Neue Funde kambrischer Gänge und ordovizischer Geschiebe im südwestlichen Finnland

Von

Anders Martinsson

ABSTRACT.—In addition to the Cambrian sandstone dikes and Ordovician limestone boulders treated by the author in an earlier paper (MARTINSSON 1955) some supplementary finds from the archipelago of south-western Finland are published, among them new localities with the characteristic dolomitized (D_3?) pelmatozoan boulders of the Tvärminne area. The poor fossil content of the limestones and some observations on glacial erosion marks are briefly discussed, and finally a survey of our knowledge of the Cambro-Silurian in south-western Finland is given.

The reader is also referred to the explanations of the illustrations in English.

Inhalt

Seite

Einleitung 80
Die Sandsteingänge von Morgonland 80
Ordovizische Geschiebe 84
Vorkommen und Verbreitungsverhältnisse 84
Geschiebe aus dolomitisierten Gesteinen 84
Geschiebe aus Ostseekalkstein 86
Bemerkungen über den Fossilinhalt 89
Vellamo wesenbergensis (PAHLEN) 89
Encrinurus cf. *seebachi* FR. SCHMIDT 90
Chilobolbina cf. *umbonata* (KRAUSE) 90
Platybolbina cf. *plana* (KRAUSE) 91
Leiosphaera sp 91
Beobachtungen über Glazialbewegungen 93
Die Gänge und Geschiebe in ihrem regionalen Zusammenhang. Eine Zusammenfassung 97
Die Sandsteingänge und das subkambrische Päneplan 97
Der Ostseekalkfelsen in Lumparen 99
Die ordovizischen Geschiebegebiete 100
Das Gullkronaproblem 100
Verwerfungshypothesen in der Literatur 101
Schlussbemerkungen 102

Einleitung

Durch eine erweiterte Untersuchung im Schärengebiet von Hangö und Ekenäs im Sommer 1955 ist eine Reihe neuer Vorkommen kambrischer Sandsteingänge und ordovizischer Geschiebe festgestellt worden, die, obgleich sie im Grossen keine neuen Problemstellungen mit sich führen, unsere bisherigen Kenntnisse über diese Erscheinungen wesentlich vervollständigen. Die Arbeit ist nach den in einer früheren Schrift des Verfassers (MARTINSSON 1955) angegebenen Richtlinien weitergeführt worden. Das Untersuchungsgebiet ist im Westen bis zur Insel Morgonland und im Osten bis an Ytterland westlich der Grenze des Porkalagebiets erweitert worden. Ausser dem Versuche einer Feststellung der stratigraphischen und geographischen Herkunft der ordovizischen Geschiebe sind Beobachtungen über kambrische Sandsteingänge und eiszeitliche Gletscherbewegungen angestellt worden. Da der Verfasser sich vorläufig nicht auf die grossen areellen Rutinuntersuchungen einlassen will, die ein Gesamtbild der Geschiebeverbreitung, der Gletscherbewegungen usw. geben und damit als Unterlage weitergehender Schlüsse dienen könnten, wird das Material, zum Teil in Form von Notizen, hier vorgelegt. Eine Zusammenfassung der behandelten Erscheinungen wird hinzugefügt. Um Wiederholungen tunlichst zu vermeiden — dies gilt speziell für die Literaturbesprechung — wird auf die erwähnte frühere Schrift des Verfassers hingewiesen.

Der Verfasser ergreift hier die willkommene Gelegenheit, der Helsingforser Gesellschaft „Svenska Naturvetarklubben", die durch ein Stipendium diese neue Materialeinsammlung ermöglicht hat, seinen warmen Dank auszuprechen. Für Hilfe mit den Abbildungen danke ich Herrn N. HJORTH (Fossilphotographien) und Herrn Ass. E. STÅHL (Zeichnungen) am Paläontologischen Institut, Uppsala.

Die Sandsteingänge von Morgonland

Durch die Erweiterung des Untersuchungsgebiets westwärts bis an Morgonland — die Bengtskär-Inseln sind leider nicht untersucht — ist das Untersuchungsgebiet EDELMANS (1951) erreicht worden. In diesem Gebiet fand EDELMAN einen Sandsteingang auf der Felseninsel Sisan bei Kugghamn in Hitis, und das Vorhandensein eines kleinen Sandsteingebietes auf dem Meeresboden wurde durch Geschiebezählungen angedeutet. Im Hangö-Ekenäs-Gebiet sind zwei Ganglokalitäten bekannt, auf den Schäreninseln Skarvkyrkan und Örn.

Auf Morgonland sind wenigstens 9 verschiedene Sandsteingänge vorhanden. Die ausgefüllten Spalten gehören einem System an, das die Insel mit den Hauptrichtungen NNO–SSW und WNW–OSO durchsetzt. Die Gänge sind

Abb. 1. Sandsteingang an der Nordseite von Morgonland. Aufn. Verf. 5.8.1955.
Dike of Cambrian sandstone on the northern side of the island of Morgonland.

zwischen 5 mm und etwa 8 cm dick. Petrographisch erinnern sie sehr an dem Gangsandstein von Skarvkyrkan. Das Gestein dieser Gänge ist schwach konsolidiert und besteht aus gut abgerundeten Quarzkörnern, unter denen Feldspatkörner sehr spärlich vorkommen, im Gegensatz zu dem Sandstein von Örn, in dem grosse Feldspattafeln eine hervorragende Rolle spielen. In letzterem Sandstein ist die Zementierung vollständig und die Körner sind nach subjektiver Beobachtung auffallend eckiger als in den übrigen Gängen.

Sämtliche Spaltenausfüllungen, die im behandelten migmatitischen Schärengebiet angetroffen wurden, sind beiderseits von einer verwitterten Schicht begleitet, die am entblössten Rand abgefallen ist, so dass die Sandsteinschicht in der Mitte der Spalte mehr oder weniger hervorragt (Abb. 1). Besonders in einem der neuentdeckten Gänge ist die angewitterte Querfläche des Sandsteins mit schwach erhabenen parallelen Rücken versehen, die einander in einem spitzen Winkel schneiden und so auf der Fläche ein Rautenmuster bilden

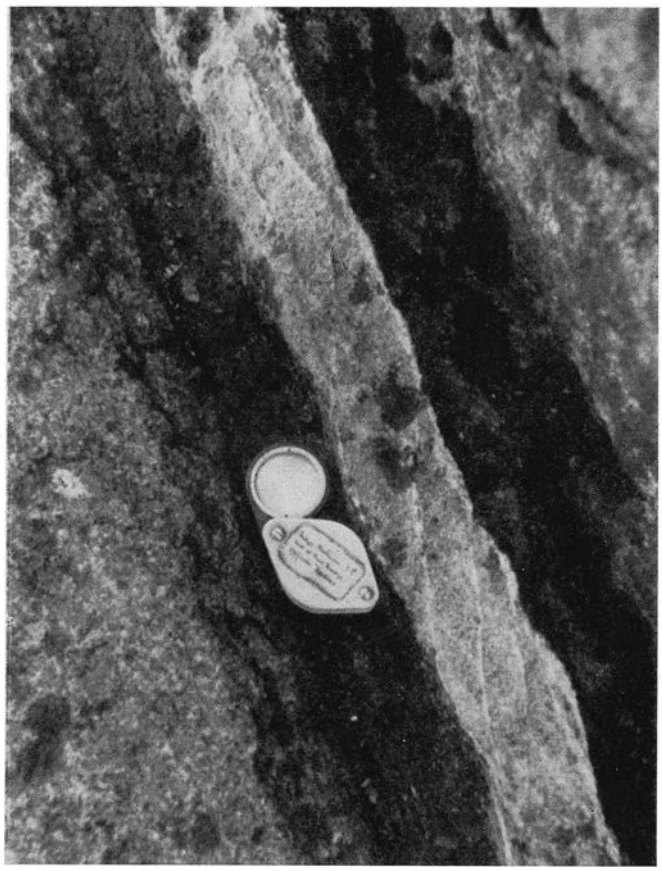


Abb. 2. Das Rautenmuster auf der angewitterten Querfläche des Sandsteinganges in Abb. 1. Aufn. Verf. 5.8.1955.

Weathered transverse surface of the sandstone dike in Fig. 1, with a rhombic pattern of low ridges.

(Abb. 2). Möglicherweise ist diese im frischen Bruch wenig sichtbare Struktur, sowie teilweise die Auflockerung des zunächst liegenden Gesteins der Spaltenwände, eine Folge postkambrischer Bewegungen in den Spalten.

Die Gänge verteilen sich folgendermassen:

1. Auf der schmalen, abgeschnürten, nördlichen Halbinsel, etwa 5 mm dick, Spaltenrichtung O 167° S–W 347° N (Abb. 3).
2. An der Nordseite der Insel, etwa 3 cm dick, Spaltenrichtung O 102° S–W 282° N (Abb. 1 und 2).
3. An der Nordostseite der Insel, 3–4 cm dick, Spaltenrichtung N 63° O–S 243° W.
4. An der Südseite der Insel, etwa 5 mm dick, Spaltenrichtung O 90°–W 270°.
5. In der Nähe des Vorigen, 7–8 cm dick, Spaltenrichtung N 75° O–S 255° W.

