

DIE WÜRMZEITLICHEN EISBEWEGUNGEN UND DER VERLAUF DER DEGLAZIATION IM KATTEGAT UND IM SÜDÖSTLICHEN SKAGERRAK

Von

ÅKE HILLEFORS*)

Abstract

In the investigated area an older icestream has come from the E. N. E., the Sweden-ice, and a younger from the N. N. W., the Kattegat-ice that has oscillated over the utmost parts of the Swedish West-Coast as the Sweden-ice melted away from the coast. The Kattegat-ice pushed probably forward as a tongue in the Deep Channel (»Djupa Rännan«) outside and parallel to the Swedish coast-line, where the water level in the Late-glacial times was about 60–80 m higher than nowadays. Judging from all facts the Kattegat-ice has been caused by a successive transition of the drainage of the inlandice. As the ice grew thinner, the ice-masses in the depressions were more vigorous relative to the ice-masses on the heights, which receded to the E. N. E. Thus, the oscillation may not indicate any deterioration of the climate.

EINLEITUNG

Die Frage nach dem sogenannten Kattegat- oder Norwegen-Eis, das während einer frühen oder späten Phase der Würm-Vereisung die schwedische Westküste tangiert haben soll, ist seit einem Jahrhundert in der schwedischen quartärgeologischen Forschung diskutiert worden. Eine Übersicht hierüber habe ich in einem früheren Aufsatz (HILLEFORS, 1967 a) aus Anlass der Entdeckung von einer Eisbewegung von NNW auf den Inseln Hallands Svartskär und Rön ausserhalb der Onsala-Halbinsel gegeben. – Die Studien von der äussersten Küstenzone wurden aktuell in Zusammenhang mit den Deglaziationsuntersuchungen im Kattegat und auf Jütland von KARL GRIPP (1967).

In diesem Aufsatz werden die Ergebnisse einer regionalen Untersuchung der Eisbewegung in den westlichsten Teilen der schwedischen Westküste vorgelegt. Eine Diskussion über den Verlauf der Deglaziation und über das Zeitschema wird angeschlossen.

PROBLEMSTELLUNG

Die Problemstellung kann in den folgenden Sätzen dargelegt werden:

1. Die von K. GRIPP (1967) vorgelegte Hypothese, in der Kartenskizze Fig. 6 l. c. veranschaulicht, ist auf schwedischem Boden zu prüfen.

*) Geographisches Institut, Universität Lund.

2. Die Grenzen, d. i. die Ausbreitung, des Eisstromes von NNW*), der schon auf Hallands Svartskär und Rön (HILLEFORS, 1967 a) festgestellt worden ist, sind näher zu bestimmen.
3. Die Mächtigkeit, Erosionsfähigkeit etc. des NNW-Eises sind zu untersuchen.
4. Die Art und der Verlauf der Deglaziation in dem Kattegat, besonders in seinen östlicheren Teilen, und in dem südöstlichen Skagerrak sind zu skizzieren.
5. Das Zeitschema der Deglaziation ist aufzuzeigen.

METHODISCHES

Die Feld-Arbeit bestand zunächst in Studien der Glazialschrammung, der sogenannten Felsenanalyse. Ferner sind die Moränen, Klappersteine**) und Leitblöcke notiert worden. Das Dokumentieren ist mittels umfassender Photographierung durchgeführt worden.

Um die Grenzen des Kattegat-Eises festzustellen, wurde die Schrammeninventur nach Profilen in ungefähr ost-westlicher Richtung vollbracht. Dabei zwang die Natur des Schärenhofes zu verschiedenen Einschränkungen, schon durch die Schwierigkeit, an diesen kleinen Inseln und Schären zu landen.

Die Schrammenobservationen sind auf einer Karte, Tafel 1, zusammengestellt worden, wo auch die Tiefenverhältnisse nach den Seekarten angegeben worden sind.

DIE GLAZIALSCHRAMMUNG

Die Beschreibung fängt mit den Gebieten im S an. Über die Profile 1, 2 usw. wird von W gegen O berichtet. Die wichtigsten Inseln sind mit ihren Namen auf der Karte, Tafel 1, verzeichnet. Die Lage der übrigen Inseln kann, indem man von diesen ausgeht, ungefähr bestimmt werden (sonst wird auf die schwedischen Seekarten Nummer 92, 93, 925, 931 und 932 hingewiesen).

1. a) *Klåback*. Ausschliesslich Schrammen N 59 O (siehe HILLEFORS, 1967 a S. 85-86).
- b) *Balgö*. Ältere Schrammen von NNO und NO sowie auch ältere von O, aber keine von N oder NW (siehe HILLEFORS, 1967 a und b).
2. a) *Hallands Svartskär und Rön*. Das ONO-Eis hat Rundhöcker, Tröge usw. ausskulptiert. Vereinzelt jüngere Schrammen, zu dem ONO-Eis gehörend, aber teils auch mehr östliche, teils mehr nordöstliche kommen vor. Die Inseln sind aber ganz von dem Kattegat-Eis überflossen worden; jüngste Schrammen kommen von NNW und auch NW (siehe HILLEFORS, 1967 a).

*) Dieser Eisstrom von NNW wird hier künftig das Kattegat-Eis genannt. Der Name müsste eigentlich weiter gegen N Skagerrak-Eis lauten, da die Grenze zwischen dem Skagerrak und dem Kattegat zwischen Skagens Odde und Pater-Nosterschären gezogen wird. Aber als das Skagerrak-Eis wird schon eine andere Eismasse bezeichnet, u. a. in der norwegischen Quartärgeologie (B. G. ANDERSEN, 1965 S. 102, 113).

**) Klappersteine: etwa kopfgrosse Strandgerölle ohne Feinmaterial.

- b) *Die Westseite der Onsala-Halbinsel.* Ausschliesslich Schrammen von NO und ONO (THORMARK, 1950; SANDEGREN, 1952 und 1953; HILLEFORS, 1967 a).
3. a) *Yttre Tislarna.* Die mittlere von den drei Halbinseln zeigt auf ihrem westlichen Drittel (ungefähr W von dem Gipfel-Steinhügel) und vor allem auf Amphibolit-Gängen jüngste Schrammen von NNW. Solche konnten aber nicht auf den östlichen Teilen der Insel aufgefunden werden. Auf den östlichsten Observationspunkten mit NNW-Schrammen waren diese nur einige cm bis einige dm lang, aber auf der äussersten Spitze im W kommen zahlreiche, lange und tiefe Schrammen-Systeme N 19, 28 und 53 W vor. Ältere Schrammen von ONO herrschen vor. Diese ältere Eisbewegung hat die Felsen geformt. Dazu wurden Schrammen aus NNO und auch OSO angetroffen, die jünger als die Schrammen von ONO, aber älter als die von NNW sein dürfen.
- b) *Inre Tislarna.* NNW-Schrammen konnten auf den tief verwitterten Adergneis-Felsen nicht beobachtet werden.
4. a) *Donsö Svartskär.* Auf Amphibolitschlieren 15 m S von dem Leuchtturm bis an einem westgewendeten, steilen Felsenabhang kommen jüngere Schrammen N 8, 26 und 32 W zusammen mit dem vorherrschenden, älteren Schrammen-System N 69-72 O sporadisch vor. Der Adergneis ist tief verwittert, Einzelheiten des Glazialschliffes sind daher verwischt.
- b) *Lökholmen.* Auf der nördlichen Halbinsel und W von den grossen Klappersteinmassen, die die Insel ungefähr in eine westliche und eine östliche Hälfte teilen, kommen vielerorts Schrammen aus NNW vor. Auf ufernahen Felsen auf der Westseite der nördlichen Halbinsel wurden jüngere Schrammensysteme mit der Richtung N 23 W sowie ältere N 68-70 O beobachtet. W von dem grossen Klappersteinwall mitten auf der Insel wurden jüngere Schrammen N 33 W und ältere N 68 O angetroffen und ca. 5 m unter dem Gipfel der nördlichen Halbinsel wurden jüngere N 18 W und ältere von N 62 O notiert. O von dem grossen Klappersteinwall konnten keine NNW-Schrammen entdeckt werden. Die höchsten Gipfel des Ost-Teiles der Insel - 10 m ü. N. N. - sind von ONO her geschrämmt.
- c) *Mävholmen (N von Lökholmen).* Gut bewahrte Glazialschrammung N 65-75 O auf allen Teilen der Insel, aber Schrammen von NNW wurden nicht einmal auf den gegen W und NW gut exponierten Felsenflächen angetroffen.
- d) *Vrångö (O von Lökholmen).* Ausschliesslich ONO-Schrammen.
5. a) *Vinga.* Der ältere Eisstrom mit Glazialsulptur N 76-78 O und einige jüngere, abgelenkte Schrammen N 96 O auf der steil abfallenden N-Seite der Insel. Auf zwei kleinen Rundhöckern in der Bucht zwischen den beiden Halbinseln und an dem Hafen auf der S-Seite der südlichen Halbinsel in offener Lage gegen N wurden ältere Schrammen N 75-80 O und jüngere N 20 O sowie jüngste N 33 W angetroffen.
- b) *Buskär.* Auf der kleinen Halbinsel NW von dem Leuchtturm kommen schön skulptierte Rundhöcker vor. Der älteste Eisstrom ist N 70 O, ein jüngerer Eisstrom N 57 O und ein jüngster Eisstrom von N mit deutlichen, meterlangen Schrammen vertreten. Die ältesten Schrammen N 70 O treten als Fragmente auf, die Schleifung N 57 O hat die Felsenskulptur stark umgeformt (Abb. 1). - W von dem Leuchtturm ein Rundhöcker mit älteren Schrammen N 65 O und jüngeren N 50 O. Hier war also infolge der Leelage der ältere Schliff besser bewahrt als die des jüngeren Nördlichen Eisstromes.
- c) *Galterö huvud (NW-Spitze von Galtö).* Ausschliesslich Schrammen N 65 O.
6. a) *Fotö (Fogdö).* Die äusseren westlichen Teile der NW-Halbinsel (an den Seezeichen) weisen mehrere Felsenflächen mit älteren Schrammen N 59-60 O, jüngere N 35-40 O und jüngste N 22-25 (-60?) W auf.
- b) *Söö (unmittelbar O von Fotö).* Auf der NW-Spitze treten auf einigen ebenen Felsenplatten ältere Schrammen von N 65-75 O auf, jüngere N 45-48 O und jüngste N 25 (-60?) W. - An dem Fährlandungsplatz



Abb. 1. Die vorherrschenden Schrammen N 57 O mit Glazialsulptur aus derselben Richtung. Nur ein kleiner Rest der älteren Schleifung von N 70 O ist übrig (diagonal von unten links gegen oben rechts), da die Felsenfläche sich in exponierter Lage zu der jüngeren Eisbewegung befindet. Die jüngste Eisbewegung von N ist hier durch feine Ritzen registriert (siehe der Kompass, der mit seinem Spiegel-Deckel gegen N zeigt). – Buskär, nördliches Ufer, N von dem Leuchtturm.

hat der jüngere Eisstrom N 43 O Facetten geschliffen auf den Stosseiten der Rundhöcker, die von dem älteren, N 73 O Eis ausgeformt worden sind (Abb. 2).

7. a) *Hönö*. (Profil über den südlichen Teil der Insel). Ältere Schrammen N 72 O und ein kleines System von jüngeren, kürzeren Schrammen N 30 W auf einer Felsenfläche 800 m WSW von der Kapelle. Bis zu der Spitze der Randmoräne im SO und in der Bucht auf Felsenflächen, gegen NW gewendet, herrschen ältere Schrammen N 50 O vor neben jüngeren, kürzeren N 44, 48 W. O von der Randmoränenspitze scheint eine jüngere Eisbewegung N 50 O (vergl. vorhergehend) eine Stosseite mit älteren Schrammen N 72 O facettengeschliffen zu haben. – Die Entwicklung der Eisbewegung war also: N 72 O → N 50 O → N 20 W → N 44–48 W.
8. a) *Hönö*. (Profil über den nördlichen Teil der Insel). Auf den westlichsten Spitzen treten NNW-Schrammen (N 10, 19, 40 W) besonders auf niedrigen, flachen Schlifflflächen, hier auch auf Adergneis, am deutlichsten auf Amphibolit, auf (Abb. 3). Aber auch auf einigen höher gelegenen Felsen kommen spärliche NNW-Schrammen (N 30 W) vor. Auf einem kleinen abzweigenden Gebirgstiel in der Meerenge (Röds Sund) zwischen Hönö und Öckerö (N von Punkt 34) kommen auf einer gegen N abfallenden Seite ältere Schrammen N 72–76 O sowie einige jüngere N 10 O und jüngste N 34, 57 W vor. Im N von Heden sind auf der Ostseite der Insel auf einem kleinen Felsen ältere Schrammen N 70 O und jüngere, kurze von N 30 W beobachtet worden. Übrigens wurden keine NW-Schrammen auf den Ostteilen Hönös notiert.

