ebenso in anderen Gebieten (McCLINTOCK, DREIMANIS 1964; RAMSDEN, WESTGATE 1971).

Aus der Neigung der Geschiebelangachsen ergeben sich generell keine Beziehungen zur Vorstoßrichtung des Eises; das stellte auch PETERSS (1989 a und b) in Mecklenburg-Vorpommern fest. Nach einigen Diagrammen fallen die Achsen überwiegend zum Vorland zu ein, nach anderen gegen das Eis (vgl. PRANGE 1975, 1978). NIELSEN (1983), NIELSEN, HOUMARK-NIELSEN (1983) und LINEBACK (1971) bringen Beispiele dafür, daß die meisten der in Fließrichtungen des Eises eingeregelten Langachsengeschiebe gegen das Eis einfallen.

Die Klüfte streichen vorwiegend in Richtung des letzten Gletschervorstößes, ein zweites geringeres Maximum 90° dazu, wie auch EHLERS und STEPHAN (1985) sowie PETERSS (1989 b) in anderen Gebieten feststellten. Quer zur Vorstoßrichtung des Eises vorherrschende Klüfte können nach EVENSEN (1971) ein Zeichen verzögerten Fließens sein. Die Klüfte werden bei der tektonischen Beanspruchung des Liegenden beim letzten Gletschervorstöß oder nachher durch Druckentlastung entstanden sein, zumal sie z.T. durch den oberen Geschiebemergel verfolgt werden können.

In Spalten an der Oberfläche des unteren Geschiebemergels, die parallel und quer zu den Faltenachsen verlaufen, sind beim letzten Gletschervorstöß zerscherte Schollen der hangenden Schmelzwassersedimente hineingepreßt worden. Sie müssen gefroren gewesen sein, denn die Schichtung blieb erhalten. Solche in Verbindung mit der Stauchung entstandene Spalten wurden kürzlich auch im Mo-ler am Limfjord gefunden; dort waren aber Schmelzwassersedimente hineingespült worden (PEDERSEN, PETERSEN 1988).

Die Stauchung des Liegenden wird, abgesehen von kleinen Wellen, vor dem Eisrand erfolgt sein, denn die großen Strukturen sind dann von dem darüberhinwegfließenden Eis gekappt worden. Das Liegende wurde nicht horizontal niedergeschliffen sondern nur großwellig geglättet.

Der obere Geschiebemergel stammt von dem sog. Fehmarn-Vorstoß, dem letzten Gletschervorstoß, der Schleswig-Holstein erreichte; das Eis kam von E. Dieser Vorstoß, von dem der obere Geschiebemergel in der Kieler Bucht stammt (WINN, AVERDIECK, WERNER 1982), bedeckte nur noch die Randgebiete Schleswig-Holsteins an der Ostseeküste; das Eis drang lobenartig unter Ausnutzung des vorgefundenen Reliefs vor: Die geringmächtige Geschiebemergeldecke läßt sich von den Steilufeln von Schwansen, dem Dänischen Wohld sowie dem dortigen Hinterland (PRANGE 1978, 1979, 1987, 1990) über das Gebiet dieser Steilufer und landeinwärts nach Ost-Wagrien und Fehmarn verfolgen (SEIFERT 1954; STEPHAN 1971; STEPHAN, MENKE 1977). Auch die Geschiebemergeldecke an der Lübecker Bucht Ost-Holsteins (STREHL 1976) und die an der Rosenthaler Staffel in Nord-Mecklenburg (BÜLOW, HEERD, LUDWIG 1964; LUDWIG 1964; RÜHBERG 1969; SCHULZ 1965) sowie der Geschiebemergel in Süd-Fünen und Seeland vom Langeland-Vorstoß (BERTHELSEN 1973, 1979; HOUMARK-NIELSEN 1987; SJÖRRING 1977, 1983; PETERSEN 1978) stammen sehr wahrscheinlich von diesem Vorstoß. Er wird in die älteste Tundren-Zeit datiert, zwischen Meiendorfer Interstadial (13 500 – 13 200 BP) und Bölling Interstadial (13 000 – 12 000 BP) (DUPHORN 1979). Zur Problematik dieser Datierung vgl. BOCK et al. (1985), BRÜCKNER (1954) und STEPHAN, MENKE (1977).