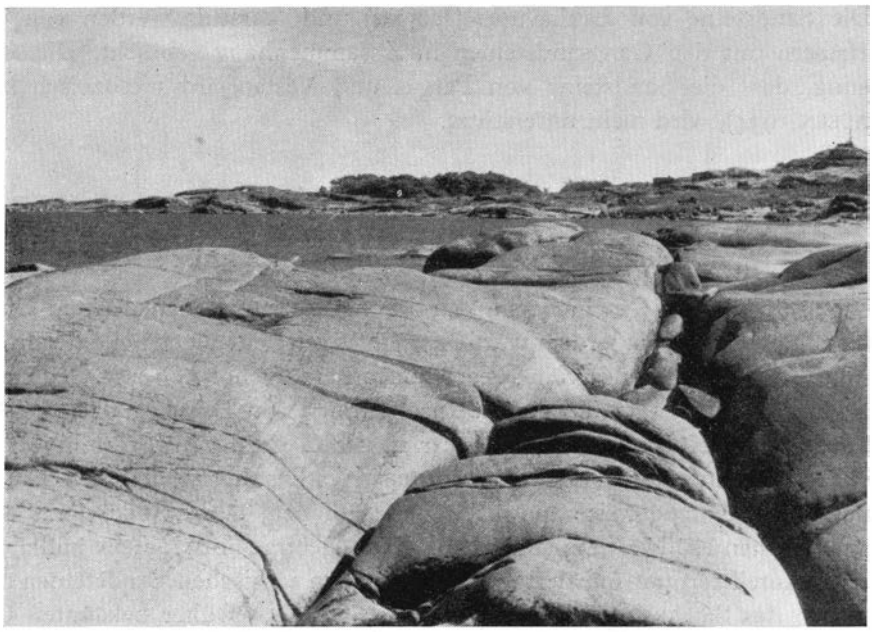


Abb. 3. Morgonland von der nördlichen Halbinsel gegen Süden gesehen. Etwas nördlich des Erlengehölzes im Hintergrund befindet sich der oben abgebildete Sandsteingang. Auch in der Spalte im nächsten Vordergrund ist eine Sandsteinausfüllung angetroffen worden. Aufn. Verf. 5.8.1955.

Joint morphology of Morgonland. At least nine different fissures on this little island are filled with sandstone, one of them near the alder grove in the background, another in the fissure in the foreground, on the northernmost point of the island.

6. An der Südwestseite der Insel, 3–4 cm dick, Spaltenrichtung O 113° S–W 295° N.
7. Unmittelbar nördlich des Vorigen, von derselben Dicke, Spaltenrichtung O 178° S–W 358° N.
8. An der Westseite der Insel, 3–4 cm dick, Spaltenrichtung O 98° S–W 278° N.
9. In unmittelbarer Nähe des Vorigen, von derselben Dicke, Spaltenrichtung O 104° S–W 284° N.

Die Sandsteingänge in diesem Gebiet sind die östlichsten bekannten Ausläufer der Spaltenausfüllungen, die in den Schären von Åland, Åboland und Nyland häufig sind (vgl. MARTINSSON 1955, Abb. 3). Neuerdings ist eine ausführliche petrographische Untersuchung über die nicht metamorphosierten Sandsteine in Finnland erschienen (SIMONEN & KOUVO 1955). Dort wird nachgewiesen, dass die Gangsandsteine in den Schären eine wohl abgegrenzte Einheit bilden, mit sehr niedrigen Feldspatwerten, gut abgerundeten Quarzkörnern und fast ausschliesslich kieseligem Bindemittel. Leider ist der abweichende Sandstein von Örn nicht mit einbezogen; wahrscheinlich ist er aber mit den Proben von Saltvik („Locality 25" bei SIMONEN & KOUVO) und Lemböte (30) vergleichbar.

Die Sandsteine von Lauhavuori (Isojoki) und Karstula werden von den Verfassern mit den Gangsandsteinen in Zusammenhang gebracht. Die Auffassung, dass die Sandsteine von Pargas und Västanfjärd mesozoisch sind (HAUSEN 1934), wird nicht unterstützt.

Ordovizische Geschiebe

Vorkommen und Verbreitungsverhältnisse

Die ordovizischen Geschiebe sind an den nicht vegetationsbedeckten Ufern angetroffen worden; ausserdem wurde zufälligerweise ein Block bei der Untiefe Perfiloff (NNW Storgadd) vom Meeresboden heraufgeholt. Grosse Gebiete in den inneren Schären, und zwar die Inselgruppen von Danskog, Hästö, Ekö, Hermansö und Koö sowie einige Äcker in der Gegend von Tvärminne sind genau untersucht worden, aber ohne ein positives Resultat zu liefern. Die Ufer bestehen hier vorzugsweise aus mächtigen Moränen, denen Blöcke aus dem migmatitischen südwestfinnländischen Grundgebirge mit einem auffallend grossen Anteil ferntransportierter Blöcke aus den jotnischen Sandsteinen und Diabasen des Satakuntagebiets beigemischt sind. Den früher bekannten Geschiebelokalitäten in den äusseren Schären (MARTINSSON 1955, Abb. 1) kann noch eine beträchtliche Anzahl hinzugefügt werden (Abb. 4). Obwohl es nicht möglich war, die Frequenz der Blöcke in relativen Zahlen auszudrücken, ist es deutlich, dass sie in den östlichen Teilen des kartierten Gebiets noch sehr zahlreich, in den westlichen Teilen aber sehr spärlich sind. Von den Klappersteinflächen an der Südseite der kleinen Felseninsel Trätland (SO Jussarö) wurden z. B. 280 oberflächlich sichtbare Kalksteinstücke eingesammelt, während auf der viel grösseren Insel Morgonland im Westen nur 5 zu finden waren.

Die nord–südlichen Untersuchungslinien des Verfassers erstrecken sich nur bis zu den Sandmassen des in die Hangöhalbinsel auslaufenden Lojo Ås. Obwohl die Verbreitungstendenz nach unserer gegenwärtigen Kenntnis sehr deutlich erscheint, sind alle künftigen Beobachtungen nördlich von Hangö Udd von grösstem Interesse. Die nächste bekannte ordovizische Blocklokalität in dieser Richtung findet sich auf Pettu Holme in Finby.

Geschiebe aus dolomitisierten Gesteinen

Unter den Geschieben kommt eine charakteristische Gruppe von mehr oder weniger dolomitisierten Gesteinen vor, deren Vorkommen auf Bönholms Lillgrund die Veranlassung zu diesen Untersuchungen gab. Der an dieser Lokalität gefundene grobe Pelmatozoendolomit konnte zuerst nicht anderswo angetroffen werden, wurde aber mit einem auf Bönholms Lillgrund, Segelskär, Andalskär und Stora Tärnskär auftretenden Sandsteintypus, dessen primärer hoher Kalkgehalt in verschiedenem Grad durch Dolomit ersetzt war, in Zusammenhang gebracht.

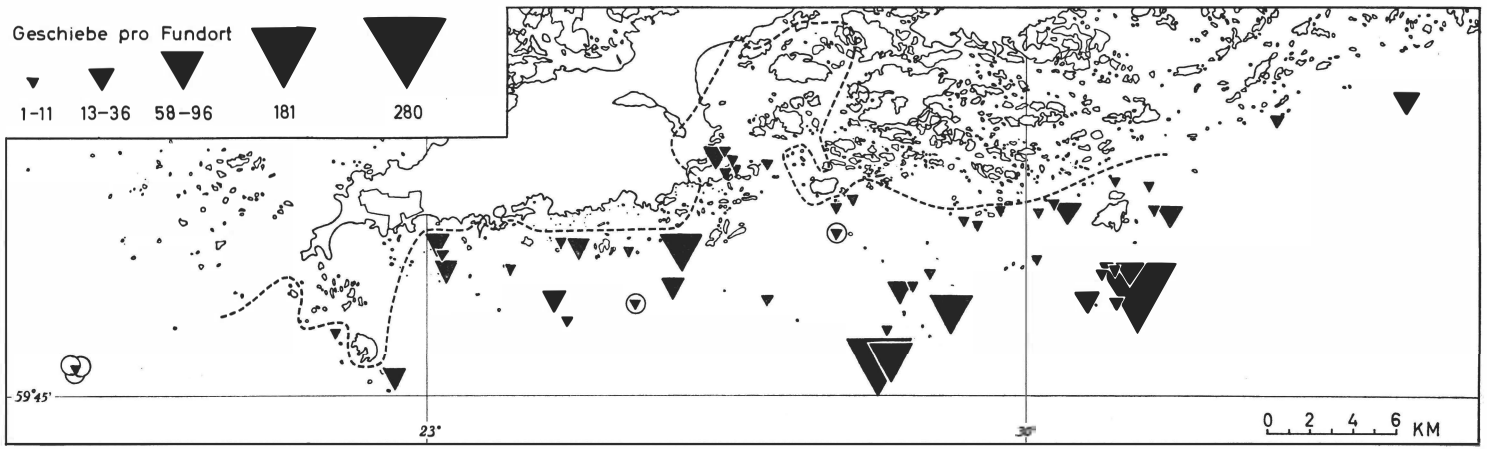


Abb. 4. Das Untersuchungsgebiet und die Verbreitung der angetroffenen Kalksteingeschiebe. Sandsteingänge mit kleinen Kreisen bezeichnet. Südlich der gestrichelten Linie sind fast alle Inseln untersucht worden.