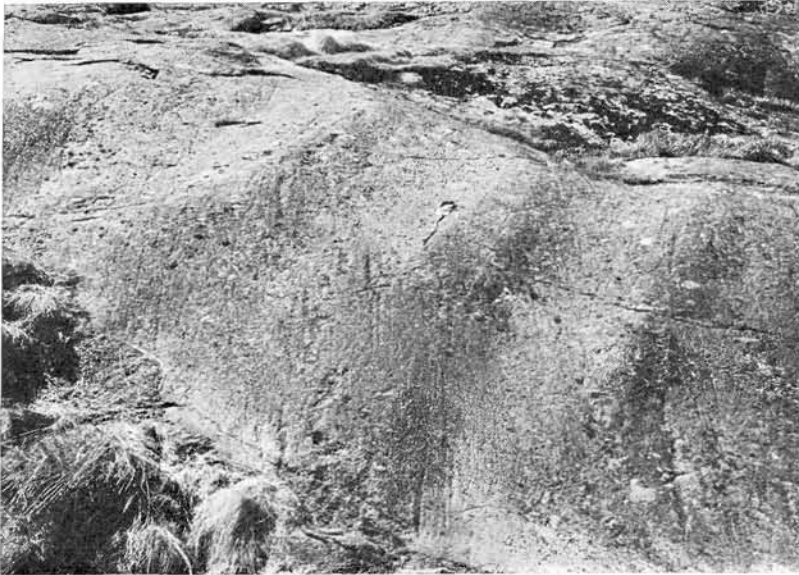


Abb. 2. Ältere Schrammen und Glazialschliff von ONO und jüngere Schrammen mit Facettschleifung von den älteren Stosseiten von NO. Die älteren Schrammen kommen in den Leelagen im Verhältnis zu dem jüngeren Eisstrom von NO vor (siehe der Kompass, der mit seinem Spiegel-Deckel gegen WSW zeigt). – Söö, an dem Fähranlandungsplatz.

9. a) *Öckerö*. Auf der Spitze S von Hummerviken kommen auf gegen NW abfallenden Flächen ostwärts ältere Schrammen N 73 O und jüngere N 40 W vor. Auf der Spitze N von Hummerviken ältere Schrammen N 65 O, jüngere N 5 O und N 20, 45 und 49 W.
- b) *Öckerö*. O von Hummerviken ausschliesslich ONO-Schrammen.
10. a) *Lindholmen*. Auf der westlichsten Spitze kommen auf ebenen Felsenplatten Schrammen mit verschiedenen Richtungen vor. N 70 O herrscht vor, und dieser Eisstrom hat die Rundhöckerlandschaft geformt. Jüngere Richtungen N 44 O, jüngste N 10, 15 und 33 W. Ostwärts auf dem nördlichen Ufer Lindholmens entlang ausschliesslich ONO-Schrammen.
11. a) *Stora Pölsan*. Nur zwei Schliffflächen mit einwandfreien Schrammen von NNW, eine N von dem Leuchtturm in einem Abhang gegen N und eine auf einer Amphibolit-Fläche SO von dem Leuchtturm, ebenfalls auf einem flachen Abhang gegen N. Der Adergneis ist stark verwittert.
- b) *Hyppehn*. Auf der West-Seite eine vorspringende Spitze mit einigen Felsenflächen mit Schrammen N 9 und 44 W von der jüngsten Eisbewegung, zusammen mit älteren N 70–74 O. Einige NW-Schrammen auffallend lang und deutlich ausgebildet. Ostwärts – d. i. O von der Randmoräne – konnten keine NW-Schrammen entdeckt werden.
- c) *Räven* und *Stora Rossen*. Ältere Eisbewegung N 70–75 O; jüngere Ablenkungsschrammen N 97 O; keine Schrammen aus NNW.
12. a) *Sörkråkan*. Mehrere Schliffflächen mit Schrammen N 23–32 W auf Amphibolit, u. a. 15 m N von der Bake, 30 m S und 10 m O davon. Die NNW-Schrammen sind frisch und treten auf dem N zugewandten Flächen auf. Das ONO-Eis ist durch Schrammen N 57–69 O mit Ablenkungen bis N 82, 89 O repräsentiert. Einige jüngere Schrammen N 12 O wurden beobachtet.



Abb. 3. Eine Schriff-Seite eines Rundhöckers mit langen und geraden Schrammen von ONO und kurzen Schrammen von NNW, die auf den ONO-WSW-lichen Schriff-Rücken der gewölbten Stosseite auftreten. Rechts eine tiefe Rinne, die in einer Spaltenzone von dem ONO-Eis ausgeschliffen worden ist. Die Schrammen treten am deutlichsten auf dem Amphibolit hervor. Der Kompass zeigt mit seinem Spiegel-Deckel gegen N. – Die westlichste Spitze Hönös.

- b) *Bussholmen* und *Usholmen*. Der Gneis ist tief verwittert. Ausschliesslich Schrammen N 68–72 O. Auch auf *Vannholmen* oder *Kläverön* länger ostwärts sind keine anderen als ONO-Richtungen angetroffen worden.
13. a) *Grösslingarna*. Auf der westlichsten Spitze des SW-lichen Inselchens wurden sowohl eine Felsenfläche von Adergneis mit verwitterten, undeutlichen Schrammen N 42 W als auch eine Felsenfläche von Amphibolit mit feinen Ritzten N 6 O und N 27 W gefunden. Älteste Schrammengeneration N 59–65 O.
- b) *Hammeskär*. W von dem Pater-Noster-Leuchtturm und nahe an dem Ufer eine kleine Felsenfläche (das Gestein ist eine Eruptivbrekzie) mit älteren Schrammen N 66 O und ein paar feinen, jüngeren Ritzten N 23 O und dito Schrammen N 110 O. – SW von dem Leuchtturm und an einem Eisenpfahl älterer N 62 O Schriff, jüngerer N 54–57 W auf einer schwach gegen NW abfallenden Fläche. – Zwischen dem Leuchtturm und dem Hauptgebäude ältere Schrammen N 65 O und jüngere, kurze N 22 W. – Die Schrammung aus NW und NNW ist wahrscheinlich auf diese Beobachtungspunkte begrenzt. Nicht einmal auf den am besten geschliffenen Felsenflächen mit Exposition gegen NW konnte übrigens eine Schleifung von NNW entdeckt werden.
- c) *Rön*. Ein Eisstrom aus N 55–65 O hat die Rundhöcker geformt. Nahe dem Gipfel des mittleren Inselchens einige cm-lange Schrammen N 2 O – eventuell Eishiebe durch treibende Eisberge, also kein Zeichen für wirkliche Eisbewegung.
- d) *Pater-Noster-Schären* ostwärts. *Tjuderhälen* N 58 O, *Vatten* N 60 O, *Broke* N 62 O, NW *Vannholmen* N 66 O auf dem Gipfel, *Äggskär* am Leuchtturm N 69 O, SW von *Klädesholmen* auf einem kleinen Inselchen

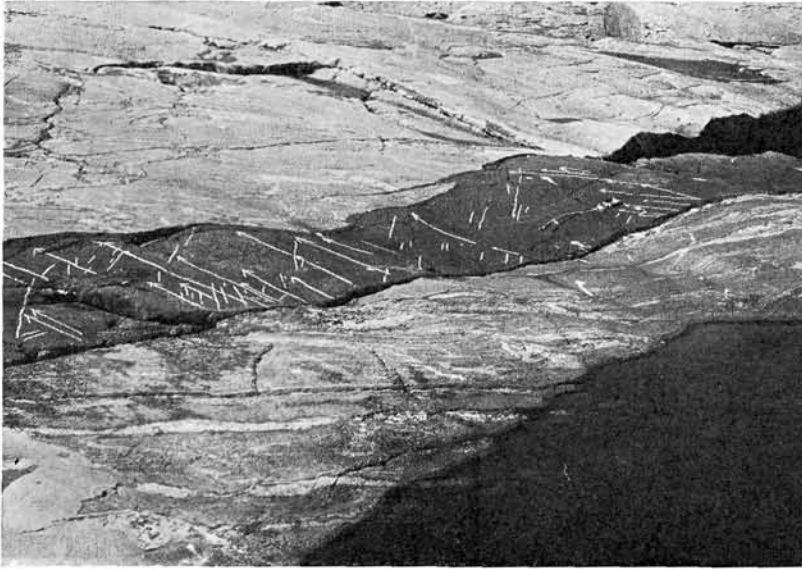


Abb. 4. Das Schweden-Eis hat den Felsen-Grund von ONO geformt. Schrammen und Tröge sind mit Kreide-Pfeilen gekennzeichnet. Gegen rechts eine Gruppe von NO-lichen Schrammen, die auf ONO-WSW-lichen Rücken vorkommen und jünger als der ONO-Schliff sind. Zerstreute Schrammen von NNW und NW (ev. SSO oder SO) erscheinen und sind mit kurzen Kreide-Strichen ohne Richtungsmarkierungen eingezeichnet. Sie kommen auch vor allem auf kleinen Rücken vor. – Ein N-S-licher Diabas-Gang auf dem östlichen Teil der nördlichen Halbinsel, Måseskär. Blick gegen WNW.

- N 67 O, Klädesholmen N 60–70 O, Flatholmen N 57 O, Hjärterö N 55–60 O.
14. a) *Orskär*. Ca. 15 m S von dem Seezeichen auf dem Gipfel der Insel eine gegen NO abfallende kleine Fläche aus Amphibolit mit älteren Schrammen N 66 O sowie Ritzen N 58 W (die glaziale Herkunft zweifelhaft). 20 m W von dem Seezeichen einige kurze, grobe Schrammen auf einer gegen W gewendeten Felsenseite N 23 W (Eishiebe durch Eisberge?). – Auf der Westseite der Insel teils ältere N 68 O-, teils jüngere N 38, 46 O-Schrammen.
- b) *Kalvsunds huvud*. Ausschliesslich Schrammen N 63 O.
15. a) *Måseskär*. Auf der nördlichen Halbinsel wurden besonders die amphibolitischen Diabasgänge mit relativ gut bewahrten Glazialschrammen studiert. Die ältere Eisbewegung N 68 O hat die Rundhöcker geformt. Jüngere Schrammen N 48 O. Zwei Schrammen-Systeme N 31 und 69 W, möglicherweise anstatt N 111 und 149 O (Abb. 4). Entweder können die Schrammen als von einem NW-Eis auf gegen N abfallende Flächen in Stosseitelage eingeschnitten erklärt werden, oder sie sind durch eine ausserordentlich starke Ablenkung des ONO-Eises beim Hinuntergleiten auf N-Böschungen entstanden.
- b) *Mällön mit umgebenden Inseln und Schären*. Ausschliesslich Schrammen von ONO, vereinzelt kleinere Ablenkungen.
16. a) *Väderöarna* siehe Appendix S. 342.
17. a) *Nordkoster*. Ausschliesslich Schrammen N 35–40 O, doch mit vereinzelt Ablenkungen um 10–20 Grad.

Zusammenfassung

Die ältere Eisbewegung von NO-ONO, das sogenannte *Schweden-Eis*, hat die Rundhöckerlandschaft geformt. Jüngere Ablenkungen teils gegen NO, teils gegen O (-OSO) kommen vor. Hier und da sind auch Systeme von NNO-Schrammen beobachtet worden. Die jüngste Eisbewegung – das *Kattegat-Eis* – hatte gewöhnlicherweise die Richtung NNW, aber auch in einigen Fällen NW und vielleicht sogar WNW.

DIE AUSBREITUNG DES KATTEGAT-EISES

Die Ostgrenze

Aus den Beobachtungsprofilen tritt mehr oder weniger direkt die Ostgrenze des Kattegat-Eises hervor. Im S sollte sie vermutlich in dem Fjord zwischen der Onsala-Halbinsel und den Inseln Hallands Svartskär und Rön verlaufen sein. Auf Lökholmen – Profil 4 – hat das Kattegat-Eis bis an die stark abradierte Randmoräne gereicht. Profil 5, Vinga-Galterö huvud, zeigt, dass die Schrammen des Kattegat-Eises zwischen Buskär und Galterö huvud aufhören.

Auf Hönö-Öckerö scheint das Kattegat-Eis bis an die besonders auf Hönö mächtige Randmoräne vorgedrungen zu sein. In der Verlängerung ostwärts der Meerenge zwischen Hönö und Öckerö (N von Hönö Heden) sind aber auf einem Rundhöcker einige kurze Schrammen N 30 W (Profil 8) beobachtet worden. Dadurch wird es wahrscheinlich, dass das Kattegat-Eis bis hierher vorgedrungen ist, sofern nicht treibende Eisberge die Felsenfläche geschrammt haben.

Unmittelbar O von Hummerviken auf Öckerö zieht sich die Hönö-Randmoräne entlang. Auf den Landspitzen beiderseits der Bucht sind NNW-Schrammen beobachtet, aber sonst nirgends. Dasselbe ist das Verhältnis auf Lindholmen und Hypeeln. – Länger nordwärts geht die Grenze zwischen Sörkråkan und Busholmen (Profil 12), über Hamneskär (Profil 13), dicht W von Orskär (diese Insel war also wahrscheinlich nicht von dem Kattegat-Eis überflossen) und schliesslich möglicherweise etwas O von Måseskär weiter. Die Voraussetzung ist, dass hier wirklich Schliff aus Richtungen NNW und WNW vorhanden ist.

Auffallenderweise war es schwer, NNW-Schrammen auf den alleräussersten Inseln wie Donsö Svartskär und Stora Pölsan zu finden, obschon sie mehr als die östlichen Felsengebiete dem Kattegat-Eis ausgesetzt gewesen sein dürften. Der Felsgrund dieser beiden Inseln besteht aus tief verwittertem Adergneis.