Das Relief im nahen Hinterland dieser Steilufer ist flachkuppig. Wie auch hier schon die teilweise unterschiedlichen glazialmorphologischen Deutungen zeigen (GRIPP 1952; REINKE 1965), kann es nur lokal Eisrandlagen wieder spiegeln. Das bestätigt der Vergleich des Reliefs mit den Profilen der Steilufer sowie den dort ermittelten Gletscherstauchrichtungen (Abb. 1–3, 5):

Die Stauchrichtungen spiegeln sich nur ganz lokal im Relief wider. Es zeichnet aber teilweise das des überfahrenen und nur großwellig geglätteten Liegenden nach, das der recht gleichbleibend wenige Meter mächtige obere Geschiebemergel nur deckenartig überlagert; das hatte sich auch an den anderen untersuchten Steilufeln sowie in deren Hinterland gezeigt (PRANGE 1979, 1987, 1990). Andererseits ist das Relief hier überwiegend erst entstanden, nachdem das Gebiet eisfrei geworden war: Das erfolgte einerseits durch den Schwund von unterschiedlich mächtigem Toteis, im nahen Hinterland dieser Steilufer aber vor allem durch die Erosionstäler zu dem zunächst noch nicht überfluteten tiefen Becken der westlichen Ostsee. Durch diese verschiedenen Vorgänge wird auch das Relief anderer flachkuppiger Moränenlandschaften entstanden sein; deswegen lassen sich dort morphologisch kaum Eisrandlagen rekonstruieren.

Die an diesen Steilufeln ermittelten Gletscherstauch- bzw. -fließrichtungen passen jedoch gut zu den weiter landeinwärts von GRIPP (1952) morphologisch ermittelten Eisrandlagen (Abb. 6): Dort ist das vom letzten Gletschervor-

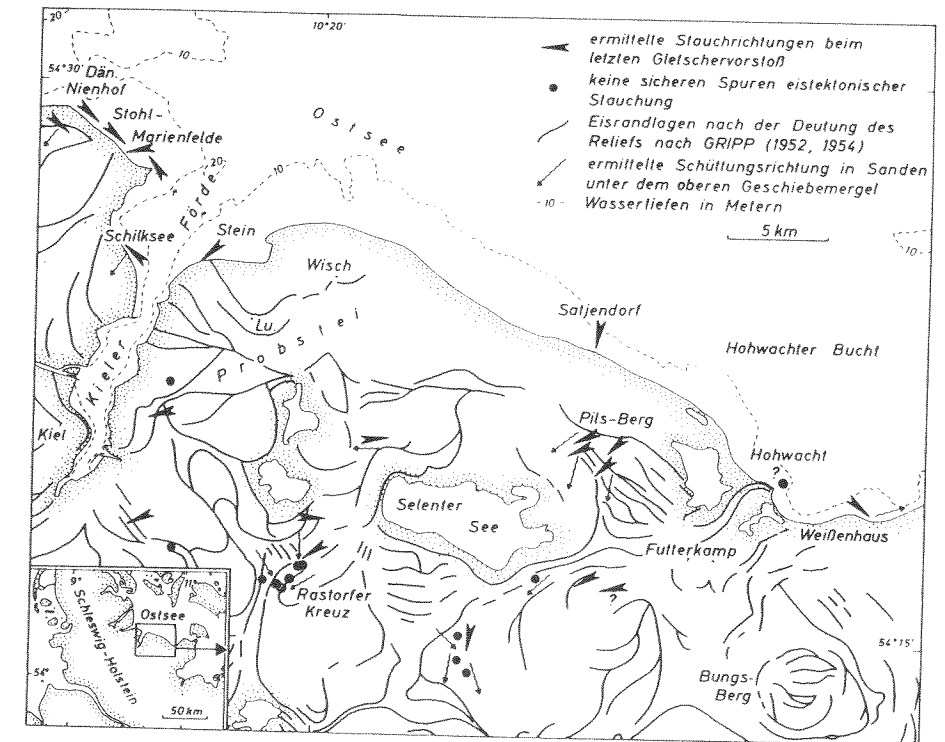


Abb. 6: Die Steilufer zwischen Kieler Förde und Hohwacher Bucht. Die aus den gefügekundlichen Untersuchungen ermittelten Eisfließrichtungen im Vergleich mit der glazialmorphologischen Deutung des Reliefs nach GRIPP (1952)

stoß geschaffene Relief viel stärker und deshalb weniger durch spätere Überprägungen verändert worden.

IV. Literatur

- BERTHELSEN, A., 1973: Weichselian ice advances and drift successions in Denmark. – Bull. Geol. Inst. Univ. Upps., N. S. 5: 21–29, Uppsala.
- BERTHELSEN, A., 1979: Contrasting views on the Weichselian glaciation and deglaciation of Denmark. – Boreas 8: 125–132.
- BOCK, W.; MENKE, B.; STREHL, E.; ZIEMUS, H., 1985: Neue Funde des Weichsel-spätglazials in Schleswig-Holstein. – Eiszeitalter und Gegenwart 35: 161–180, Hannover.
- BRÜCKNER, G. H., 1954: Artefakte der Jüngerer Hamburger Stufe in einer Grundmoräne bei Ostseebad Grömitz. – Meyniana 2: 191–192, Kiel.
- BÜLOW, K. von; HEERDT, S.; LUDWIG, A. O., 1961: Geologische Diplomarbeiten aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Rostock 1955 bis 1959. A. Küstengeologische Untersuchungen. – Geologie 10: 97–103, Berlin.