Hitherto known distribution of Ordovician limestone boulders in the Hangö–Ekenäs area. The triangles signify the absolute numbers of boulders from the skerries. Fissure fillings of Cambrian sandstone are marked with circlets. The line of short dashes marks the northern limit of the area of thorough investigation.

Dank niedrigerem Wasserstand und geringerer Tangbedeckung der Ufer liegen nun von diesem typischen Pelmatozoengestein zwei neue Funde vor, und zwar in der nächsten Umgebung der zoologischen Station in Tvärminne. Im Wasser vor der Präfektswohnung wurde ein Stück Pelmatozoendolomit zusammen mit etwa dreissig Fragmenten desselben Sandsteins, der auf Bönholms Lillgrund den Dolomit begleitete, angetroffen. Das grösste Fragment mass etwa 25 × 35 cm. Auch im Sandstein kommen Stücke von Pelmatozoenstielen vor. — An der Südseite von Jofskär wurden 6 beieinander liegende Dolomitstücke eingesammelt. Sandstein kam hier nicht vor. Zu diesen Funden kommt ein kleiner Stein von Äggskär in der Inselgruppe Skyffelskär (= Skyttelskär)–Klobbskär, der nur durch einen schwachen Sandgehalt von den typischen Pelmatozoendolomiten zu unterscheiden ist.

Der begleitende Sandstein ist ausserdem auf den Inseln Morgonland, Äggskär, Östergadd, Trätland, Sköldharu und Lerharu angetroffen worden. Ausser den Pelmatozoenstielfragmenten kommen von Fossilien nur sehr schlecht erhaltene Brachiopoden vor. Ein ähnlicher, nicht dolomitisierter Block von Stora Tärnskär enthält auch einige wenige Trilobitenfragmente und Ostracoden.

Durch die neuen Funde gewinnt die Hypothese, dass die groben Pelmatozoendolomite Schichten oder Linsen im Sandstein gebildet haben, an Kraft (MARTINSSON 1955, S. 180). Der eigentliche Kontakt ist aber in keinem der Blöcke zu sehen. Wie in der zitierten Arbeit erwähnt, zeigen diese Gesteine eine auffallende Ähnlichkeit mit der Vasalemmastufe (D_3) im obersten Mittelordovizium Estlands.

Einige feinkörnigere Dolomitblöcke von den Inseln Östergadd und Lerharu, die von Pyrit gefleckt oder dicht durchsetzt sind, gehören wahrscheinlich zu der unten zu besprechenden Gruppe. Sie sind ganz fossilleer.

Geschiebe aus Ostseekalkstein

Unter Ostseekalkstein („Östersjökalk", vgl. WIMAN 1907, S. 123) ist eine Reihe meistens wie Lithographiestein ausgebildeter Kalksteine aus dem baltischen Oberordovizium zusammengefasst, die in typischer Ausbildung mehr oder weniger weisslich sind und oft einen stark muscheligen Bruch haben. Neben diesen typischen *Kalzilutiten* kommen auch mehr oder weniger dunkelgraue, mit gröberen Kalzitfragmenten verschiedener Art vermischte *kalkarenitische Kalzilutite* vor. Aus der früheren Beschreibung des Verfassers (1955) soll nur in Kürze wiederholt werden, dass sie im hier behandelten Gebiet von zahlreichen, mit Kalzit gefüllten Spalten durchzogen sind und dass Verkieselungen und Dolomitisierungen vorkommen. Sie sind sehr fossilarm. Der Kalzilutit ist immer von einem gelblich oder weisslich grauen, sehr oft grünflammigen Typus, und es ist zu bemerken, dass manche der von WIMAN (op. c.) beschriebenen südbottnischen Typen hier überhaupt nicht vorkommen,

u. a. der wohlbekannte rotflammige Ostseekalkstein, den WIMAN als Hauptfazies des Südbottnikums (= Nordbaltikums) betrachtete. — Die Verbreitung der neugefundenen Geschiebe ist in Abb. 4 dargestellt.

Wahrscheinlich treten die beiden vorkommenden Typen untereinander in synchronen Ablagerungen auf. Alle Übergänge sind vorhanden und oft innerhalb eines Blockes zu verfolgen. Die durch Kalkalgen und vereinzelte röhrenartige Gänge charakterisierten, aber sonst fossilarmen Kalzilutite repräsentieren ein Milieu mit frisch wachsender Algenvegetation, während die mehr oder weniger kalkarenitischen Gesteine ein Detritusmilieu darstellen, in dem Schalenfragmente zusammengeschwemmt sind und eine reichere Mikrofauna von Scolecodonten, Chitinozoen, Ostracoden usw. vorhanden ist. Mehrere der innerhalb des Materials erkennbaren Fossilien kommen in beiden Gesteinsarten vor. Der Erhaltungszustand der häufigen grossen Dasycladaceenkugeln scheint die Folge einer schnellen Einbettung zu sein, und das vertikale Vorkommen der *Leiosphaera*-Anhäufungen (siehe unten) deutet auf eine schnelle Zusammenschwemmung des Detritusmaterials hin. In den entsprechenden Gesteinen von Estland, die zu den Rakvere- (E) und Saunjastufen (F_I a) gehören (JAANUSSON 1944, S. 94–95), können manche der Faunenelemente, die sonst gute Leitfossilien aufweisen, durch die beiden Stufen und weiter aufwärts in die höheren Lyckholmer Schichten verfolgt werden. Die Ostseekalkfazies stellt wahrscheinlich einen relativ kurzen Abschnitt der paläozoischen Chronologie dar.

Als eine objektive Charakteristik dieser Gesteine kann die folgende Reihe von Analysen dienen, in denen der Gehalt des Gesteines an arenitischen Bestandteilen (unten durch die kursiv gedruckten Prozentwerte angegeben) nach der Methode JAANUSSONS (1952) berechnet worden ist.

1. Typischer, weisslicher, grünflammiger Ostseekalkstein, mit muscheligem Bruch. Fundort: Svartgrund. *0,01* % (Abb. 5).
2. Gestein derselben Art, etwas härter und mit stark muscheligem Bruch. Vereinzelte Algenfragmente in der Grundmasse. Fundort: Trätland. *2,1* %.
3. Gestein derselben Art, etwas grauer, die Grundmasse grobkörniger, der Bruch wenig muschelig. Fundort: Trätland. *1,4* %.

In diesen drei Proben, die typische Kalzilutite darstellen, bestehen die Fragmente über 0,1 mm fast ausschliesslich aus Kalkalgen, die mehr oder weniger autochthon eingebettet worden sind. Auch in den untenstehenden Proben (insbes. Nr. 5) kommen vereinzelte Algenfragmente unter den Schalenfragmenten vor.

4. Ostseekalkstein von Detritustypus, grau, schwach grünflammig. Fundort: Jussarö Hamngadd. *10,7* % (Abb. 5).
5. Gestein derselben Art. Fundort: Svartgrund. *9,4* %.
6. Gröberer Kalkstein mit zahlreichen Schalenfragmenten, vorzugsweise aus Brachiopoden. Fundort: Trätland. *25,4* % (Abb. 5).