Die Nord- und Süd-Grenzen

Hallands Svartskär ist der südlichste Fundort der NNW-Schrammen. Diese Insel ist ganz von dem Kattegat-Eis überflossen worden.

Der bislang nördlichste Beobachtungspunkt dürfte Grösslingarna-Hamneskär sein. Auf Måseskär ist, wie mitgeteilt, die Richtung der jüngsten Schrammengeneration etwas unsicher. Wahrscheinlich ist aber die Insel von dem Kattegat-Eis überflossen worden.

DAS KATTEGAT-EIS UND DIE TOPOGRAPHIE

Die Schrammen des Kattegat-Eises sind zunächst auf niedrigen, ebenen, ufernahen Felsenflächen beobachtet worden, wo sie meterlang werden können. Auf mehr gewölbten Flächen ist ihre Länge auf einige Dezimeter beschränkt.

Auf Hönö und Lökholmen sind die NNW-Schrammen bis 15 bzw. 20 m ü.N.N. angetroffen worden.

Auf Hallands Svartskär und auch auf Rön kommen die NNW-Schrammen auch auf gegen SO abfallenden Felsenabhängen vor. Sonst sind sie in der Regel auf den N- und W-Flächen anzutreffen. Auf Yttre Tistlarna und auch auf der nördlichen Hönö fehlen sie auf steileren N-Abhängen, aber kommen wohl ausgebildet auf den flachen Schlifflflächen oberhalb der Abhänge vor.

Übergänge zwischen den verschiedenen Schrammgenerationen sind nicht beobachtet worden. Die Eisbewegungen sind also durch einheitliche Systeme gekennzeichnet. Dies ist in West-Schweden und auch anderswo auf kristallinem Grund gewöhnlich der Fall, wo verschiedene Schrammensysteme nebeneinander auftreten.

MORÄNE UND KLAPPERSTEIN IN DEM ÄUSSEREN SCHÄRENHOFE

Die äussersten, halländischen Endmoränen sind lang und gerade, auch jene, welche auf dem Meeresboden weit gegen W an der Insel Klåback aufgefunden werden konnten. Auf den Gebirgsvorsprüngen in der Falkenberg-Gegend sind sie schwach gegen W konvex gebogen und bilden in den offenen Buchten dazwischen einzelorts gerade oder ein wenig gegen W konkave Wälle (HILLEFORS, 1967 a S. 78).

Auf Hönö – besonders im SO der Insel – auf Danska Liljan und Lökholmen kommt der Charakter der Moränen als Eisrandbildung deutlich hervor trotz der postglazialen Meeresabrasion. Diese Moränen dürften die äussersten Randlagen des schwedischen Eises sein, die sich in dem Schärenhofe Göteborgs indentifizieren lassen. Die Konnektionen zwischen den einzelnen Komponenten sind wahrscheinlich. Diese synchrone Eisrandlinie verläuft von Hönö gegen N über Öckerö, Lindholmen, der West-Seite Hyppeln und nach Stora Rossen und Råven. Im S wird sie sich nach dem Zeugnis der Schrammenrichtungen auf der West-Seite der Onsala-Halbinsel (Grunsen, Onsala Sandö, Råö?, Hällsundsudde?) fortsetzen. – Eine etwas östlicher gelegene Eisrandlinie wird durch Moränenreste auf der West-Seite Grötös, den zentralen Teilen Öckerös, auf Äxholmen und der Westseite Rörös markiert (Tafel 1, Einsatzkarte A; vergl. MUNTBE, 1924, Tafel 3). Betreffs der Klappersteininseln Malö und Nidingen, siehe HILLEFORS, 1967 a S. 86–88.

Einen anderen Formentypus der losen Ablagerungen stellen jene Klappersteine dar, welche die Vertiefungen usw. des Felsengrundes passiv ausfüllen. Dazu kommen Klappersteinanhäufungen als Überreste der Stoss-

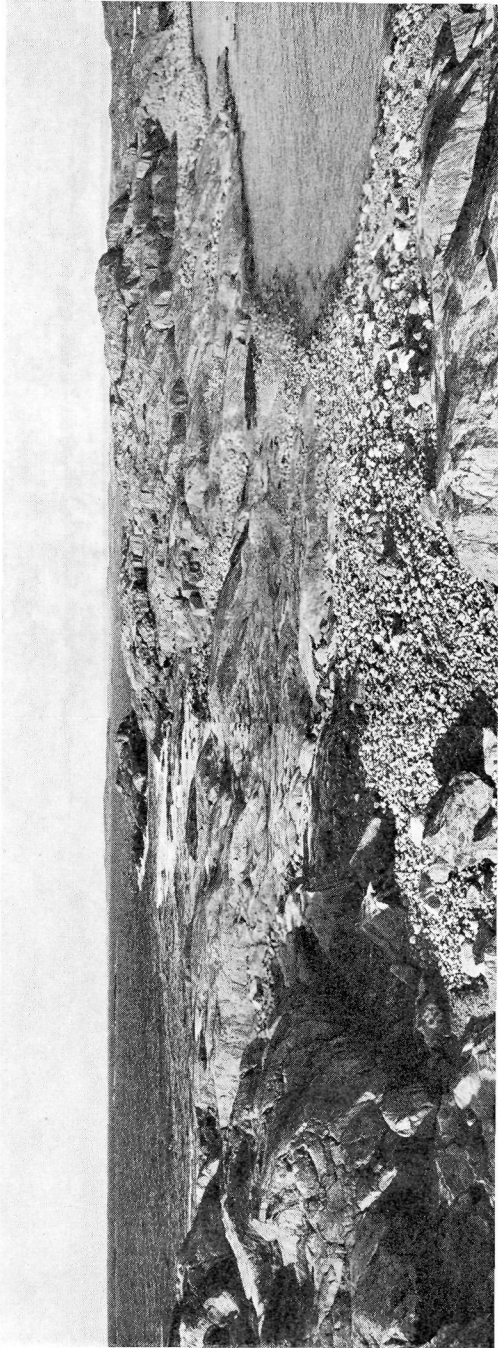


Abb. 5. Der Horizont zeigt, wie das Grundgebirge gegen WSW abfällt und unter das Meer taucht, wobei der Schärenhof gestaltet wird. Der Gipfel rechts ist 16 m hoch. Grosse Flächen sind mit grobem Ufer-Kies und Klapperstein angefüllt (2 km W von der Hönö-Randlinie). Die Blöcke links im Vordergrund haben sich in postglazialer Zeit vom Felsengrund gelöst. – Von der West-Spitze Hönös, Blick gegen N. – Vergl. mit dem Text S. 334 und mit dem Tafel 1, Einsatzkarte A.

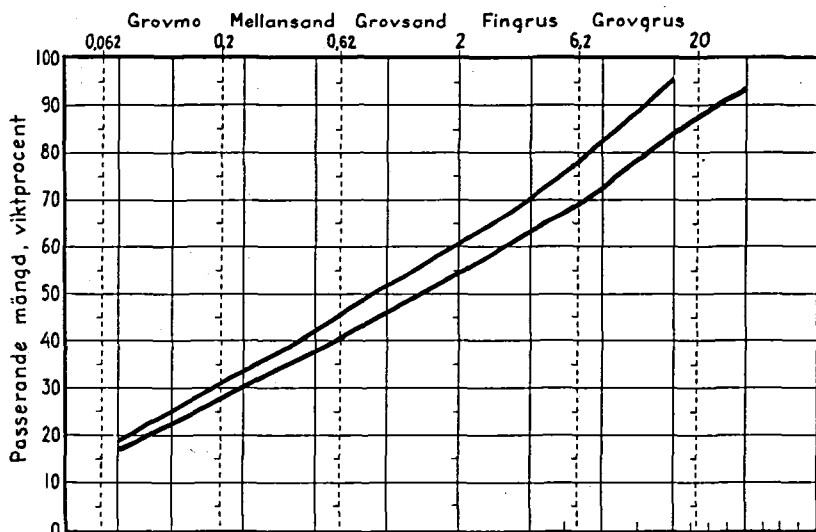


Abb. 6. Diagramm über die Verteilung der Korngrösse in Moräne von der Randmoräne auf Hönö. Proben-Menge für Material unter 32 mm 9,6 kg. Siebung nach Auswaschen des Materials unter 0,074 mm. Typische Grundmoräne aus Grundgebirgs-Material. Der Ton-Gehalt ist wahrscheinlich nur ein paar Prozent.

und Leeseitenmoränen des Schweden-Eises, z. B. auf den Ost-Seiten Hallands Svartskärs und Röns und auf Yttre Tistlarna. Auf Inre Tistlarna deckt Klapperstein ca. die Hälfte der Fläche des Felsengrundes. Auch auf den Inseln Vinga, N. und S. In-Vinga sowie Buskär liegen bemerkenswert mächtige Block- und Klappersteinanhäufungen. In den westlichen Teilen Hönös kommen vielerorts grosse Mengen von Klappersteinen in Senken und unterhalb Berghängen vor. Diese Ablagerungen sind also von der Randmoräne auf Hönö völlig getrennt (Tafel 1, Einsatzkarte A; Abb. 5). Weiter gegen N erscheinen u. a. auf Bussholmen und Hamneskär auffallend mächtigere Geröll-Anhäufungen als in den ostwärts anschliessenden Gebieten. Auf Mällön können Anhäufungen von Schutt der Stosseiten-Moränen von einer stark abradierten Endmoräne unterschieden werden. Diese ist wahrscheinlich die westlichste des Schweden-Eises in diesem Küstengebiet.

Nur auf Hönö konnte ich eine von der Meeresabrasion unaufgearbeitete Randmoräne in einer tiefen Ausschachtung studieren. Sie besteht aus einer normalen, hart zusammengepackten Grundmoräne (Diagramm Abb. 6) ohne Sandschichten. Die petrographische Zusammensetzung ist: roter und rotgrauer Gneis 38,8 %, grauer Gneis 48,8 %, Pegmatit und Quarz 11,5 %, Amphibolit u. ä. 0,7 %, Quarzite, kambrische (?) Sandsteine etc. 1,2 % (aus ca. 1400 Partikeln von 8–100 mm Korngrösse bestimmt, keine kretazischen Gesteine). – Einige Grabungen in der unabradierten Moräne etwas W von der Randmoräne haben auch nicht anderes als Grundgebirgsmoräne gezeigt. Diese enthält hier ein wenig Kalk.

Während der postglazialen Uferverschiebung hat die Meeresabrasion die Moränen tief umgelagert. Heute sind davon in der äusseren Küstenzone nur Blockansammlungen und Klappersteinfelder übrig. Selbstverständlich ist dadurch die Möglichkeit erheblich verkleinert, die wirkliche Genese der Blockansammlungen und die synchronen Eisrandlinien festzustellen, besonders in dem zerspalteten Schärenhufe Bohusläns und Nordhallands.

KRETAZISCHE UND PERMISCHE LEITGESCHIEBE AN DER SCHWEDISCHEN WESTKÜSTE

Nach den Untersuchungen WIMAN's (1912) und LIDMAR's (1965) ist die Frequenz von Flint in dem Ufer-Klapperstein an der Westküste am höchsten im nördlichen Halland. Von dort sinkt sie gleichmässig nordwärts und auch südwärts ab. In der Varberg-Halmstad-Gegend erreicht sie auch die höchsten Niveaus, bis an, aber niemals über die marine Grenze (MG) bei 70 respektive 60 m ü. N. N. (LIDMAR 1. c. S. 67; CALDENIUS, 1966 S. 62). WERNER (1967 S. 236) konstatiert, dass der Feuerstein in der Nähe dieser Grenze bis in die Kungälv-Gegend hinaufreicht. Nach N sinkt das Niveau kräftig, z. B. auf ca. 40 % der Höhe der MG auf der Strecke Lysekil-Fjällbacka. In Hälledalen im Kirchspiel Ödsmåls ist Flint bis 80 und 90 m ü. N. N., d. i. bis ca. 70 % von der MG, gefunden worden (A. LINDSTRÖM, 1902 S. 57).

Der Flint kommt laut LIDMAR und WERNER nicht in unaufgearbeiteter Moräne vor, was ASKLUND (1928) seinerseits geltend gemacht hat. WERNER teilt mit, dass Flint in Glazial-Ablagerungen im südlichen Halland erscheint, wo bekanntlich unter den jüngeren Sedimenten der Laholms-Ebene die sogenannte Båstad-Kreide in einer Bucht des Süd-Kattegats liegt.

Auf ca. 90 m ü. N. N., d. i. ungefähr 90 % von MG, fand ich in marinem Schwemm Kies zu Ellesbo einige Flintknollen (1–2 dm gross), davon eine typische Brekzie mit leichter Windschliff-Politur. Bei Sanner, 6 km N von Kungälv, auf 83 m ü. N. N., ca. 80 % von MG, ist auch eine windgeschliffene Flintknolle gefunden worden. Auf Hallands Svartskär wurden bemerkenswert grosse Flintknollen (3–5 dm) zusammen mit losen, weissen Sandsteinen und grauweissen Kalkgesteinen angetroffen. Besonders auf W-Rön waren die Klappersteine reich an diesen Sedimentgeschieben (vergl. HILLEFORS, 1967 a). Eine Analyse von 600 Partikeln, 5–10 cm gross, zeigte die Flintfrequenz 3 % auf Inre Tistlarna. Drei andere Analysen, jede von 400–600 Partikeln, von der West-Seite Hönös gaben eine Flintfrequenz von 5 %. Auf der Randmoränenspitze in SSO wurde 2 % von 500 Partikeln notiert. Drei Analysen auf Björkö, NO von Öckerö, ergaben eine Frequenz von 1–2 % (zusammen ca. 10 000 Partikel). Auf Hjuvik scheint der Flint verhältnismässig spärlich zu sein.