- DUPHORN, K., 1979: The Federal Republik of Germany. In: V. Gudelis and L.-K. Königsson (eds.): The quaternary history of the Baltic. – Acta Univ. Ups. Symp., Univ. Ups., Annum Quingentesium Celebrantis: 1. Uppsala.
- EHLERS, J.; STEPHAN, H.-J., 1983: Till fabric and ice movement. – In: Ehlers, J. (ed.): Glacial Deposits in North-West Europe: 267–274, A. A. Balkema, Rotterdam.
- ERNST, T., 1974: Die Hohwachter Bucht. Morphologische Entwicklung einer Küstenlandschaft Ostholsteins. – Schr. Naturwiss. Ver. Schlesw.-Holst. **44**: 47–96, Kiel.
- EVENSON, E. B., 1971: The relationship of macro- and microfabric of till and the genesis of glacial landforms in Jefferson County, Wisconsin. – In: Goldthwait, R. P. (ed.): Till, a Symposium: 345–364, Ohio State Univ Press, Columbus.
- GOLDTHWAIT, R. P., 1971: Introduction to till, today. – In: Goldthwait, R. P. (ed.): Till, a Symposium: 3–26, Ohio State Univ. Press, Columbus.
- GRIPP, K., 1929: Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. – Abh. Naturwiss. Ver. Hamburg **22**: 145–249, Hamburg.
- GRIPP, K., 1952: Die Entstehung der Landschaft Ost-Holsteins. – Meyniana **1**: 119–129, Neumünster.
- HOUMARK-NIELSEN, M., 1987: Pleistocene stratigraphy and glacial history of the central part of Denmark. – Bull. geol. Soc. Denmark **36**: 1–189, København.
- KANNENBERG, E.-G., 1951: Die Steilufer der Schleswig-Holsteinischen Ostseeküste. – Schrift. Geograph. Inst. Univ. Kiel **XIV**, H. 1, 101 S., Kiel.
- LINEBACK, J. A., 1971: Pebble orientation and ice movement in South-central Illinois. – In: Goldthwait, R. P. (ed.): Till, a Symposium: 328–334, Ohio State Univ. Press, Columbus.
- LUDWIG, A. O., 1964: Stratigraphische Untersuchung des Pleistozäns der Ostseeküste von der Lübecker Bucht bis Rügen. – Geologie **13**, Beih. 42: 1–143, Berlin.
- McCLINTOCK, P.; DREIMANIS, A., 1964: Reorientation of till fabric by overriding glacier in the Lawrence Valley. – Amer. Jour. Sci. **262**: 133–142.
- MÖBUS, G., 1984: Strukturtektonische Arbeitsmethoden in der Glazialtektonik. – Z. geol. Wiss. Berlin **12**, 3: 335–347.
- MÖBUS, G., 1989: Geologische Probleme bei der Klärung der Lagerungsverhältnisse quartärer Bildungen. – Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, Mathem.-naturwiss. Reihe **38**, 1–2: 39–42.
- NIELSEN, P. E., 1983: The lithology and genesis of Danish tills. – In: Ehlers, J. (ed.): Glacial Deposits in North-West Europe: 193–196, A. A. Balkema, Rotterdam.
- NIELSEN, P. E.; HOUMARK-NIELSEN, M., 1983: Till fabric. – In: Ehlers, J. (ed.): Glacial Deposits in North-West Europe: 207–209, A. A. Balkema, Rotterdam.
- PEDERSEN, S.A.S.; PETERSEN, K. S., 1988: Sand-filled wedges in glaciotectionally deformed mo-clay on the island of Fur, Denmark. – In: Croot (ed.): Glacitectionics: Forms and Processes: 185–190, A. A. Balkema, Rotterdam.
- PETERSEN, K. S., 1978: Anwendung glazialtektonischer Untersuchungen bei der geologischen Kartierung in Dänemark. – Eiszeitalter und Gegenwart **28**: 126–132, Öhringen/Württ.
- PETERSS, K., 1989 a: Schlußfolgerungen aus tektonischen Analysen von Lockergesteinen im Norden der DDR. – Z. geol. Wiss. **12**: 1099–1107, Berlin.
- PETERSS, K., 1989 b: Zur Ermittlung der Eisbewegungsrichtung im Nordteil der DDR. – Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, Mathem.-naturwiss. Reihe **38**, 1–2: 42–53.