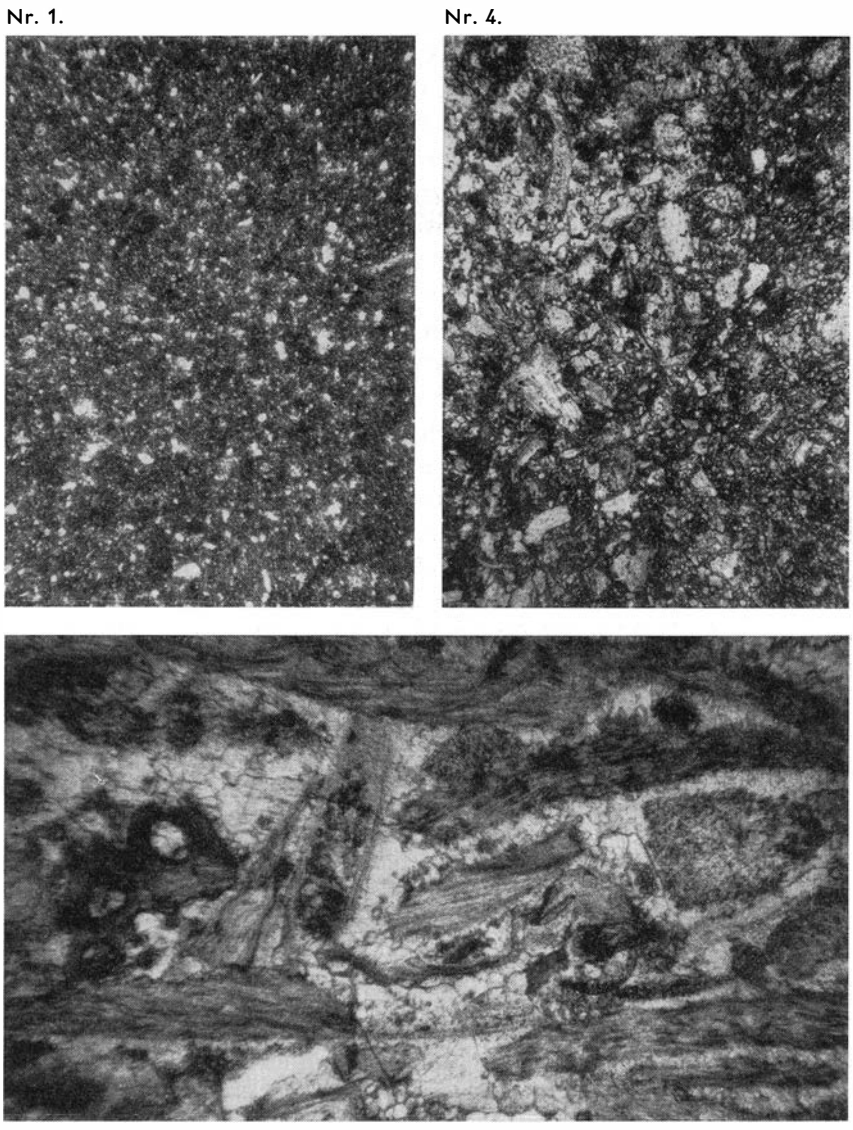


Abb. 5. Dünnschliffe aus den vorkommenden Ostseekalktypen. Vgl. Text. Gewöhnliches Licht. Vergrösserung 40 ×.

Sections through different types of "Baltic limestone". No. 1, typical calcilutite. No. 4, calcarenitic calcilutite. No. 6, calcarenite, more recrystallized. Ordinary light. 40 ×.

Die arenitischen Kalzilutite im Material dürften selten die Prozentzahl 10 (die konventionelle untere Grenze des arenitischen Kalzilutits) beträchtlich überschreiten. Kalkarenite wie die Probe 6 kommen nur ausnahmsweise vor. Dank der weitgehenden Rekristallisation ist diese Probe mit den vorigen kaum vergleichbar.

Ausser diesen beiden Gesteinsgruppen kommen im Allgemeinen keine Blöcke vor. Ein einziger grosser Block (etwa 45 × 37 × 20 cm) aus einem groben Kalkarenit, der schlecht erhaltene Brachiopoden und Korallen und sehr feinkörnige, weisse Einschlüsse enthält, liegt von Tistronharu (Stenharu) vor. Auf Ytter Stenskär sind einige fossilleere, homogene, weisse Kalzilutite eingesammelt worden. — Während der Untersuchung des inneren Schärengebietes wurde eine Verschleppungslokalität angetroffen, und zwar an der Landungsbrücke von Lappvik, wo der Sandboden von mesozoischen Feuersteinknollen und Kreidestücken überstreut ist.

Bemerkungen über den Fossilinhalt

Allgemeines

Obwohl in dem spärlichen Fossilinhalt die meisten der im Oberordovizium vorkommenden Fossilgruppen repräsentiert sind, können nur ein paar Arten identifiziert werden. Die Fossilien sind meistens klein und sehr fragmentarisch, die Präparationsschwierigkeiten sind oft ausserordentlich gross, und von dem in bestimmbarem Zustand erhaltenen Material ist nur ein kleiner Teil früher beschrieben worden. Hier werden nur die identifizierten Arten in Kürze kommentiert, darunter einige der Mikrofossilien, die in den Ostseekalkblöcken einen charakteristischen und vereinigenden Zug ausmachen. Unter den Ostracoden sind auf den grossen mikroskopierten Kalksteinflächen — es dürfte sich um mehr als 100 Quadratmeter handeln — nur etwa 65 Exemplare von Palaeocopen angetroffen worden, und unter diesen spielen die beiden untenstehenden Eurychiliniden eine dominierende Rolle. Da ein begrenztes Material aus Geschieben keinen Ausgangspunkt für eine taxonomische Behandlung bietet, werden im Folgenden die Taxa nach ihren bisher festgestellten Abgrenzungen behandelt.

Vellamo wesenbergensis (PAHLEN)

Tafel I, Abb. 2 a, b, c.

Nach ÖPIK (1934) sind *V. verneuili* (EICHWALD) und *V. wesenbergensis* (PAHLEN) zwei verschiedene Arten. Die vorliegende Pedikelschale fällt innerhalb der Variationsbreite der letzteren Art im Sinne ÖPIKS.

Der Umriss der Ventralfläche ist etwas asymmetrisch, nicht nasut; der Umbonalwinkel ist in Ventralprojektion etwa 130°. Die Länge der Fläche ist 16 mm, die Breite 17 mm. Die schwach quergestreiften Rippen zählen auf verschiedenen Teile der Schale 6–9 pro 5 mm. Sie verlaufen etwas geschlängelt und sind mehr oder weniger gleichmässig dichotomisch verzweigt.

Die Interarea ist ziemlich aufrecht und bildet gegen die Kontaktlinie der Schalen einen Winkel von etwa 125°. Die Breite ist 16 mm, die Höhe 7 mm.

Die Innenseite der Schale ist eben. Das Spondylium ist kurz. Der Vorderrand des Septums bildet einen kurzen Bogen gegen die Schale, lässt sich aber als

ein sehr unbedeutlicher Rücken halbwegs gegen den Vorderrand der Schale verfolgen. Das Pedikelforamen ist beinahe ganz vernarbt.

Die vorliegende, verkieselte Ventralschale wurde aus einem auf der Insel Trätland gefundenen Block von Ostseekalkstein ausgelöst.

Vellamo wesenbergensis sensu Öpik kommt in der Rakverestufe (E) in Estland häufig vor.

Encrinurus cf. *seebachi* Fr. Schmidt

Tafel I, Abb. 1.

Ein Pygidium und einige kleine Pygidienfragmente liegen vor. Die Länge des abgebildeten Pygidiums ist 11,5 mm, die Breite 10,5 mm. Zehn Pleurenpaare sind vorhanden; die Pleuren sind relativ schmal und zeigen keine Tuberkeln. Die Rhachisringe sind 28 oder 29; auf der angewitterten Rhachis ist eine ganz kleine Tuberkel wahrnehmbar. Die Form des Pygidiums schliesst sich den Originalabbildungen von *E. seebachi* nahe an (Schmidt 1881, Taf. XIV, F. 16–26). Fundort: Mulan, in grünflammigem Ostseekalkstein.

Wie die vorige Art kommt diese in der Rakverestufe (E) vor. Zu beiden Arten ist aber zu bemerken, dass die systematischen Beziehungen zu nahestehenden Formen (*Vellamo verneuili* bzw. *Encrinurus multisegmentatus* [Portlock]) nicht genügend bekannt sind. Bezüglich *E. seebachi* hat schon Schmidt (1881, S. 231–232) darauf hingewiesen, dass in den Lyckholmer Schichten Übergangsformen gegen *E. multisegmentatus* vorkommen, was auch hier nach den erwähnten Zahlenverhältnissen zu vermuten ist. Wie oben bei *Vellamo wesenbergensis* kann nicht ausgeschlossen werden, dass wir es mit den Saunjaschichten (F_1a) zu tun haben.

Für die Synonymik, siehe Elsa Rosenstein 1941. Die Art ist, wie die vorige, auch bei Wiman (1907) vom Südbottnikum angegeben.

Chilobolbina cf. *umbonata* (Krause)

Tafel I, Abb. 3–6.

Für die Synonymik, siehe Henningsmoen 1954, S. 91. Wie die folgende Art ist *Ch. umbonata* aus der Dalmanitinaserie ([5a–]5b) in Norwegen angegeben, also aus jüngeren Schichten als die hier angenommenen Stufen E und F_1a. Über die stratigraphische Begrenzung von *Ch. umbonata*, die wahrscheinlich, wie auch *Platybolbina plana*, eine Serie von verwandten Taxa darstellt, wissen wir nichts näheres. In Henningsmoens Vergleichsmaterial aus der Porkunistufe (F_2) ist die Art aber nicht angetroffen worden (vgl. Henningsmoen 1954, S. 101).

Sieben Exemplare aus Geschieben aus den verschiedensten Teile des Gebiets sind angetroffen worden. Die Masse sind: Länge des Dorsalrandes ohne Velum 1100–1440 μ, Höhe ohne Velum 630–810 μ, Breite des Velums 380–440 μ.

Wegen der grundsätzlichen Unterschiede in der Ausbildung des Velums wird hier die Art nicht der Gattung *Platybolbina* HENNINGSMOEN zugerechnet. Unter den Gattungen in der bisherigen Taxonomie dürfte *Chilobolbina* ULRICH & BASSLER (vgl. THORSLUND 1940, S. 166) die nächst verwandten Arten enthalten.

Platybolbina cf. *plana* (KRAUSE)

Tafel I, Abb. 7, 8; Tafel II, Abb. 9–11.