Die Flintfrequenz scheint also von Hönö und der Küste ostwärts schnell abzunehmen und zwar gerade in der Zone, wo die Schrammen des Kattegat-Eises aufhören. Der Raum erlaubt nicht eine Diskussion über die methodischen Probleme etc. zu diesem Thema, welchem übrigens spezielle Studien von K. WERNER gewidmet werden.

Auf H n  sind auch die grössten Flintknollen gefunden worden, die ich an der Westküste gesehen habe. So wurde ein beinahe 1 m grosser Block aus grauem, brekzi sem Flint aus der unteren Schicht des Schwemmkiesses über der unabradierten Randmoräne in dem nördlichen Teil H n s ausgegraben. Einige kleinere Flächen dieses Stückes zeigten kurze, feine, parallele Ritzen, vielleicht Glazial-Schrammen, aber es herrschten natürlicherweise die wasergeschliffenen Flächen vor. Übrigens sind Flintknollen von $\frac{1}{2}$ – $\frac{3}{4}$ m Grösse auf den äusseren Inseln notiert, aber nicht weiter landeinwärts.

Die Hauptmasse des Flintes ist hellgrau bis dunkelgrau und stammt wahrscheinlich aus dem Danien, was auch der Fossil-Inhalt, u. a. Seeigel und Seeigelreste, Foraminiferen und Bryozoen, gewiesen hat (mündliche Mitteilung von G. REGNELL, Lund). Ein auffallend grosser Anteil der Flintsteine ist brekziös, zersplittert und erneut verkittet.

Bei tieferen Ausschachtungen in V stra Fr lunda, Torslanda und Grimbo (in westlichen Teilen Göteborgs) sind mehrere Kreide-Kalksteine, u. a. ein Geröll $30 \times 18 \times 18$ cm, in grauem, marinem Ton dicht oberhalb der dünnen Moräne auf dem glazialgeschliffenen Felsengrund beobachtet worden (vergl. SANDEGREN, 1953 S. 64).

Aus der Umgebung von Oslo stammen u. a. Gesteine wie Rhombenporphyr und verwandte Konglomerate her. Andere, dichte Eruptiv-Gesteine kommen mutmasslich ebenso wie ordovizische-silurische-devonische Sediment-Gesteine dorthier. Aber die Schwierigkeit bleibt, diese Leitgeschiebe aus Süd-Norwegen von den Jotnischen aus Dalarna ohne Mikroskopierung zu unterscheiden (A. LINDSTRÖM, 1902 S. 56; Bj rsj , 1949 S. 56; Prof. F. ISACHSEN, Oslo, briefl. Mitt.).

Ein allgemeiner Eindruck ist, dass die Leitgeschiebe aus Süd-Norwegen auf den nördlichen Ufern L kebergs Kiles, 13 km WNW von Kungälv, und des südlichen Tj rns, also in einer gegen W offenen Fjord-Mündung verhältnismässig reichlich vorkommen.*)

DIE MARINE GRENZE (MG), DIE TYPISCHE SCHICHTENFOLGE DER QUARTÄREN ABLAGERUNGEN UND EINIGE GEOCHRONOLOGISCHE DATEN

An der schwedischen Westküste ist vielerorts die marine Grenze beobachtet worden. Hier sind die westlichsten Observationen besonders interessant: bei Ringen s und Steninge dicht an dem heutigen, hall ndischen Ufer NW von Halmstad liegt sie 62 respektive 64 m  . N. N.; bei H gsbo in dem westlichen Teil Göteborgs und 3 km SW von Ellesbo auf Hisingen ca. 90 respektive 95 m  . N. N. (VON POST, 1947 Pl. V; MUNTHE, 1924 S. 203). Die Grenze ist hier durch Abrasionsstrandlinien in Moräne-Anhäufungen festgestellt worden. Weiter ostwärts treten fluvioglaziale Deltas auf. Hier wurden Kies und Sand von den Schmelzwasserstr men bis an den damaligen Meeresspiegel heran und auch einige Meter darüber aufgebaut. Bei Dags-

*) Zwei ca. 200 kg schwere Rhombenporphyr-Blöcke sind 3 km NO von R nn ng, Tj rn, gefunden und zum Naturhistorischen Museum, Göteborg, überliefert worden, wo sie zur Schau ausgestellt worden sind.

torp und Rolfstorp, ca. 12 km O von Varberg, und am Delsjön, 4 km N von dem Zentrum Göteborgs, zeigen diese Delta-Flächen die höchste marine Grenze an 70, 69 respektive 92 m ü. N. N. (VON POST I. c., BJÖRSJÖ, 1956 unpubl.).

In Vendsyssel stand das Meeresniveau bei der Eisfreilegung bei Frederikshavn 56–62 m und bei Nørresundby ca. 20 m ü. N. N. (A. JESSEN, 1937 S. 116–118; S. HANSEN, 1965 S. 76).

Direkt auf dem glazialabgetragenen Grundgebirge Westschwedens liegt eine oftmals dünne Moräne, deren obere Schichten ein wenig glazifluvialen Kies und Sand enthalten können. Beide lassen sich von marinem Schwemmkies und -sand unterscheiden und bilden einen allmählichen Übergang zu dem überlagernden, grauen, marinen Ton. Niemals habe ich in dieser Schichtenfolge z. B. Abtragungs-Diskordanzen, Verwitterungsmaterial oder Überreste davon beobachtet. In eingeschlossenen Becken und an Talseiten kann vielerorts warwiger Ton direkt auf der Moräne oder – besonders auf glazifluvialen Sanden – aufgefunden werden; bisweilen kommen in dem Ton Schalen von arktischen Mollusken vor, die nach den Fundumständen ganz in der Nähe oder auf den Fundplätzen gelebt haben müssen. Dieser glaziale, warwige Ton geht mit einem allmählichen Kontakte in grauen, marinen, unwarwigen Ton seitwärts und aufwärts über (HILLEFORS, 1966 S. 54–61).

In Vendsyssel liegt oberhalb der C- und D-Moränen mit Schmelzwasser-Ablagerungen direkt ein Saxicava-Sand. Die Fauna ist arktisch und die Stellung der Schalen der Mollusken zeigt, dass die Tiere an den Fundplätzen gelebt haben (S. HANSEN 1965 S. 48–49).

Durch Warwenmessungen hat ERIK NILSSON (1960 S. 99) in einem Profil bei Lejeby, 4 km O von Laholm im südlichen Halland, die unterste Warwe, unmittelbar auf der Moräne zu »something like 10 196 B. C.« datiert (vergl. L. VON POST, 1933, besonders Taf. 9). Dadurch hat auch ERIK NILSSON eine vorläufige Datierung für die Göteborg-Moräne zu 10 200 v. Chr. versucht. BROTZEN (1961 S. 146–147) hat Schalen von Mollusken von spät-glazialen Ablagerungen 60 m ü. N. N. bei Agnesberg, 10 km N von Zentrum Göteborgs, mit Hilfe von C14 zu einem Alter von 11 000 Jahren, gleich 9 000 v. Chr., datiert. Der Schwund des Eises kann dort berechnet werden zur Zeit um 10 100 v. Chr. und die MG zu einer Höhe von 96 m ü. N. N. In demselben Bereich hat ODHNER (in SANDEGREN, 1931 S. 126) in dem warwigen Ton über glazifluvialen Sand Schalen von *Modiolaria laevigata* (Warwe 10), *Mytilus edulis* (Warwe 11), *Balanus crenatus* und *Macoma calcarea* (Warwe 15) und *Portlandia arctica* (Warwe 30–46) aufgefunden. – Für Nord-Bohuslän vergl. I. HESSLAND 1943 S. 274 und K. G. ERIKSSON–I. U. OLSSON, 1967.

Dicke Schalen von *Mya truncata*, die im grauen, marinen Glazialton mit undeutlich markierten, ca. 5 cm mächtigen Jahres-Warwen und ca. ½ m über der obersten Fläche des glazifluvialen Materials des Hjärtumåsen 80 m ü. N. N. (= 60 % von der MG), 58 km N von Göteborg, aufgefunden worden sind, zeigen nach C-14-Analysen ein Alter von 11.540 ± 100 B. P. (die mittlere Fraktion der Schalen, Lu-199) respektive 11.590 ± 110 B. P. (die innere Fraktion der Schalen, Lu-200), d. i. zur Zeit ca. 9.600 v. Chr.

Wahrscheinlich sind die Schalen von zufällig stärkeren Meeresströmungen (Rekurrenz-Strömen) den Boden entlang verfrachtet worden. Sie sind aber bald von Sand und Ton aus den Schmelzwässern des Inlandeises überlagert worden.

Beachtet man das sogenannte scheinbare Alter des Meereswassers, kann das wirkliche Alter der Schalen einige Jahrhunderte niedriger sein (G. ERIKSSON-I. U. OLSSON, 1967, S. 163-164). Diese Bestimmung der Zeit der Eisfreilegung dieses Ortes kann die Wahrscheinlichkeit der Datierungen von Eisrandlinien erhöhen, die E. NILSSON ausgeführt hat (siehe G. LUNDOVIST, 1958, die Karte). Nach allem zu urteilen ist dies die erste C-14-Datierung einer Phase der Eisrezession an der Westküste Schwedens.

Leider sind Eisrandlinien in Vendsyssel noch nicht in das absolute chronologische Schema der Eisrezession eingeordnet. Relevante, geochronologische Daten liegen von spätglazialen Schalen in Nord-Jütland vor (TAUBER, 1966 S. 163). Schalen von *Saxicava arctica* von dem Unteren Saxicava-Sand und Yoldia-Ton zeigen ein Alter von ca. 13 000 Jahren, gleich 11 000 v. Chr.

DIE DEGLAZIATION IM KATTEGAT UND DEM SUD STLICHEN SKAGERRAK

Die w rmzeitlichen Eisbewegungen

Da auch die äussersten Inseln und Sch ren der schwedischen Westküste wie die Felsen weiter ostwärts von einem Eisstrom aus ONO geformt worden sind, muss dieser Eisstrom während eines verhältnismässig langen Zeitraumes vorgeherrscht haben. Aus Studien der D sebacka- und Ellesbo-Drumline im Göta  lv Tal mit mehreren Moräne-Lagen und Sand- und Kies-Lagen geht hervor, dass die w rmzeitlichen Eisströme von NO-ONO gekommen sind (HILLEFORS, 1964). Es ist zu vermuten, dass diese Eisströme während des Höchststandes der Würm-Vergletscherung quer über das Kattegat geflossen sind und in die nordöstlichen Gebiete Jütlands schwedisches Gesteinsmaterial - u. a. den Kinnediabas - gebracht haben.

Der jüngste Eisstrom bewegte sich in der Richtung NNW-SSO entsprechend den Schrammen, die auf den äussersten Inseln der Westküste aufgefunden sind. Die Tiefe Rinne ausserhalb der Küste hat dieselbe Richtung. Die Glazialschrammen von N und NW, die u. a. auf den geologischen Kartenblättern Fj llbacka, Göteborg und Varberg (SVEDMARK 1893, 1902 und SANDEGREN, 1931) angegeben sind, können nicht als Belege dieses Eisstromes angesehen werden (HILLEFORS, 1967 b).

Das Abschmelz-Milieu in der Kattegat-Senke

Die Profile durch die quartären Ablagerungen in Vendsyssel werden so gedeutet, dass das Eis im Meer endete (A. JESSEN, 1937 passim, S. HANSEN, 1965 S. 49, 76). Den folgenden Eis-Schwund zunächst im mittleren Kattegat kann man als ein Ergebnis der Erwärmung und mechanischen Einwirkung des von NW vordringenden Meeres betrachten (vergl. HARDER,

1908 S. 182, 209). Man beachte hier auch den starken Schwund der norwegischen Gletscher in der Nordsee und im Skagerrak, in welche das Meer von N hineindrang (VALENTIN, 1957 S. 80). Das Verhältnis ist auch durch die ungleichförmige isostatische Landhebung Vendsyssels angedeutet. Der starke Eisabbau und der hohe Wasserstand am Eisrande lassen sich zwanglos vereinen, sie stützen einander.

K. GRIPP (1967 S. 72) vermutet, »dass Vendsyssel und ›Læsø-Block‹ + östlicher Kattegat-Arm sich in der Nacheiszeit tektonisch ungleich verhalten haben. Da aber Vendsyssel's Anstieg übereinstimmt mit der in ganz Skandinavien erkennbaren Landhebung, erscheint es wahrscheinlich, dass der ›Læsø-Block‹ und das östliche Kattegat im Anstieg zurückgeblieben sind«. Das Kattegat und Skagerrak waren anfangs vom Eis ausgefüllt und das Wasser konnte deshalb nicht in diese Senken eindringen; der Wasseranstieg dürfte erst nach dem Schwinden des Eises stattgefunden haben (K. GRIPP, briefl. Mitt., 1967 Abb 1 : lc).