- PRANGE, W., 1975: Gefügekundliche Untersuchungen zur Entstehung weichseleiszeitlicher Ablagerungen an Steilufern der Ostseeküste, Schleswig-Holstein. – Meyniana **27**: 41–54, Kiel.
- PRANGE, W., 1978: Der letzte weichselzeitliche Gletschervorstoß in Schleswig-Holstein – das Gefüge überfahrener Schmelzwassersande und die Entstehung der Morphologie. – Meyniana **30**: 61–75, Kiel.
- PRANGE, W., 1979: Geologie der Steilufer von Schwansen, Schleswig-Holstein. – Schr. Naturwiss. Ver. Schlesw.-Holst. **49**: 1–24, Kiel.
- PRANGE, W., 1987: Gefügekundliche Untersuchungen der weichseleiszeitlichen Ablagerungen an den Steilufern des Dänischen Wohlds, Schleswig-Holstein. – Meyniana **39**: 85–110, Kiel.
- PRANGE, W., 1990: Glazialgeologische Aufschlußuntersuchungen im weichselzeitlichen Vereisungsgebiet zwischen Schleswig und Kiel. – Meyniana **42**: 65–92, Kiel.
- RAMSDEN, J.; WESTGATE, J. A., 1971: Evedence for reorientation of a till fabric in the Edmonton Area, Alberta. – In: Goldthwait, R. P. (ed.): Till – a Symposium: 335–344, Ohio State Univ. Press, Columbus.
- REINKE, H., 1965: Die stereographische Luftbildanalyse als Hilfsmittel zur Moränen-gliederung. – Schr. Naturwiss. Ver. Schlesw.-Holst. **36**: 91–93, Kiel.
- RICHTER, K., 1932: Die Bewegungsrichtung des Inlandeises, rekonstruiert aus den Kritzern und Längsachsen der Geschiebe. – Zeitschr. f. Geschiebeforsch. **8**: 62–66, Leipzig.
- RICHTER, K., 1936: Gefügestudien am Engabrae, Fondalsbrae und ihren Vorlandsedimenten. – Zeitschr. f. Gletscherkunde **24**: 22–30, Leipzig.
- RÜHBERG, N., 1969: Die Geologie der pleistozänen Schichtfolge am Westkliff von Poel. – Geologie **18**: 626–637, Berlin.
- SCHULZ, W., 1965: Die Stauchmoräne der Rosenthaler Staffel zwischen Jatznick und Brohm in Mecklenburg und ihre Beziehungen zum Helpter Berg. – Geologie **14**: 564–588, Berlin.
- SEIFERT, G., 1954: Das mikroskopische Korngefüge des Geschiebemergels als Abbild der Eis-Bewegung, zugleich Geschichte des Eis-Abbaues in Fehmarn, Ost-Wagrien und dem Dänischen Wohld. – Meyniana **2**: 124–190, Kiel.
- SEIFERT, G., 1963: Erdgeschichte der Grube-Wesseker Niederung. – Jahrb. f. Heimatkunde im Kreis Oldenburg/Holstein, Jahrg. 1963: 34–44, Oldenburg/Holst.
- SJØRRING, S., 1977: Glacialtectonik og istidsgeologi. – Dansk Natur – Dansk Skole, Årskrift 1977: 31–44.
- SJØRRING, S., 1983: The glacial history of Denmark. – In: Ehlers, J. (ed.): Glacial Deposits in North-West Europe: 163–179, A. A. Balkema, Rotterdam.
- STEPHAN, H.-J., 1971: Glazialgeologische Untersuchungen im Raum Heiligenhafen (Ostholstein). – Meyniana **21**: 67–86, Kiel.
- STEPHAN, H.-J.; KABEL, C.; SCHLÜTER, G., 1983: Stratigraphical problems in the glacial deposits of Schleswig-Holstein. – In: Ehlers, J. (ed.): Glacial Deposits in North-West Europe: 305–320, A. A. Balkema, Rotterdam.

- 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, Berlin, Stuttgart.
- STREHL, E., 1976: Eisrandlagen und eiszeitliche Entwässerung im Gebiet Süsel – Luschendorf (Ostholstein). – Schr. Naturwiss. Ver. Schlesw.-Holst. **46**: 5–12, Kiel.
- WINN, K.; AVERDIECK, F.-R.; WERNER, F., 1982: Spät- und postglaziale Entwicklung des Vejsnaes-Gebietes (Westliche Ostsee). – Meyniana **34**: 1–28, Kiel.

Anschrift des Verfassers:

Dr. Werner Prange,
Geologisch-Paläontologisches Institut
und Museum der Universität,
Olshausenstr. 40
D-2300 Kiel