Für die Synonymik, siehe HENNINGSMOEN 1954, S. 87. Er gibt die Art aus dem estnischen Oberordovizium bis in die Porkunistufe an (vgl. BONNEMA 1909, S. 30).

Das finnländische Material besteht aus etwa 45 Exemplaren aus allen Teilen des behandelten Gebiets. Masse: Länge der erwachsenen Exemplare 1460–1580 μ, Breite ohne Velum 790–1100 μ. Länge des jüngsten Häutungsstadiums 720 μ, Breite 480 μ.

Hier liegt also das Verhalten vor, dass eine Ostrakodenart nicht nur durch sämtliche Lyckholmer Stufen (BONNEMA l. c.), sondern auch durch die hangende Porkunistufe (F_2) verfolgt werden kann. Die Einheitlichkeit der Art ist aber noch nicht festgestellt. Von den oberordovizischen Teilen des Bohrkerns von File Haidar, Gotland, ist sie als *Apatochilina* cf. *plana* angegeben (THORSLUND 1938).

Leiosphaera sp.

Tafel II, Abb. 12 a–f, 13.

In der Gattung *Leiosphaera* hat EISENACK (1938 a) eine Reihe gleichartiger glatter, kugelförmiger Problematika (früher meistens als *Bion* erwähnt) vereinigt. Die zuerst beschriebenen Formen bestehen aus einer kugeligen, glatten Schale, ohne irgendwelche morphologische Einzelheiten (EISENACK 1931 usw.). Später fand EISENACK (1938b usw.) sowohl bei den *Leiosphaera*-Formen wie bei den Hystricosphaerideen s.str. ein kreisrundes, mitunter mit einem Deckel versehenes Loch, dass als Schlüpfloch oder Pylom erwähnt wird.

Die Cystenwand besteht aus einer Substanz, die durch ihren ausserordentlichen Widerstandsfähigkeit gegen allerlei chemische Behandlungen an das Kutin der Sporomorphen erinnert (EISENACK 1938b usw.). Die systematische Stellung der Organismen ist noch eine völlig offene Frage. EISENACK (1951) behauptet als Schlussfolgerung einer zusammenfassenden Diskussion, dass sie Phytoplanktonten seien. Eine ebenda beschriebene, auffallend tetradenähnliche neue Art, *Bion cruciferum*, deren Wandsubstanz jedoch von den übrigen hier besprochenen Formen abzuweichen scheint, wird von EISENACK als eine durch rechtwinklig sich kreuzende Wände geteilte, einzige Hülle aufgefasst.

Im vorliegenden Material kommen die von EISENACK in den angeführten und anderen Arbeiten eingehend beschriebenen Mikrofossilien ziemlich reichlich vor. Ausser der hier zu besprechenden Art sind *Leiosphaera huronensis* (DAWSON) und wenige *Hystricosphaeridium*-Exemplare vorhanden, und ausserdem eine Reihe von Chitinozoen (*Parachitina curvata* EISENACK, *Conochitina* spp.), Scolecodonten usw. Die untenstehende *Leiosphaera*-Art zeigt eine charakteristische Ausbildung der Umgebung des Pyloms, die eine nähere Beschreibung motiviert.

Diese Art kommt in mehreren Geschieben aus dem ganzen Gebiet vor, und zwar ausschliesslich in den mehr oder weniger kalkarenitischen Gesteinen. An den Bruchflächen können sie im Mikroskop als gelbe, meistens stark glänzende Kugeln beobachtet werden (Tafel I, Abb. 12). Oft lässt sich nachweisen, dass sie im Gestein an bestimmte Schichten gebunden sind, wobei sie in deren unterem (?) Teil konzentriert sind. Die vertikale Verbreitung beträgt in diesen Fällen einige Zentimeter, die horizontale Verbreitung kann in den Geschieben natürlich nicht beurteilt werden. Es liegt nahe, dieses Verhalten als das Ergebnis einer einmaligen Ausstreuung oder eines kurzzeitlichen Vorkommens der Organismen, gefolgt von einer schnellen Einbettung, zu deuten.

Die *Leiosphaera*-Kugeln sind teils im Gestein, teils in ausgelöstem Zustand studiert worden. Sie sind meistens mit relativ grossen Kalzitkristallen gefüllt. Der grösste Teil der ausgelösten Exemplare ist beschädigt, wobei die Wand oft in hakig gebogten Lappen ausgefaltet ist, mitunter als eine ganz kleine Klappe in der unmittelbaren Nähe des Pyloms. Die beschädigten Exemplare sind oft — wenn die Säure nicht eingedrungen ist — mit einer feinkörnigeren Masse gefüllt, wobei die Farbe lichtgelb ist. Es ist festgestellt worden, dass dies auch der Zustand der Organismen im Gestein ist. Es dürfte sich hier um Schäden sowohl vor der Einbettung wie während der Kalzitkristallisation handeln, die also nichts mit der Auslösung zu tun haben.

Die in untersuchbarem Zustand erhaltenen Exemplare besitzen ausnahmslos eine Pore, die proportionell kleiner ist als die meisten der beschriebenen Pylome. Bei den nicht beschädigten Exemplare ist das Pylom in einer regelmässigen Konkavität (Tafel II, Abb. 12 f, 13) gelegen, die morphologisch als eine Einbeulung der Hüllenwand ausgebildet ist. Nur ausnahmsweise kann diese Konkavität ausgebeult sein, was sich mit der Präparationsnadel nachmachen lässt, da die Hülle sehr elastisch ist. Man erhält dabei eine Hülle, die der Abbildung 1 bei EISENACK 1938a nahe entspricht. Bei beschädigten oder kleinbeuligen Exemplaren ist diese Ausbeulung der Konkavität viel häufiger. — Diese Beurteilung gründet sich auf eine Untersuchung von etwa 250 Exemplaren. Das in der Matrix steckende Material zeigt dasselbe Verhalten (Tafel I, Abb. 12 c–f). Dies ist also für den Organismus oder Organismenteil *Leiosphaera* vor der Fossilisierung charakteristisch.

Zusammenfassende Beschreibung:

Leiosphaera mit dünner, glatter, spiegelnder Wand, die höchst etwa 8 μ dick ist. An der Aussenfläche kann eine feine Punktierung beobachtet werden, die vielleicht wie bei anderen Arten feine Porenmündungen darstellt. Die Eigenfarbe der nicht ganz durchsichtigen Wand ist bräunlich lichtgelb. Innerhalb der Hülle sind keine Strukturen beobachtet worden. Der Durchmesser schwankt zwischen 210 und 280 μ (Abb. 6). Ein Pylom ist vorhanden. Die Hüllenwand ist bei dem Pylom leicht trichterartig ausgezogen. Durchmesser des Pyloms

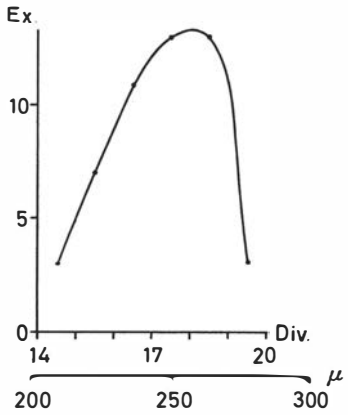


Abb. 6. Grössenverteilung von 50 *Leiosphaera*-Exemplaren. *Div.* gibt die Einteilung des benutzten Messokulars an.

Size distribution of 50 specimens of Leiosphaera sp. "Div." signifies the divisions of the scale used for the measurements.

etwa 85 μ. Das Pylom ist in einem konkaven Feld, dem Peripylom, gelegen. Durchmesser des Peripyloms 135–175 μ.

Die oben nachgewiesenen Verhältnisse geben kaum neue Hinweise auf die systematische Stellung von *Leiosphaera*. Die bisherige Erörterung über diese und verwandte Gattungen geht vor allem von morphologischen und chemischen Vergleichen aus. Eine Untersuchung, ob in den *Leiosphaera*-führenden Sedimenten eine auffallend positive Korrelation im Vorkommen von *Leiosphaera* und einiger anderen fossilen Reste vorliegt, was ein neuer Ausgangspunkt einer weiteren Diskussion werden könnte, ist noch nicht versucht worden.

Beobachtungen über Glazialbewegungen

Schon früh ist hervorgehoben worden (WIMAN 1907, H. HAUSEN 1911, HAUSEN & HAUSEN 1914), dass die åländischen Kalksteinblöcke, die oberflächlich so häufig sind, in den Moränen und glazifluvialen Ablagerungen eine sehr untergeordnete Rolle spielen. Dies wäre die Folge des Umstandes, dass die Blöcke von Eisbergen verschleppt worden seien, was schon ERDMANN (1859) als die Ursache des Kalkgehalts des uppländischen Eismeertones dargelegt hatte.

Wie die Blöcke im Hangö-Ekenäs-Gebiet sich zu den Moränen verhalten, lässt sich wegen der starken Spülung in den äusseren Schären schwer entscheiden; auf oder in den Hauptmoränen kommen sie aber, wie in den inneren Schären gezeigt worden ist, kaum vor.