Solange keine Untersuchungen über die glaziale Stratigraphie im Kattegat (und Skagerrak) vorliegen, gibt es die Möglichkeit, dass die Hypothese GRIPP's betreffs eines Zeitintervalls zwischen Moränen-Absatz und Meeresabrasion in diesem Raum zutrifft.

Für die schwedische Westküste ist es doch u. a. durch die Schichtenfolge, die Morphologie und den inneren Aufbau der glazifluvialen Deltas und das Fehlen von Diskordanzen und Verwitterungsmaterial zwischen den glazialen und glaziomarinen Ablagerungen bewiesen, dass das Schweden-Eis im Meer endete, und dass kein Zeitraum zwischen dem Abschmelzen und der Meerestransgression bestanden hat.

Unregelmässige, isostatische Landhebung in Süd-Schweden ist z. B. in der Wänersee-Senke und an dem Wettersee angenommen worden (VON POST, 1929 Fig. 30; K.-E. BERGSTEN, 1943 S. 220–222; bemerke doch ERIK NILSSON, 1953 S. 220 u. folg.). Die Bewegungen scheinen an Bruchlinien des Grundgebirges – z. B. zum Göta älv Tal – gebunden zu sein. Aber die Höhen-Unterschiede der MG-Strandlinien belaufen sich in so einem Fall nur auf einige Meter. Es fragt sich daher, ob rein tektonische Bewegungen im Kattegat stattgefunden haben (SORGENFREI, 1966 S. 650, 657) und ob diese nacheiszeitlich um mehrere Zehner von Metern betragen dürfen, weil es ausgeschlossen sein muss, dass der Druck der Kattegat-Eiszunge die Ursache zu diesem vermuteten Zurückbleiben im Anstieg des Meeresbodens sein kann. Es scheint mir deshalb am wahrscheinlichsten, dass der Wasserspiegel bei der Eisfreilegung im nördlichen Teil des Kattegats um mindestens 60–80 m höher gelegen hat als heute.

Der Verlauf der Deglaziation

Die Eisrandlinien in Jütland zeigen, dass das Inlandeis hier in verschiedene Zungen geteilt worden war, eine nördliche über Vendsyssel, die aus dem Skagerrak-Nordkattgat kam, und eine südliche, die aus der Baltischen Senke kommend unter Umbiegen nach N bis Djursland und Anholt vordrang (P. HARDER, 1908; A. JESSEN, 1936; K. GRIPP, 1967). Die letztgenannte Eismasse löste sich sukzessiv in kleinere Eiszungen auf, ent-

sprechend der Topographie des Untergrundes (Store Bælt, Öresund), siehe S. HANSEN, 1965 S. 50; WIENBERG RASMUSSEN, 1966 S. 119.

Mit dem fortschreitenden Abschmelzen wurde die Eisdecke immer dünner. Die Eismassen in den Senken konnten somit über die Eismassen auf den Höhen immer mehr dominieren. Als die Baltische Senke im S und die Skagerrak-Kattegat-Senke im N von mächtigen Eiszungen ausgefüllt waren, wurde die Eisdecke über dem südschwedischen Hochland relativ geschwächt. Deshalb wurde eine Zone im mittleren Kattegat zwischen den beiden mächtigen Eiszungen unterernährt, und eine Kerbe wurde zwischen Anholt und Læsø ausgebildet als eine Fortsetzung der NW-SO-lichen Bucht bei Aalborg, die in das Skagerrak mündete und vom Meereswasser aufgefüllt war.

Wenn die Kante des Schweden-Eises sich dem tieferen Wasser am Ost-Rand der Tiefen Rinne näherte, wurde sie einer intensiven Kalbung unterworfen. Als der Eisrand später auf der Westabdachung des Grundgebirges lag, nahm die Wassertiefe ab und damit auch die Intensität der Kalbung – die Rezession wurde gebremst. Die passive Absonderung ging allmählich in aktive Eisfronten über, wodurch Endmoränen geschaffen wurden. Diese zeigen, dass der Eisrand weit offene Kalbungs-Buchten zwischen den Gebirgsvorsprüngen bildete, wo die Wassertiefe grösser war als über den unterseeischen Bergrücken. Die Eisfront hatte somit die Form eines Bruches.

Diese Endmoränen des Schweden-Eises verlaufen in Richtung NW-SO. Die äusserste kann 500 m W von Klåback ausserhalb Varbergs und auf dem Meeresboden identifiziert werden. Sie lässt sich mit anderen Endmoränen im W auf Morups Tänge und weiter südwärts mit der Söndrum-Moräne zu einer wahrscheinlich synchronen Eisrandlinie konnektieren (G. DE GEER, 1893 S. 8; HILLEFORS, 1967 a S. 78).

Dass aber W von Klåback keine Endmoränen erscheinen, dürfte darauf beruhen, dass diese Rücken, die sich weiter westwärts nur ca. 3–4 m über den umgebenden Boden erheben, dort von mächtigem, postglazialen Ton überdeckt sind. Aber es kann auch so gedeutet werden, dass das halländische Eis hier zum ersten Mal eine aktive Eiskante ausgebildet hat, die in das Kattegat-Eismeer gekalbt hat.

Das Fehlen von Endmoränen N und NW von Klåback könnte darauf zurückgehen, dass der Felsengrund hier unter den deckenden Sedimenten ein Relief besitzt, das den Aufbau von Eisrandbildungen solcher Dimensionen nicht zulies. Daher konnten sie bei den Lotungen für die Seekarten nicht beobachtet werden. Andererseits könnte hier auch eine Grenzlinie zwischen zwei Gebieten mit verschiedener glazialgeschichtlicher Entwicklung vorliegen.

Groves Flak und Fladen bilden zusammen eine hufeisenähnliche Untiefe, wo heute die Wassertiefe um 10–25 m beträgt. – ähnlich auch Lilla Middelfgrund S davon. Diese zwischen Varberg und Læsø verlaufenden Gründe mit steinigen, 5–10 m hohen Rücken bilden den südlichen Abschluss der Tiefen Rinne. GRIPP (1967) deutete Groves Flak und Fladen als Randlege einer ehemals von N hervorstossenden Eiszunge, also als Stauchendmoränen. Eine ähnliche Deutung der Steingründe aber mit etwas

verschiedener Richtung des Eisrandes ist von SORGENFREI (1960 unpub.) vorgelegt worden.

Dieses von NNW gekommene Eis, das also von Hallands Svartskär im S bis Grösslingarna-Hamneskär (ev. Måseskär) im N nachgewiesen ist, muss demnach in Fladen und Groves Flak einem Hindernis begegnet sein. Voraussetzung für diese Auffassung ist, dass das Eis wirklich längs der Tiefen Rinne geflossen ist. Dies ist durch die vorliegende Untersuchung wahrscheinlich geworden, aber nicht bewiesen, denn nichts ist heute u. a. von Eisrandlagen W von der Tiefen Rinne bekannt (Abb. 7). Hat diese Eiszunge auch die Kraft gehabt, zu den Bereichen N und NW von Klåback vorzudringen? Kann sie für den Abbruch der NW-SO-lichen Endmoränen verantwortlich gemacht werden?

Durch die neuen Rekognoszierungen im Schärenhofs Göteborgs ist die wahrscheinlich synchrone Hönö-Randlinie als die westlichste und älteste in diesem Küstenbereich erkannt worden. Dass keine NNW-Schrammen – mit einer fraglichen Ausnahme – O von der Hönö-Randlinie vorzukommen scheinen, würde andeuten, dass die Hönö-Randlinie als eine Mittelmoräne in der Friktionszone zwischen dem Schweden-Eis und dem Kattegat-Eis ausgebildet wurde. Einige Zeichen deuten aber darauf hin, dass das Kattegat-Eis erst dann über die äussersten schwedischen Inseln vorgedrungen ist, nachdem das Schweden-Eis die Hönö-Randlinie verlassen hatte und mit seiner Kante weiter landeinwärts stand. Die Zeichen hierfür sind folgende:

1) Die NNW-Schrammen fehlen in mehreren für NNW-Schliff passenden Felsengebieten W von der Hönö-Randlinie, u. a. eben auf Hönö, wo sie erscheinen dürften, falls das Kattegat-Eis wirklich bis zu dem heutigen Moränenzug vorgedrungen ist.

2) Die Hönö-Randmoräne ist ausschliesslich aus schwedischem Gesteinsmaterial aufgebaut – ihre Hauptmasse kommt aus Süd-Bohuslän. Würde sie eine Mittelmoräne gewesen sein, sollte die Moräne des Kattegat-Eises die südnorwegischen Leitblöcke und kretazischen Gesteine von dem Kattegat-Boden enthalten. Die Randmoräne dürfte also vor einer freien Kante des Schweden-Eises ausgebildet worden sein.

3) Die Flintgesteine bestehen zu einem bedeutenden Anteil aus Brekzien, die von Dislokationslinien im Kattegat an der Grenze zwischen dem Grundgebirge und dem nordeuropäischen Sedimentgesteinsfeld herrühren müssen. Eine Eismasse muss also u. a. den Boden des Kattegats abgetragen haben. Der Transport dieser Fremdgeschiebe gegen O kann darauf mit aktivem Eis und Eisbergen geschehen sein. Dies gilt auch für die Rhombenporphyr-Blöcke. Im ersten Fall könnte das Kattegat-Eis die älteren ONO-Moränen mit NNW-Moräne überdeckt haben. Aber es ist infolge der postglazialen tiefgreifenden Meeresabrasion wahrscheinlich unmöglich, heute eine solche Stratigraphie zu belegen. Der relative Reichtum an Klappersteinen und besonders Feuersteinen in westlichen Lagen und die schnelle Abnahme der kretazischen Gesteine gegen O deuten aber darauf hin, dass das Kattegat-Eis selber im Bereich der NNW-Schrammen gewirkt hat, während Eisberge Flint und Oslo-Gesteine weiter im O verteilten. Die Voraussetzung hierfür ist, dass das Kattegat-Eis eine freie Kante gegen O und SO ausgebildet hatte. – Der Transport mittels Meereseis erklärt nicht genügend den schnel-

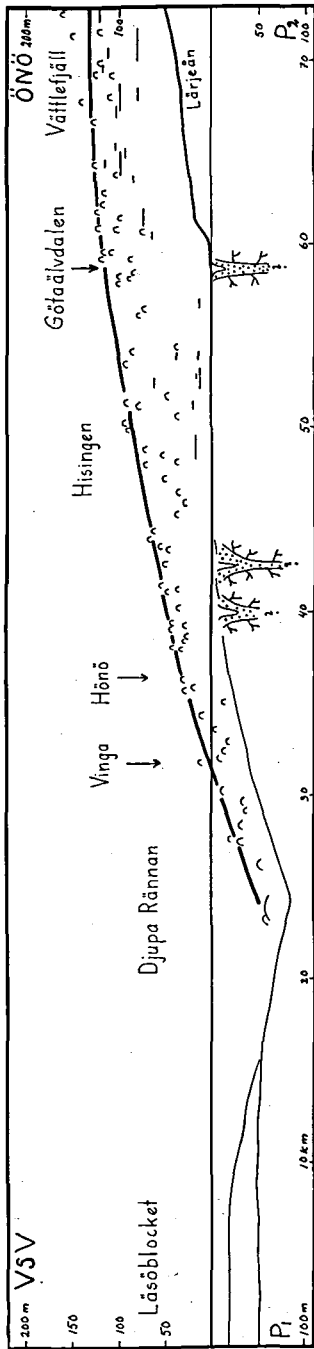


Abb. 7. Profil in WSW-ÖNO über die Abdachung des Grundgebirges vom »Läsö-Block« bis Vättlefjäll. Die Lage des Profils siehe Tafel 1. Das Profil ist auf einer 10 km breiten Bahn begründet. Die Gipfel – kleine Bögen; die horizontalen Striche – hydrographische Flächen, Seen, Bäche, Moore etc. Die grobe Linie repräsentiert die Peneplain des Grundgebirges, oberhalb welcher sich einzelne Gipfel erheben, und in welche tiefe Spaltentäler eingeschnitten worden sind. Die Tiefe Rinne (»Djupa Rännan«) ist an der Grenze zwischen dem Grundgebirge und dem nordeuropäischen Sedimentgesteinsfeld ausgebildet. Im W, wo der »Läsö-Block« hervortritt, ist der tiefere Boden im N, der flachere im S.
Die Tiefen des Grundgebirges der Spaltentäler sind mit seismischen Untersuchungen ungefähr festgestellt worden.

len Frequenzniedergang des Flints ostwärts oder die Grösse der Knollen im W. – Vergl. Abb. 5, S. 324.

4) Der Flint auf dem Gipfel des Ellesbo-Drumlins einige Meter unterhalb der MG und der Flint im Halmstad-Varberg-Gebiet auch bis auf den höchsten Strand hinauf wird am natürlichsten als von Eisbergen transportiert erklärt. Diese wurden von dem Kattegat-Eis geliefert, und bei günstigen Wind- und Stromverhältnissen gegen die schwedische Küste getrieben, die schon von dem ONO-Eis frei war. Selbstverständlich ist auch ein Eisberg-Transport von den Gletschern in Store Bælt und Öresund möglich. Aber die Produktion und Lieferung von Eisbergen vom Kattegat-Eis dürfte doch vorwiegen, da diese Eiszunge so dicht an der Westküste stand und in tieferen Wasser endete als die im Süd-Kattegat. Die Möglichkeit des Meereseis-Transportes kommt immer mehr in Betracht für die niedrigeren Strandniveaus (vergl. WERNER, 1967 S. 238 u. folg.).

5) Die Schrammen-Karte (Tafel 1) zeigt, dass das Schweden-Eis sich fiederförmig über die Höhegebiete Südschwedens ausbreitete und gegen die Täler konvergierte. Es ist dasselbe Bild, das eine Karte über ganz Südschweden zeigt. Diese Bewegungstendenz wurde um so deutlicher, je dünner und damit um so empfindlicher für das Relief des Felsengrundes die Eisdecke wurde. Die zahlreichen Ablenkungen um ungefähr 10–30 Grad ohne begleitenden Facettenschliff dürften zufällige Bilanzveränderungen in der äusseren Zone der Eisdecke im Zusammenhang mit ungleichförmiger Kalbung widerspiegeln. Als das ONO-Eis sich mit seiner Westkante im Gebiet der südlichen Hönö, Söö und Buskär befand, geschah hier eine längere Drehung der Eisbewegung von ONO nach NO entsprechend den Schrammen auf Buskär, Söö und auf der Süd-Spitze Hönös, wo ein sehr markierter Facettenschliff auf diesen Felsengebieten entstand. Auf Hönö und Buskär war der NO-Eisstrom so wirksam, dass die ältere ONO-Schleifung augenscheinlich örtlich ganz verwischt wurde. Diese Bilanzveränderung kann in Zusammenhang damit gebracht werden, dass der Auseinanderbruch S und SW von Vinga und Buskär relativ grösser war während der Zeit, als das Schweden-Eis mit seiner Kante weiter gegen W von diesen Inseln stand. Sie muss auf die 30–40 m grössere Wassertiefe S und SW von Vinga-Buskär zurückgehen, die hier eine erhebliche Kalbung des Eises verursachte. Eine ähnliche Situation liegt bei Orskär vor. Aber dieser Verlauf des Eisabbaues mit Eisbuchten in den Senkungen setzt selbstverständlich voraus, dass das Kattegat eisfrei und von Wasser erfüllt war. Demzufolge muss das Kattegat-Eis entstanden sein, nachdem das Schweden-Eis das Küstengebiet verlassen hatte. Doch ist die Kerbe zwischen den beiden Eismassen zunächst vermutlich eng gewesen. Die NNO-Schrammen, die vereinzelt erscheinen, können demgemäss vielleicht als Einwirkungen des Kattegat-Eises auf das Schweden-Eis in der Nähe der Eisrandkerbe erklärt werden (Tafel 1, Einsatzkarte A).

6) Die Hönö-Randlinie und die nächstjüngere, die sogenannte Grötö-Rörö-Randlinie – wie übrigens die obenerwähnten Klåback-Endmoränen – sind an ihren Nordenden wie abgeschnitten. Als Hypothese kann gelten, dass das Kattegat-Eis bei seiner Oszillation dafür verantwortlich war. Eine Frage, die hier nicht beantwortet werden kann, ist, welchen räumlichen

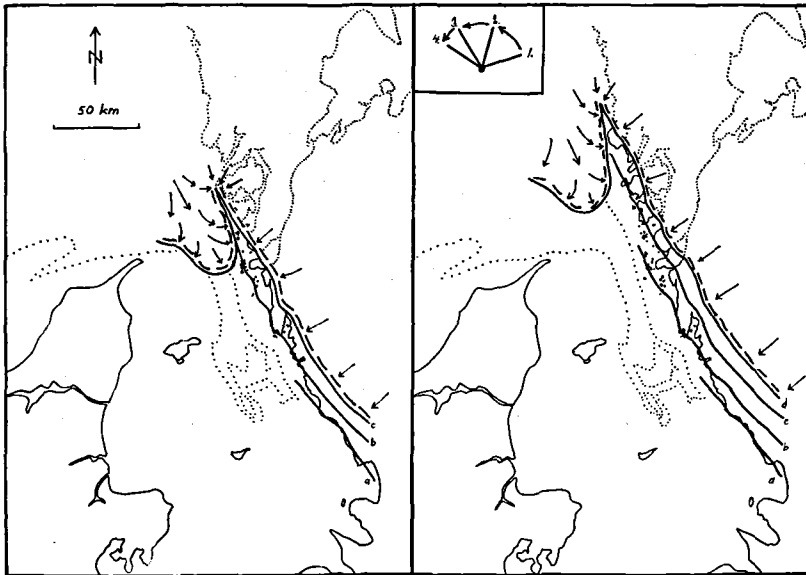


Abb. 8. Karten-Skizzen über die Entwicklung der Eis-Rezession längs der schwedischen Westküste. Die Pfeile geben die Bewegungsrichtungen des Schweden-Eises und des Kattegat-Eises an. In die rechte Karten-Skizze ist eingefügt ein Schema der Schrammen-Richtungen in der Küsten-Zone, die von den beiden Eismassen überschritten worden ist (z. B. Yttre Tistlarna, Hönö, Öckerö):

1. Schrammen von ONO, von dem Rundhöcker-formenden Schweden-Eis geritzt.
2. Sporadische Schrammen von N und NNO, wahrscheinlich in der inneren, östlichen Flanke der Eisrandkerbe geritzt.
3. Schrammen von NNW, vermutlich unter den inframarginalen Partien des Kattegat-Eises geritzt.
4. Sporadische Schrammen von NW und auch WNW, vermutlich jünger als die von NNW und unter der Kante des Kattegat-Eises geritzt.

a-d = Eisrandlinien (a-c im N vom Kattegat-Eis abgeschnitten):

a - die Klåback-Söndrum-Randlinie

b - die Hönö-Randlinie mit hypothetischer Fortsetzung im mittleren Halland

c - eine rekonstruierte, im bohuslänschen Gelände nicht besonders hervortretende Randlinie.

d - die Göteborg-Moräne mit hypothetischer Fortsetzung im mittleren Bohuslän.

Die 50 m-Isobathe im Kattegat und Skagerrak ist punktiert.

Es wird betont, dass die Karten Skizzen sind. Die Verbreitung des Kattegat-Eises in den beiden Fällen gilt nur als Arbeitshypothese.

Umfang diese Oszillation gehabt hat. Dazu sind stratigraphische Untersuchungen der Bodensedimente des Kattegats nötig.

Es ist versucht worden, das Prinzip des Verlaufes der Deglaziation in zwei Karten-Skizzen zu veranschaulichen (Abb. 8).

Nach der Höhenverteilung der NNW-Schrammen zu urteilen, scheint das

Kattegat-Eis in den Niederungen, besonders die, die gegen NNW und NW »offen« sind, hervorgedrungen zu sein. Jedenfalls war das Eis in diesen Gebieten mit Schliffmaterial beladen, da trotz der vielerorts tiefgreifenden, postglazialen Verwitterung in den Höhengebieten mehrere gut bewahrte Schliffflächen beobachtet worden sind.

ÜBER DIE URSACHEN DER ENTSTEHUNG DES KATTEGAT-EISES

Mit dem Abschmelzen und der Verdünnung der Eisdecke nahm ein verhältnismässig immer grösserer Teil des Eiszuflusses von der Oslo- und Wenersee-Senke den Weg durch das Skagerrak westwärts (vergl. J. LUNDQVIST, 1958 S. 16). Aber auch die Tiefe Rinne im Kattegat leitete Eis ab. Der Eisfluss wurde durch den hohen Wasserstand dort erleichtert. Aber in demselben Masse war auch die Wirksamkeit der glazialen Abtragung wahrscheinlich vermindert; jedenfalls scheint dies das Verhältnis auf der Grundgebirgsabdachung zu sein, wo das Kattegat-Eis mit seiner Ostflanke endete. Die Lokalisierung der NNW-Schrammen, wie auch diese selbst, bezeugen dies.

An der westlichen Randzone des südschwedischen Hochlandes wurde das Eis ausgedehnt und unterernährt. Die Eis-Bewegung wurde auch von der N-Böschung des westlichen Teiles des südschwedischen Hochlandes gebremst.

Zuwachs und Vorstoss des Kattegat-Eises können also ohne Klimaverschlechterung vor sich gegangen sein. An Stelle einer solchen scheint eine grosse, gradweise geschehene Konzentrierung des Eisflusses zu den Senken im Zusammenhang mit dem sukzessiven Abschmelzen in Frage zu kommen. Man vergleiche den kontinuierlichen Übergang zwischen NO-Eis und jenen jüngeren Eisströmen über Schonen und südöstlichem Jütland (WENNBERG, 1949 S. 136; MÖLLER, 1959 S. 67–69).

DIE ZEITSTELLUNG DES KATTEGAT-EISES

Die Hönö-Randmoräne liegt ca. 22 km W vor der Göteborg-Moräne, die am Schluss der Älteren Dryas-Zeit und zu Anfang des Alleröd-Interstadials, d. i. ca. 10 200 v. Chr. (G. LUNDQVIST, 1961; E. NILSSON, 1960) entstanden. Die Geschwindigkeit der Eisrezession während der Älteren Dryas-Zeit darf zu ungefähr 50 m pro Jahr angenommen werden (vergl. GILLBERG, 1956 S. 442, der für Sävedalen, O von Göteborg, 40–45 m pro Jahr angab, und CALDENIUS, 1966 S. 65, der gemäss Warwenmessungen in dem unteren Viska Tal NO von Varberg zu ca. 50 m pro Jahr kam). Die Hönö-Randlinie dürfte dann ca. 500 Jahre älter als die Göteborg-Moräne sein. Sie müsste danach nahe der Grenze zwischen der Ältesten Dryas-Zeit und dem Bölling-Interstadial datiert werden. – Kann man von den eventuellen Fehlern der C-14-Datierung der Schalen in Hjärtumåsen absehen, die u. a. in der Influenz von »altem« Meereswasser auf dem Alter dieser Fossilien beruhen können, würde die Eisfreilegung dieses Ortes, wie oben erwähnt worden ist, ca. 9.600 v. Chr. eingetroffen sein. Von der Karte über den

Eisabbau in Schweden (G. LUNDQVIST, 1961) kann so mit ziemlich grosser Sicherheit die Geschwindigkeit der Eisrezession im südlichen Bohuslän zu 50–60 m pro Jahr im Durchschnitt berechnet werden.

Da die Randlinien auf der schwedischen Westküste nicht notwendigerweise Klimaverschlechterungen indizieren – die Topographie kann wenig beigetragen haben, aber auch ein entscheidender Faktor gewesen sein – darf man nicht ohne weiteres der H n -Randlinie eine Klimaverschlechterung zuschreiben. Doch dürfte die imponierende Mächtigkeit und Länge der Randmoräne im Vergleich mit benachbarten Eisrandbildungen dafür sprechen, dass hier wirklich das Klima ein starker Faktor für eine Stagnation der Rezession war. Dies erhöht die Wahrscheinlichkeit der versuchten Datierung.

Indem das Schweden-Eis so die H n -Randlinie ca. 10 700 v. Chr. verliess und sich während des B lling-Interstadials ostwärts zurückzog, dürfte das Kattegat-Eis in der Tiefen Rinne gegen S vorgedrungen sein und dabei über die äusseren Inseln des Schärenhofes Göteborgs oszilliert haben.

Das älteste, belegbare Stadium dieser glazialgeschichtlichen Entwicklung zeigen die NNW-Schrammen auf Hallands Svartskär, dem südlichsten Fundort dieser Eismarken. Wahrscheinlich liegt ein noch älteres Stadium ausserhalb Kl backs vor, wie es K. GRIPP (1967 S. 73) angenommen hat. Jüngere Stadien haben sich gegen N mit dem Abschmelzen der beiden Eismassen an der schwedischen Westküste ausgebildet. Dies bedeutete, dass die Zone der Oszillation und die Eisrandkerbe zwischen dem Schweden-Eis und dem Kattegat-Eis ständig gegen N verschoben wurde. Leider gibt es heute keine Möglichkeiten, eine konkrete Lage einer solchen Eiskerbe nachzuweisen.

Da die Kattegat-Eiszunge meines Erachtens in ziemlich tiefem Wasser endete, wurde sie in eine Menge von Eisbergen und nicht in Toteis aufgelöst. Diese trieben bei günstigen Winden und Meeresstr men u. a. gegen die schwedische Küste und luden Flintknollen ab. Der Flinttransport fand in Halland in der Varberg-Halmstad-Gegend statt, als das Meer ein Niveau erreichte, das MG entsprach, bei Halmstad ca. 60 m und bei Varberg ca. 70 m  . N. N. Die Zeit dafür kann noch nicht in absoluten Ziffern angegeben werden, aber sie muss in eines der ältesten Stadien des Kattegat-Eises verlegt werden.