Das Ergebnis einer Verschleppung mit Eisbergen wäre eine Mischung aller im Eis festgefrorenen Gesteinsarten, aus verschiedenen Teilen der gesamten

Abb. 7. Ältere Parabelrisse und Sichelbruch auf Sundharu. — Aufn. Verf. 14.8.1955, von Farbendiapositiv abgezogen.

Older crescentic fractures and gouges in a more or less easterly direction are found among the outermost skerries. They may possibly be placed in conjunction with the occurrence of limestone boulders in south-western Finland, as has been done in EDELMAN's *paper 1951. Sundharu near Jussarö.*

paläozoischen Schichtenfolge, was auch im südbottnischen Geschiebegebiet im Grossen der Fall ist. Auch wenn das Fehlen der Geschiebe gegen Norden in der Annahme eines hindernden Eisrandes, von Meeresströmungen usw. eine gezwungene Erklärung finden könnte, und wenn die Verbreitungslücke gegen

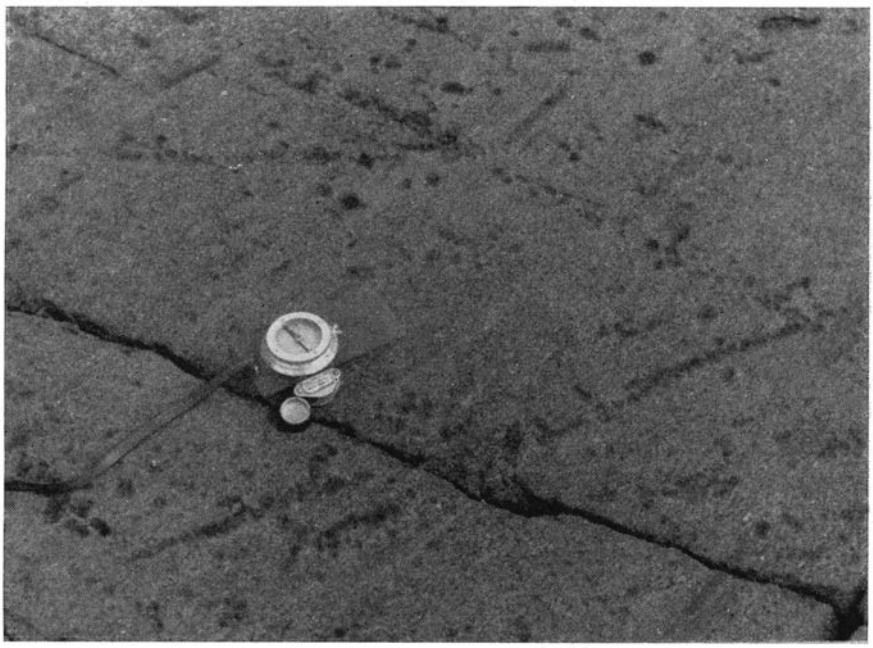


Abb. 8. Schrammen gegen 108°, 124° und 162° auf Tistronharu. Durch den Anwuchs von *Caloplaca marina* treten die Schrammen deutlich hervor. Aufn. Verf. 4.8.1955.

Striae towards 108°, 124°, and 162° on the skerry of Tistronharu.

das südbottnische Gebiet zum Teil die Folge fehlender Untersuchungen wäre, so ist es aber schwer erklärbar, dass unter den Geschieben keine Blöcke vorkommen, die ausserhalb dreier angrenzender Stufen (D_3, E, $F_I a$) zu stellen sind, und dass die Blöcke durch die häufig auftretende Dolomitisierung usw. der ostbaltischen Fazies anschliessbar sind. Da nun das Material genügend gross ist, kann auch das Fehlen des rotgefleckten Ostseekalksteins (WIMANS südbottnische „Ostseekalkhauptfazies") als ein Unterscheidungsmerkmal gegenüber dem südbottnischen Gebiet dienen.

Während der Einsammlung von Geschieben 1954 und 1955 sind die Glazialbewegungsanzeichen der verschiedenen besuchten Schäreninseln notiert worden, so dass ein ziemlich grosses Material vorliegt. Die Hauptrichtung der Schrammen, Brüche und Risse zeigt wenig mehr als die mehrerorts vorkommenden Zusammenstellungen früherer Beobachtungen (siehe z.B. TANNER 1938, Fig. 260). Ausserdem kommen aber ältere Richtungen vor, die mit den von EDELMAN (1951) im Gullkronagebiet beobachteten Bewegungsrichtungen WSW–ONO in Zusammenhang zu stellen sind.

Diese älteren Elemente, die meistens als Sichelbrüche, oft aber auch als Schrammen und Parabelrisse ausgebildet sind, kommen vor allem in der Gegend von Jussarö vor, sind aber auch in den Inselgruppen von Stenskär und Porsskär beobachtet worden. Die verschiedenen Anzeichen kommen vor-

nehmlich an den südlichen und südwestlichen Seiten der Inseln vor. Hier werden nur die hauptsächlichen Lokalitäten älterer Parabelrisse und Schrammen in Kürze beschrieben. Die häufig auftretenden Sichelbrüche scheinen ein viel unsichereres Orientierungsmittel zu sein, wenn sie nicht in deutlichen Serien vorkommen. — Für eine Orientierung über die glazialen Erosionskleinformen siehe LJUNGNER 1930, S. 285–290.

1. An der Westseite von Sundharu (Sandharu) bei Jussarö. Mehrere gut erhaltene Parabelrisse gegen 110° werden von Rissen und der Hauptrichtung der Schrammen gegen 159° bzw. 156–159° überkreuzt. Sichelbrüche gegen ONO kommen vor (Abb. 7).
2. An der Südseite von Tistronharu (Stenharu) W von Jussarö. Neben Schrammen in der Hauptrichtung 162° kommen ältere Schrammen u.a. gegen 124° und 108° vor (Abb. 8).
3. Västergadd bei Jussarö. Zahlreiche Schrammen gegen etwa 124° werden von der Hauptrichtung gegen etwa 153° überkreuzt.
4. Sälbåda bei Stor Stenskär. Die Felsen vornehmlich an der Südseite der Insel von zahlreichen Riss- und Bruchstrukturen durchsetzt (vgl. LJUNGNER 1930, Fig. 122). Gemessene Nebenrichtungen 108–119–122° (Abb. 9). Hauptrichtung der Schrammen 166–167°.
5. Knipharu bei Porsskär. Nebenrichtungen der Parabelrisse 102° und 112–120°. Hauptrichtung in der Porsskärgruppe etwa 167°.

Im Gebiet treten fast sämtliche glazialen Erosionsformen auf. Ausser den erwähnten drei Kleinelementen kommen auch grosse Schrammen mit Bruch- und Risstrukturen sowie Mikrostriation der pegmatitischen Feldspate vor. Da die Ausbildung der Formelemente von der Zusammensetzung des migmatitischen Grundgebirges abhängig ist, sind die Voraussetzungen für die Beobachtung auf den verschiedenen Felseninseln oft nicht vergleichbar. Die älteren Bewegungsrichtungen des Eises sind in den grösseren Erosionsformen, nämlich in der Form der Rundhöcker oder in der Ausbildung datierbarer Fazetten, kaum zu erkennen.

Die Annahme liegt sehr nahe, dass zwischen diesen älteren Erosionsformen und den Geschieben ein Zusammenhang besteht. EDELMAN (1951) hat nach HYYPPÄ die Möglichkeit eines älteren Eisstroms gegen O oder ONO über die Gullkrona-Schären angedeutet. Ein vorsichtiges Festhalten an der Hypothese, dass diese ältere Eisbewegung die betreffenden Schichten — oder irgendwelche Ausläufer derselben — getroffen hat, ist beim gegenwärtigen Stande unseres Wissens der wahrscheinlichste Weg zu einer Erklärung der nyländischen Geschiebefunde.

Diese Annahme erklärt aber nicht alles. Obwohl die Geschiebefunde auf die äusseren Schären beschränkt sind, kommen sie bedenklich weit nördlich des bekannten Anstehenden vor. Über die Möglichkeit für die Erhaltung der Geschiebe an oder nahe der ursprünglichen Ablagerungsstelle während der

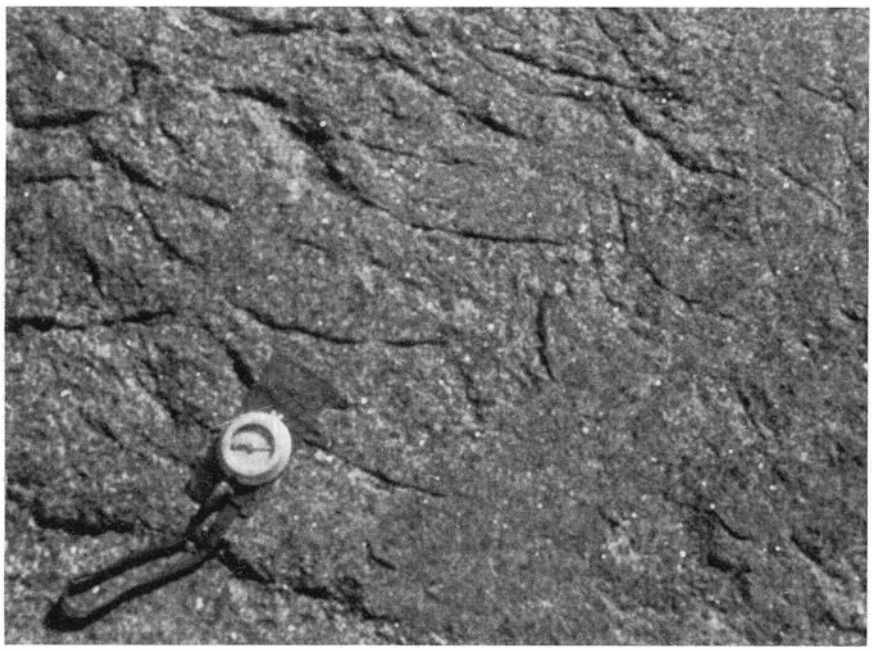


Abb. 9. Fläche eines von zahlreichen Parabelrissen durchsetzten Rundhöckers auf Sälbåda bei Stenskär. Aufn. Verf. 5.8.1955.