Dessen »niedrigste« Zeitgrenze und jedenfalls der Eisberge-Lieferung gegen O sollte nach dem Fundniveau der Feuersteine an Ellesbo auf 90 m  . N. N., d. i. einige Meter unter der MG, um 10 000 v. Chr. liegen. Die Abbruchkante des Schweden-Eises befand sich dann nur einige Kilometer nordostwärts davon und ca. 10 km hinter der Göteborg-Moräne. Die Feuersteine im mittleren und nördlichen Bohuslän auf gegen N zunehmend niedrigeren Niveaus dürfen in späteren Zeiten hauptsächlich von Meeres-Eis transportiert worden sein.

Mit Hilfe der Schrammen des Schweden-Eises kann man dessen Verbreitung gegen NNW zur Zeit der Anhäufung der Göteborg-Moräne ungefähr rekonstruieren. Damit kann man auch eine der spätesten Lagen der Eisrandkerbe zwischen dem Schweden-Eis und dem Kattegat-Eis in der Gegend Fj llbackas und des Soten-Fjordes im nördlichen Bohuslän ableiten.

VERGLEICH MIT ANDEREN DEGLAZIATIONSGBIETEN

An dem Bottnischen Meerbusen und an der Ostsee ist laut G. LUNDQVIST (1954) das Prinzip der Eisbewegung gewesen, dass »die an der Küste vom Meere schräg hineinkommenden Schrammen jünger sind als die von dem Lande herab, oft von NW, kommenden«.

Vor allem ist der Verlauf des Eisabbaues in der Gävle-Bucht debattiert worden (siehe G. LUNDQVIST, 1963 S. 24).

In der Beschreibung zu der quartärgeologischen Karte des Gävleborgs län (G. LUNDQVIST, 1963) werden viele ausführliche Informationen über Örtlichkeiten mit Serien von Schrammen-Generationen geliefert. Die jüngsten, sogenannten bottnischen Schrammen von ungefähr NNO-NO erscheinen oben auf den Gipfeln, an »Flächen gegen das Meer hinaus« oder »auf wohlexponierten Lagen« (vergl. Foto bei G. LUNDQVIST, 1961 S. 17).

SANDEGREN (1939 S. 65) berichtet, dass die jüngere Eisbewegung die Rundhöcker völlig umgeformt hat, so dass »neue Stoss- und Leeseiten ausgebildet worden sind«. SANDEGREN nimmt an (l. c. S. 67), »dass ein gewisses Zeitintervall vorliegt zwischen dem Abschnitt, da das Eis sich von NW bewegte, und dem, da es von NO kam«. Ein allmählicher Übergang zwischen den beiden Systemen kommt nicht vor.

Analysen von den dortigen glazialen Feinsedimenten zeigen einen kalkreichen, jüngeren Ton, der an die Küstenzone gebunden ist und dort einen minder kalkhaltigen, älteren Ton überlagert. In der Küstenzone erscheinen auch die bottnischen Schrammen; deshalb muss der Kalk bottnischer Herkunft sein.

In diesem Zusammenhang spielt auch die sogenannte Fleckenzone eine Rolle. Sie ist dadurch entstanden, dass Kalkblöcke in dem Glazialton verwittert sind. Der Kalk stammt aus kambro-silurischen Sedimentgesteinen aus dem Bottnischen Meerbusen. Er ist u. a. bis über Uppland hinaus mit Eisbergen transportiert worden. JÄRNEFORS (1956 S. 312) hat diese Fleckenzone in den Übergang zwischen Yoldia- und Ancylus-Zeit datiert, d. i. um 7400 v. CHR. JÄRNEFORS (1960) hat auch durch Warvenmessungen die Rezession nordwärts durch Gästrikland verfolgt.

G. LUNDQVIST (1963 S. 25) skizziert die Entwicklung in folgender Weise. Das Haupteis mit NW-Schrammen schmolz regelmässig ab und lagerte den warwigen Schluff ab, der der Geochronologie und den Ekvi-Rezessionslinien zu Grunde liegt. Gleich danach drehte das Eis von dem Bottnischen Meere gegen SW ab, wobei die NO-Schrammen in der Küstenzone eingritzten wurden. In »Sveriges Geologi« sagt G. LUNDQVIST (1963 S. 476), dass das Eis eine Zunge in das tiefe Bottenmeer-Tal vorgeschoben hat. Das bottnische Eis war dünn und wenig plastisch, sodass es die Vorbedingungen aufwies, schnell aufzubrechen und dadurch einen mächtigen Strom von Treibeis zu liefern. Mit Hilfe der geochronologischen Untersuchungen hat auch LUNDQVIST ein ungefähres Zeitschema des Verlaufes angeben können, das mit der Datierung der Fleckenzone JÄRNEFORS' harmoniert. Ein Zeitintervall von einigen Jahrhunderten hat zwischen den beiden Eisströmen bestanden. Dies hatte auch SANDEGREN angenommen.

Ein anderes Gebiet mit denselben Eisbewegungen liegt u. a. in der V stervik-Gegend vor (G. LUNDQVIST, 1961 S. 9).

Die Ähnlichkeiten in der glazialgeschichtlichen Entwicklung zwischen einerseits der Gävle-Bucht und der V stervik-Gegend und andererseits der Westküste ist auffallend, beinahe seltsam übereinstimmend.

Das relative Altersverhältnis und die Richtungen der Schrammen-Generationen stimmen gut überein, doch selbstverständlich seitenverkehrt, ebenso der Charakter und das topographische Auftreten der Schrammen. Nach der Notiz SANDEGREN's zu urteilen, dürfte das baltische Eis kräftiger als das Kattegat-Eis erodiert haben. Ein Zeitintervall zwischen den beiden Eisströmen scheint wahrscheinlich in der Gävle-Bucht vorzuliegen und ist an der Westküste plausibel gemacht worden. Die Topographie ausserhalb der heutigen K sten, das Baltische Meer mit der Form einer flachen, rinnenförmigen Senke und ein NNO-SSW-licher Tiefgraben ausserhalb der V stervik-Gegend (u. a. Landsortsdjupet 459 m tief) und das Kattegat mit einer tiefen, geraden Rinne, stimmen gut überein. Die Wassertiefe an den K sten, als das Bottenmeer-Eis respektive das Kattegat-Eis vordrang (in der Gävle-Bucht um 200–250 m und an der Westküste um 150 m), haben in den beiden Regionen einen schnellen Zusammenbruch dieser Eismassen gefördert. Von dem Baltischen Meere wurde dabei Kalk mit den Eisbergen über die Küste landwärts gebracht und in den oberen Partien dem Glazialton beigemischt (u. a. als Fleckenzone bemerkbar). Vom Kattegat wurden auf gleiche Weise die kretazischen, u. a. der Flint, und Oslo-Feldgesteine über die Westküste landeinwärts verfrachtet, als der Meeresspiegel sicherlich 90 m bei Ellesbo und 70 m  . N. N. in der Varberg-Gegend stand.

Nichts ist gesagt, ob eine Klimaverschlechterung die Ursache der Eisoszillation in der Gävle-Bucht war. Von dort liegen auch keine Zeichen für ein Stadial vor. – Die Existenz des Kattegat-Eises wird somit unter Hinweis auf die Deglaziations-Entwicklung in Schonen und im südlichen Wettersee-Gebiet als von einem erhöhten Eiszufluss verursacht gedeutet. Dieser hatte seinen Grund in einer Konzentration der Eismassen in den Senken zur gleichen Zeit, als eine Verdünnung und Ausdehnung des Eises über Buckeln und flachen Böschungen des Grundgebirges stattfand.

ZUSAMMENFASSUNG

Die äusseren Partien der schwedischen Westküste sind betreffs der glazialen Schrammen untersucht worden. Daraus ergab sich: Ein älterer Eisstrom von ONO hat die Rundhöckerlandschaft geformt, ein jüngster Eisstrom von NNW auf den äussersten Inseln ist festgestellt worden.

Von der Oslo-Senke und von Mittelschweden sind Eismassen in das Skagerrak vorgedrungen. Auch die Kattegat-Senke hat Eis abgeleitet, wobei die tiefe Rinne vermutlich als Leitlinie einer Gletscherzunge gedient hat. Diese endete im mittleren Kattegat, vielleicht auf dem Fladen-Grund (GRIPP, 1967). Im südlichen Kattegat stand die Kante des Baltischen Eises, das in Gletscherzungen aufgeteilt war (Öresund, Store

Bælt). Die Trennungszone zwischen den beiden Eismassen im Kattegat wurde als eine Fortsetzung der NW-SO-lichen Bucht bei Aalborg zuerst als eine enge Eiskerbe ausgebildet, die sich mit dem Abschmelzen sukzessiv erweiterte.

Das Eis über dem südschwedischen Hochlande wurde dünn und kraftlos infolge Ausdehnung und abgeschwächtem Eiszufluss. Ausserhalb der Halland-Küste wurden lange, gerade oder schwach gebogene Endmoränen zusammengeschoben vor einem Eisbruch, den der ONO-Eisstrom bildete, als er in das spätglaziale Kattegat-Eismeer mündete, wo der Wasserspiegel damals wahrscheinlich 60–80 m ü. N. N. lag. Als dieser ONO-Eisstrom sukzessiv zurückwich und die Reihen von Eisrandbildungen, besonders in der Ebene der Halland-Küste verfolgbar, aufbaute, oszillierte die Eiszunge im Kattegat von NNW über die heutigen äussersten Inseln, die sich bei dem Eisfreiwerden tief unter dem Wasser befanden. Bei der Oszillation des Kattegat-Eises wurden vielleicht die NW-SO-lichen Endmoränen ausserhalb Varbergs und des Schärenhofes Göteborgs in ihren N-Enden abgeschnitten.

Leitgeschiebe wie Flint und Rhombenporphyr wurden teils mit aktivem Kattegat-Eis teils mit treibenden Eisbergen von diesem u. a. gegen O verfrachtet, wo sie nun bis an die marine Grenze in marinem Schwemmkies angetroffen werden, was bedeutungsvoll für die Datierung des Kattegat-Eises und seiner Lieferung von Eisbergen ist. Diese trieben über das Meer bei günstigen Winden und Stromverhältnissen gegen O an die schwedischen Küste, als das Meeres-Niveau bis an die Marine Grenze (MG) reichte. Das Kattegat-Eis als eine selbständige, oszillierende Eiszunge sollte dann etwas jünger sein als die Endmoränen W von Klåback. Eine absoluter Zeitpunkt kann noch nicht angegeben werden. Die niedrigste Grenze der Existenz des Kattegat-Eises sollte bei ungefähr 10 000 v. Chr. liegen.

Ein ähnlicher Verlauf der Deglaziation hat wahrscheinlich in der Gävle-Bucht an der Ost-Küste Schwedens stattgefunden. Ein Vergleich zwischen den beiden Gebieten schliesst diesen Aufsatz.

LITERATUR

Verkürzungen

G.F.F.: *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*.

D.G.F.: *Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening*.

D.G.U.: *Danmarks Geologiske Undersøgelse*.

S.G.U.: *Sveriges Geologiska Undersökning*.

S.G.Å.: *Svensk Geografisk Årsbok*.

ANDERSEN, B. G., 1965. The Quaternary of Norway. – In: RANKAMA, K. (edit) *The Geologic Systems: The Quaternary* Vol. 1. New York – London – Sydney.

ANDERSEN, S. A., 1961. *Geologisk Fører over Vendsyssel*. – København.

BERGSTEN, K.-E., 1943. Isälvsfält kring norra Vättern. Fysisk-geografiska studier. – *Medd. Lunds Univ. Geogr. Inst.*, Avh. VII.

ASKLUND, B., 1928. Strandflaten på Sveriges Västkust. – *G.F.F.* Bd. 50.

BJÖRSJÖ, N., 1949. Israndstudier i södra Bohuslän. – *S.G.U.* Ser. C. N:o 504.

BJÖRSJÖ, N., 1956. Om utbildningen av MG på Västkusten. En analys och en metoddiskussion. – Unpubl.

BROTZEN, F., 1961. An interstadial (radiocarbon dated) and the substages of the last glaciation in Sweden. – *G.F.F.* Bd. 83.