Surface of a roche moutonnée on the skerry of Sälbåda, with numerous crescentic fractures towards E.N.E.

jüngeren Eisbewegungen wissen wir nichts. — Es ist auch zu bemerken, dass ältere Eisbewegungen in einer östlichen Richtung so weit gegen Norden wie in Österbotten nachgewiesen sind (MÖLDER & SALMI 1955, S. 12–13) und dass es sich folglich nicht um einen lokalen Eisstrom gegen den Finnischen Meerbusen handeln muss.

Die Frage, ob die Blöcke billigerweise nach der Passage eines Eisstroms in dem vorliegenden Zustand und in der vorliegenden Verbreitung wiedergefunden werden könnten, würde ja zur delikateren Frage führen, ob die Geschiebe vor oder zwischen den Vereisungen, und dann auch durch andere Agenzien, an die Fundplätze gebracht worden sein könnten.

Die Gänge und Geschiebe in ihrem regionalen Zusammenhang. Eine Zusammenfassung

Die Sandsteingänge und das subkambrische Päneplan

Die Verbreitung der kambrischen Sandsteingänge in Südwestfinnland (MARTINSSON 1955, Abb. 3) zeigt, dass die jetzige Landoberfläche sich der subkambrischen Sedimentationsfläche sehr nahe anschliesst. Nach SIMONEN und KOUVO (1953) haben wir nun empirische Belege dafür, dass die frühkambrische

Transgression sich über die Sandsteinlokalitäten in Lauhavuori und Karstula ausgedehnt hat, was schon seit SAURAMOS Untersuchung (1916) behauptet worden ist. Die südwestfinnländischen Sandsteingänge und damit das Päneplan, das eben durch diese Spaltenausfüllungen belegt ist, können auf RUDBERGS (1954, Pl. 1) Päneplankarte über einen sehr grossen Teil des südlichen Schweden weiter verfolgt werden.

Diese Spaltenausfüllungen haben an zwei weit voneinander entfernten Lokalen Fossilien geliefert. J. G. ANDERSSON konnte in zwei unter den von GAVELIN (1909) beschriebenen dalsländischen Sandsteingängen das ziemlich häufige Vorkommen von *Torellella laevigata* (LINNARSSON) und *Mickwitzia monilifera* (LINNARSSON) feststellen. Aus dem von ROOS (TANNER 1911) angetroffenen Sandsteingang in Saltvik auf Åland beschrieb METZGER (1927) einen ziemlich reichlich vorkommenden Brachiopoden als *Acrotreta tanneri*. Dies dürfte das einzige Fossil sein, das aus anstehendem Paläozoikum innerhalb der Grenzen Finnlands beschrieben worden ist. — Zwei andere von SEDERHOLM (1913, S. 47) erwähnte fossilführende Gänge am Ostufer (?) des Vänersees bzw. südlich von Västervik, Schweden, sind nicht in der Literatur wiederzufinden.

Damit stellt sich die Frage über die Altersverhältnisse der verschiedenen Gänge bzw. der Transgression über die verschiedenen Teile des Päneplans. Im westlichen Schweden hat die unterkambrische Sedimentation, wie der Fossilinhalt der besprochenen Gänge sowie die Verhältnisse an der östlichen Seite des Vänersees (vgl. z. B. WESTERGÅRD 1943) zeigen, zur Zeit des Mickwitziasandsteins (der *Holmia torelli*-Zone) begonnen. Im östlichen Baltoskandien ist aber der Mickwitziasandstein von den zum grossen Teil aus „blauem Ton" bestehenden Stufen A1a und A1b, die zusammen im ostbaltischen Gebiet eine Mächtigkeit von etwa 110–170 m aufweisen, unterlagert (für eine graphische Zusammenstellung siehe WÆRN 1952, Fig. 3). Unterkambrischer blauer Ton ist auch im südbottnischen Gebiet (WESTERGÅRD 1939, S. 45) und in Östergötland (WESTERGÅRD 1940, S. 22) mit einer Mächtigkeit von wenigstens 11,6 m bzw. nur 0,5–0,7 m vorhanden. Die aus Schweden bekannte *Discinella holsti*-Zone dürfte nach ÖPIK (1929, S. 20, 25; vgl. WÆRN 1952, S. 240) innerhalb des blauen Tons zu suchen sein. In einer Bohrung bei Reval (Referat von JAANUSSON in HESSLAND 1955, S. 94) ist *Discinella* nicht angetroffen worden, jedoch konnte *Platysolenites* beinahe bis zum Grundgebirge beobachtet werden.

Unter der Voraussetzung, dass der blaue Ton ununterbrochen ein ungestörtes Päneplan überlagert hat, müssten die besprochenen Sandsteingänge folglich älter sein (und damit wäre *Acrotreta tanneri* das älteste bekannte eigentliche Fossil in Ostbaltoskandien). WIMAN (in TANNER 1911) stellt auch den Fund in Zusammenhang mit einem *Discinella*-führenden Block von Åland, der später in der Literatur erwähnt wird (vgl. WÆRN 1952, S. 240) und als Verschleppungsgut verdächtig gewesen ist. — Wäre aber der *Acrotreta*-führende Sandstein nach der Zeit des blauen Tons auf eine primär oder sekundär blossliegende Sedimentationsfläche abgesetzt, müssten wir eine über den Ton erhabene

Landpartie bzw. eine ganz unbekannte Landhebung im Ålandgebiet vor der Sedimentation voraussetzen. METZGERS (1922, S. 6, vgl. S. 5 oben) Annahme, dass die åländischen Gänge mit den dalsländischen gleichaltrig sind, muss zu dieser Konsequenz führen (dabei ist die Definition des von METZGER angewandten Begriffs „Eokambrium" im Auge zu halten, vgl. ÖPIK 1929, S. 29).

Umgekehrt könnte also ein stratigraphisches Festlegen dieser einzigen kleinen Fossillokalität — oder eines anderen finnländischen Sandsteinganges — uns wichtige Hinweise auf die Paläogeographie des Unterkambriums geben.

Der Ostseekalkfelsen in Lumparen

Die Tiefbohrung durch den als anstehend betrachteten Ostseekalkstein in Lumparfjärden auf Åland (ELFVING 1938, S. 145–146; SAURAMO 1942) zeigt eine etwa 34 m mächtige, durch dünne Mergel- und Sandschichten unterbrochene Kalksteinmasse, die auf einem Ton ruht, der bei 57,5 m Tiefe noch nicht durchbohrt war. Eine graphische Zusammenstellung des von SAURAMO (op. cit.) wiedergegebenen Bohrungsprotokolls wird in Abb. 10 präsentiert.

Obwohl eine Tonfazies im südbottnischen Gebiet nicht nur im Kambrium, sondern auch im unteren Ordovizium eine Rolle spielt (WESTERGÅRD 1939), können die gezeigten Verhältnisse überhaupt nicht mit der bisher bekannten oberordovizischen Stratigraphie in Baltoskandien in Verbindung gestellt werden. Der Kalkstein ist bis zu seiner unteren Grenze ein hellgrauer–weisser Ostseekalkstein. Über die Beschaffenheit und das Alter des liegenden Tons wissen wir überhaupt nichts, da nur etwa 8,5 m vom Kalksteinkern und einige Proben vom zwischenlagernden Mergel sich im Material befanden, als es nach dem Bombardement von Helsingfors im November 1939 wieder beachtet wurde.