- CALDENIUS, C., 1966. Beskrivning till kartbladet Halmstad. – *S.G.U.* Ser. Aa. N:o 198.
- DE GEER, G., 1893. Beskrifning till geologisk jordartskarta öfver Hallands län. – *S.G.U.* Ser. C. N:o 131.
- ERIKSSON, K. G. und OLSSON, I. U., 1967. Några data från en planerad undersökning av en skalbank vid Linddalskogen, Väjern, mellersta Bohuslän. – In: *Teknik och natur. Studier tillägnade Gunnar Beskow.* – Göteborg.
- GILLBERG, G., 1956. Den glaciala utvecklingen inom Sydsvenska höglandets västra randzon. III. Issjöar och isavsmältning. – *G.F.F.* Bd. 78.
- GRIPP, K., 1967. Der Abbau des würmzeitlichen Eises im Bereich des Kattegat. – *D.G.F.* Bd. 17.
- HANSEN, S., 1965. The Quaternary of Denmark. – In: RANKAMA, K. (edit.) *The Geologic Systems: The Quaternary* Vol. 1. New York – London – Sydney.
- HARDER, P., 1908. En østjyds Israndslinje og dens Indflydelse paa Vandløbene. En geografisk Studie. – *D.G.U.*, II. R. Nr. 19.
- HESSLAND, I., 1943. Marine Schalenablagerungen Nord-Bohusläns. – *Bull. of Geol. Instit. of Upsala*, Vol. XXXI.
- HILLEFORS, Å., 1964. Vindslipat flyttblock från Ellesbo och Västsveriges glacial-historiska utveckling. – *Göteborgs Naturhistoriska Museum*, Årstryck.
- HILLEFORS, Å., 1966. Hur landet kom till. En naturgeografisk orientering. – In: *En bok om Tuve.* Göteborg.
- HILLEFORS, Å., 1967 a. Die Glazialschrammen auf Hallands Svartskär und der Verlauf des würmzeitlichen Eisrandes längs der Küste Nordhallands, Westschweden. Ein Beitrag zur Diskussion über das Kattegatt-Eis. – *D.G.F.* Bd. 17.
- HILLEFORS, Å., 1967 b. Till frågan om den norska isströmmen eller Kattegattisen. – *S.G.A.* 44. Im Druck.
- JESSEN, A., 1931. Lønstrup Klint. – *D.G.U.* II. R. Nr. 49.
- JESSEN, A., 1936. Vendsyssels Geologi. – *D.G.U.* V. R. Nr. 2.
- JOHNSSON, G., 1956. Glacialmorfologiska studier i södra Sverige. – *Medd. Lunds Univ. Geogr. Inst.*, Avh. 31.
- JÄRNEFORS, B., 1956. Isrecessionen inom Uppsalaområdet. – *G.E.F.* Bd. 78.
- und FROMM, E., 1960. Chronology of the ice recession through middle Sweden. – *Rep. Geol. Congr. XXI Sess.*, Part IV.
- LIDMAR, K., 1965. Flintans utbredning efter Hallandskusten. – *S.G.A.* 41.
- LINDSTRÖM, A., 1902. Beskrifning till kartbladet Uddevalla. – *S.G.U.* Ser. Ac. N:o 3.
- LUNDQVIST, G., 1954. Räckflor, ändmoräner och isrecessionslinjer. – In: *Atlas över Sverige*, Nr. 21–22.
- LUNDQVIST, G., 1961. Beskrivning till karta över landisens avsmältning och högsta kustlinjen i Sverige. – *S.G.U.* Ser. Ba 18.
- LUNDQVIST, G., 1963. De kvartära bildningarna. – In: *Sveriges Geologi*. Fjärde upplagan. – Stockholm.
- LUNDQVIST, G., 1963. Beskrivning till jordartskarta över Gävleborgs län. – *S.G.U.* Ser. Ca. Nr 42.
- LUNDQVIST, J., 1958. Beskrivning till jordartskarta över Värmlands län. – *S.G.U.* Ser. Ca. Nr 38.
- MÖLLER, H., 1959. Från nordostis till lågbaltisk is. – *S.G.U.* Ser. C. N:o 566.
- MUNTHE, H., 1924. Göteborgstraktens geologi. – In: *Göteborgstraktens natur. Skrifter utgivna till Göteborgs stads trehundraårsjubileum.*
- NILSSON, E., 1953. Om södra Sveriges senkvartära historia. – *G.F.F.* Bd. 75.
- NILSSON, E., 1960. The recession of the land-ice in Sweden during the Alleröd and the Younger Dryas ages. – *Rep. Geol. Congr. XXI Sess.*, Part IV.
- VON POST, L., 1929. Beskrivning till kartbladet Säffle. – *S.G.U.* Ser. Aa. N:o 167.
- VON POST, L., 1933. A gothiglacial transgression of the sea in south Sweden. – *Geogr. Ann.*, Årg. XV.
- VON POST, L., 1947. Hallands marina fornstränder. – *G.F.F.* Bd. 69.
- PRATJE, O., 1951. Die Deutung der Steingründe in der Nordsee als Endmoränen. – *Deutsch. Hydrogr. Zs.*
- SANDEGREN, R., 1931. Beskrivning till kartbladet Göteborg. – *S.G.U.* Ser. Aa. N:o 173.

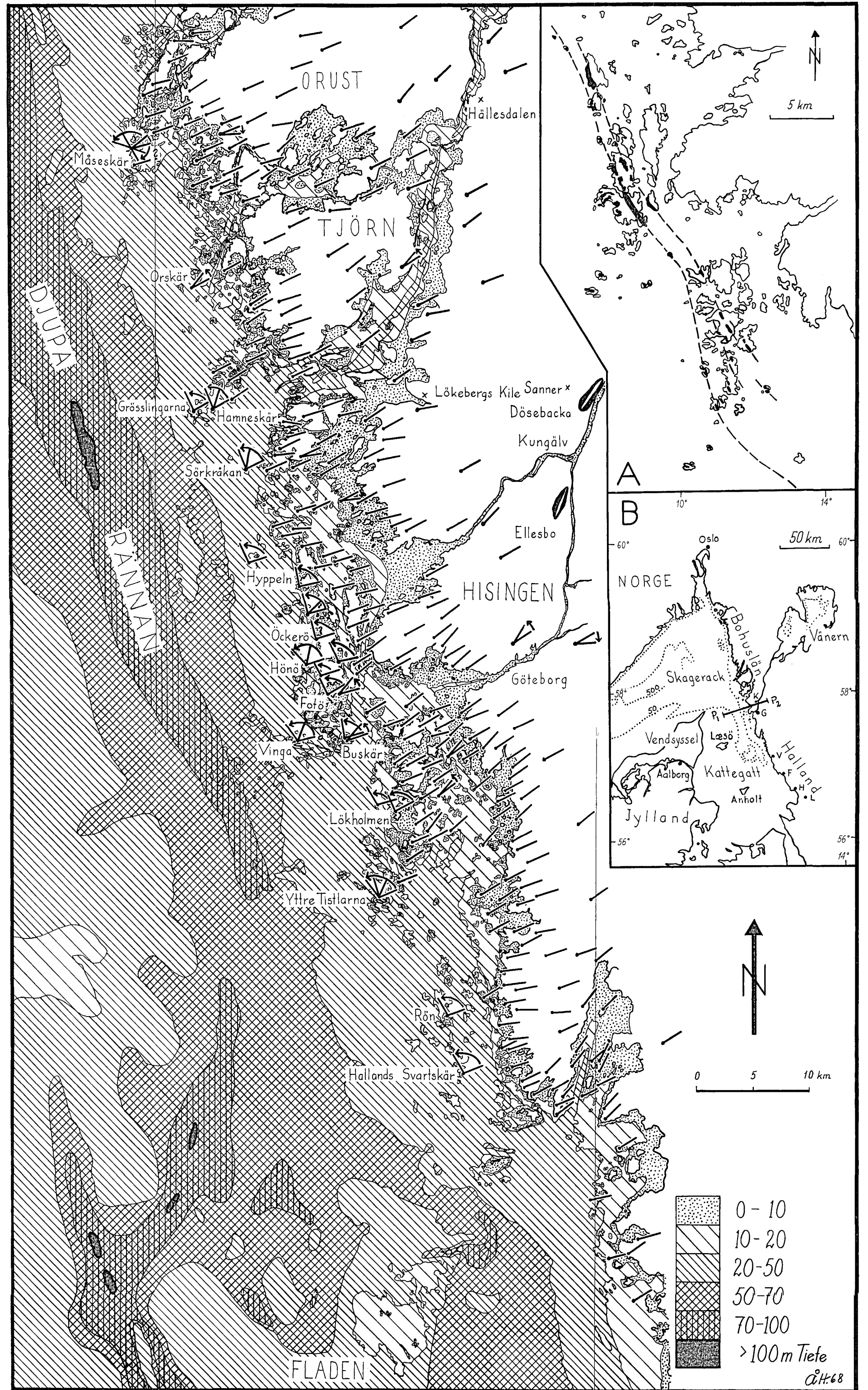
- SANDEGREN, R., 1939. Beskrivning till kartbladet Gävle. – *S.G.U.* Ser. Aa. N:o 178.
- SANDEGREN, R., 1952. Beskrivning till kartbladet Onsala. – *S.G.U.* Ser. Aa. N:o 192.
- SANDEGREN, R., 1953. Beskrivning till kartbladet Särö. – *S.G.U.* Ser. Aa. N:o 195.
- SORGENFREI, TH., 1960. Outline of bottom deposits and potential submarine terminal moraines. – Unpubl.
- SORGENFREI, TH., 1966. Strukturgeologischer Bau von Dänemark. – *Geologie* Jahrg. 15. Heft 6.
- SVEDMARK, E., 1893. Beskrifning till kartbladet Varberg. – *S.G.U.* Ser. Ab. N:o 13.
- SVEDMARK, E., 1902. Beskrifning till kartbladet Fjellbacka. – *S.G.U.* Ser. Ac. N:o 2.
- TAUBER, H., 1966. Danske Kulstof-14 dateringsresultater II. – *D.G.F.* Bd. 16.
- THORMARK, M., 1950. Om landisens rörelser och avsmältning över Onsalalandet. – *G.F.F.* Bd. 71.
- VALENTIN, H., 1957. Glazialmorphologische Untersuchungen in Ostengland. Ein Beitrag zum Problem der letzten Vereisung im Nordseeraum. – *Abh. d. Geogr. Inst. d. freien Univ. Berlin.* Bd. 4.
- WENNERBERG, G., 1949. Differentialrörelser i inlandsisen. Sista istiden i Danmark, Skåne och Östersjön. – *Medd. Lunds Geol.-Min. Inst.* N:o 114.
- WERNER, M., 1967. Flintfynd efter svenska Västkusten. – *Ymer.*
- WIENBERG RASMUSSEN, H., 1966. *Danmarks geologi.* – Tönder.
- WIMAN, C., 1912. Om flintan i Bohuslän. – *G.F.F.* Bd. 34.

APPENDIX

Der Verfasser hat nach dem Druck des Aufsatzes auch Väderöarna besucht. Es ergab sich Folgendes:

16. a) *Södra Väderöarna und ostwärts.* Väderöbod, auf dem N- und NW-Ufer in basischem Gneis-Granit, Schrammen N 75 O, und auf dem östlichen Teil der Insel auf Rhombenporphyr-Gängen N 58 O. Keine NNW-Schrammen konnten beobachtet werden, trotz sehr gut bewahrter Glazial-Schleifung und guten Belichtungsverhältnissen. Rörskärä ältere Schrammung N 54–58 O, jüngere N 25 und 40 O. – Auf der östlichen Seite des Väderöfjordes: Svartingen N 70 O, Rossholmen N 57–60 O und Lilla Ängeln N 50–55 O.
- b) *Norra Väderöarna und ostwärts.* Stora Holmen grå (Amphibolit) ist einheitlich in der Richtung N 53 O geschrammt. Auch hier konnten keine N- oder NW-Schrammen beobachtet werden. Auf einer Amphibolit-Fläche auf der NW-Spitze Botös, wurden Schrammen N 59 O gemessen. Keine N- oder NW-Schrammen trotz auch hier gut bewahrter Glazial-Schleifung. Auf dem Gipfel der Insel Schliff-Richtung N 53 O. Torsö zeigte auf einer Spitze der West-Seite ältere Schrammen N 56 O und jüngere N 42 O. Der Gipfel (31,4 m ü. N. N.) der Insel Storö ist in der Richtung N 46 O geschrammt. – Auf der östlichen Seite des Väderöfjordes: Brottet N 56 O, Lyngö N 55 O, Klättarna N 58–60 O und Längeskär (nördlicher Teil) N 70 O.

Erläuterung. Da offenbar auf Väderöarna keine Schrammen von N oder NW vorkommen, hat das Kattegat-Eis nicht über diese Inseln oszilliert. Wahrscheinlich hat es etwas vor dem Zeitpunkt, als Väderöarna von dem Schweden-Eis befreit wurden, aufgehört, eine selbständige Eiszunge zu sein.



Tafel 1.

Tafel 1. Karte über die Glazialschrammen und die Entwicklung der Eisbewegungen auf Teilen der schwedischen Westküste.

Der ältere Eisstrom folgt mit einem kleinen Winkel-Unterschied der Neigung der Küste gegen WSW. Die divergierende Eisbewegung über die Höhen und die entsprechende, konvergierende in die zwischenliegenden Buchten, Täler etc. treten hervor. Die Schrammen von NNW und NW des Kattegat-Eises erscheinen in der äussersten Küsten-Zone. Die Ost-Grenze des Kattegat-Eises läuft mit der Tiefen Rinne (»Djupa Rännan«) parallel. Dösebacka und Ellesbo; zwei Drumline mit sehr komplexen würmzeitlichen Ablagerungen. Hällesdalen, Lökebergs Kile und Sanner sind Fundorte für Geschiebe aus Flint und Rhombenporphyr, die besonders im Text erwähnt sind.

Einsatzkarte A. Die Hönö- und die Grötö-Randlinien. Dazu einige kürzere Eisrandlagen und Klappersteinanhäufungen auf den Inseln im Schärenhofe Göteborgs (vergl. Abb. 5). Die Moränen-Überreste W von der Hönö-Randlinie dürfen ursprünglich zum Teil vom Kattegat-Eis abgesetzt worden sind.

Einsatzkarte B. Übersichtskarte. Im Kattegat und im Skagerrak sind die tiefen Rinnen mittels Isobathen für 50 und 500 m angedeutet. Die Lage des Profiles Abb. 7 ergibt sich aus der groben Linie P1-P2. K = Kungälv; G = Göteborg; V = Varberg; F = Falkenberg; H = Halmstad; L = Laholm.