KULLING (1926) fand bei der Entdeckung des Lumparnkalksteins Strukturen, die er, jedoch mit Zweifel, als Reibungsbrekzien von postordovizischen tektonischen Störungen im

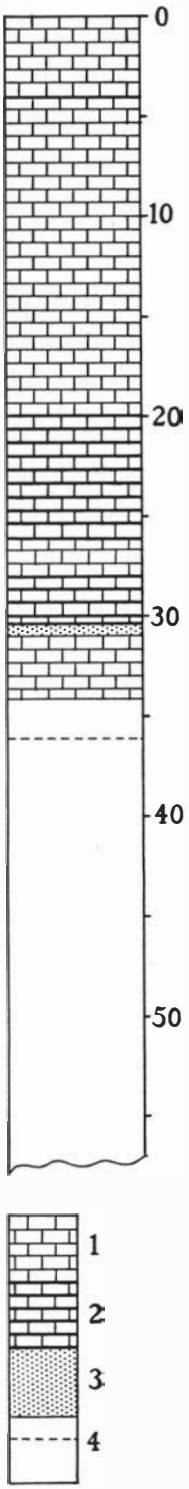


Abb. 10. Die Schichtfolge in Lumparen, nach dem von SAURAMO (1944) wiedergegebenen Bohrungsprotokoll gezeichnet. — *Zeichenerklärung*: 1. Heller Ostseekalkstein. 2. Kalkstein mit Tonschichten. 3. Feiner, grauer Sand. 4. Ton, mit Grenze zwischen oberem, grauem und unterem, rötlichem Ton.

The sequence of strata in the "solid" limestone rock in the bay of Lumparen, Åland. Legend: 1. "Baltic limestone". 2. Limestone with clay layers. 3. Fine gray sand. 4. Clay, with boundary between upper gray and lower reddish clay.

Gebiet bezeichnete. — Das starke Fallen des Kalkfelsens gegen das nahgelegene nördliche Rapakiviufer von Lumparen ist bemerkenswert.

Der Umstand, dass der Felsen in einem tektonischen Senkungsbecken angetroffen worden ist, scheint nach den Erfahrungen der Bohrungsergebnisse für die Beurteilung, ob der Felsen anstehend ist oder nicht, von geringer Bedeutung zu sein. Ohne eigene Felduntersuchung im betreffenden Gebiet will der Verfasser nur auf die zahlreichen glazialgeschobenen Schollen im Ostseegebiet hinweisen (vgl. MUNTHE 1902, S. 41; PETERSEN 1924, spez. Tab. 3; JAANSOON-ORVIKU 1926, 1930; TAMMEKANN 1926, S. 63–66; WESTERGÅRD 1939, S. 40–41 usw.). Die Schollen von Limön im Südbottnikum messen bis 150 (300?) × 40 × 3,4 m, Schollen in Estland bis 200 × 20 × 10 m, und von Deutschland sind Schollen von 4000 × 2000 × 14–20 m angegeben. Mächtigkeiten über 100 m kommen vor. Die beschriebenen Schollen im baltoskandischen Gebiet bestehen fast ausschliesslich aus ordovizischen Gesteinen. Den publizierten Vorkommen kann eine hauptsächlich aus Planilimbatakalk bestehende, längs 68 m verfolgbare und gegen NNW stark einfallende Scholle in der Eisrandbildung Gestad Ås, Räpplinge, Öland, hinzugefügt werden. Bei den existierenden Entblössungen der Scholle konnten nur Mächtigkeiten von etwa 2,5 m beobachtet werden.

Die vorliegenden Bohrungsergebnisse schliessen allerdings die Möglichkeit nicht aus, dass es sich in Lumparen um eine Glazialscholle handelt.

Die ordovizischen Geschiebegebiete

Die südbottnische Geschiebeverbreitung in Schweden ist schon von ERDMANN (1868) und ausführlicher von HÖGBOM (1892) und WIMAN (1903) kartiert worden. Eine Zusammenstellung der Geschiebeverbreitung im südwestlichen Finnland ist vom Verfasser (1955, Abb. 3) vorgelegt worden. Der wesentliche Zug im Kartenbild ist, dass wir zwei Geschiebegebiete unterscheiden können, und zwar ein schwedisch-åländisches mit südbottnischen faziellen Kennzeichen und ein nyländisch-nordestnisches mit an das Ostbaltikum erinnernden Gesteinen, wie oben ausführlicher besprochen worden ist.

Das Gullkronaproblem

Die südbottnischen Geschiebe, die in so grossen Mengen vorkommen, dass die Kalkausfuhr auf Åland eine nicht unbedeutende Rolle gespielt hat (HAUSEN & HAUSEN 1914), liegen zum allergrössten Teil auf den übrigen Glazialablagerungen und sind als durch Eisberge verschlepptes Material zu betrachten. Die obigen wahrscheinlichsten Deutungsversuche der spärlicheren nyländischen Geschiebevorkommen setzen einen Transport in Moränen voraus.

Über Geschiebevorkommen zwischen den beiden erwähnten Geschiebegebieten sind die Angaben, aber auch die Untersuchungen, sehr spärlich. Be-

treffs des Kalkgehalts der Moränen liegen andrerseits die auf dicht liegenden Punkten basierten Untersuchungen vor, die den Botaniker O. EKLUND zu dem geologisch-pflanzengeographischen Gullkronaproblem (1946) führten. Nach EKLUND ist die åländische Region durch ein kalkloses Gebiet von den Inseln des dem nyländischen Gebiet naheliegenden Gullkronafjärds getrennt, die kalkige Moränen und kalkig beeinflusste Vegetation aufweisen.

Verwerfungshypothesen in der Literatur

Bei der Besprechung der Verhältnisse am Rande des ostbaltischen Paläozoikums und der kambrosilurischen Exklave, deren Vorhandensein man durch Geschiebefunde festgestellt oder wenigstens vermutet hat, haben Verwerfungen im Meeresboden eine grosse Rolle gespielt. RAMSAY (1910, Fig. 2 E–F) fand sogar eine Verwerfung vor und längs der estnischen Glintküste wahrscheinlich. In den ersten Angaben über die nyländischen Kalkgeschiebe (TANNER 1911, SEDERHOLM 1913) nimmt SEDERHOLM eine „gesunkene Partie von Silur" als den Ursprung der Geschiebe an. Das Ursprungsgebiet der estnischen „glintfremden Gesteine" wurde von ÖPIK (1929), der andrerseits bestimmt von RAMSAYs Verwerfungshypothese Abstand nimmt, als ein grosses Verwerfungsgebiet an der Mündung des Finnischen Meerbusens aufgefasst. EKLUND (1946) behauptete, dass „Phragmente kambrosilurischer Schichten" die Quelle der Kalkwirkung im Gullkronafjärd sein könnten. — Auch betreffs des südbottnischen (= nordbaltischen) Gebietes nimmt bei WIMAN (1893) eine Verwerfungshypothese Gestalt (die in der späteren Literatur vorkommenden Karten über die Grenzen des Gebiets gehen in den wesentlichen Zügen auf einen Entwurf von LUNDQVIST 1935 zurück). Im Zusammenhang mit den meisten der ziemlich zahlreichen kleineren Kambrosilurexklaven in Schweden (vgl. LINNARSSON 1878, Vorträge in G. F. F. 1930, ASKLUND 1931, S. 372, RUDBERG 1954, Pl. 1 usw.) werden Verwerfungen erwähnt.

Diese Lokalitäten sind im allgemeinen von einem mehr oder weniger diffusen Geschiebegebiet umgeben, und das Anstehende ist in keinem Fall nachgewiesen worden. — Eine Sonderstellung nimmt die von THORSLUND (1940) beschriebene Lokalität Tvären ein. Es handelt sich hier um ein distinktes Verbreitungsgebiet der Geschiebe in der Bewegungsrichtung des Landeises. Die Gesteine (aus der Chasmopsserie) zeigen durchgehends eigentümliche fazielle Kennzeichen, mit eingebetteten Bestandteilen aus dem Grundgebirge. Schliesslich ist hier das Verhältnis des Kambrosilurvorkommens zur tektonischen Einsenkung, wenn auch nicht eindeutig, durch vorkommende Brekzienbildungen doch auffallend unterstützt.

Obwohl es in manchen der Fälle nahe liegt, Verwerfungen zu postulieren, ist das Vorhandensein der Geschiebe öfters das einzige vorgebrachte Argument für dieselben. Betreffs der nyländischen Geschiebevorkommen ist oben festgestellt worden, dass sie aus oberordovizischen Schichten stammen und dass sie über eine dem subkambrischen Päneplan sich nahe anschliessende Land-

fläche verstreut sind. Die unweit südlich anstehenden estländischen kambro-ordovizischen Ablagerungen haben zwischen der subkambrischen Sedimentationsfläche und der Untergrenze des Oberordoviziums eine Mächtigkeit von etwa 200 m (vgl. z. B. WÆRN 1952, Fig. 3 b; ORVIKU 1930 b und JAANUSSON 1945, hier mit mündlichen Ergänzungen). Bis zur oberen Grenze der jüngsten hier in der Frage kommende Stufe (F_1 a) ist eine Mächtigkeit von etwa 255 m berechnet worden. Eine Extrapolation in Richtung z. B. gegen das von ÖPIK (1929) behauptete Senkungsgebiet kann kaum einen viel niedrigeren Wert ergeben. Dies gibt eine Vorstellung von den Verwerfungen, die notwendig sind, um überhaupt die Ablagerungen in geschützte Lage in der Grundgebirgsfläche einsenken zu können — was übrigens auch wesentlich gilt, wenn Teile des Gebiets südlich von der Denudationsgrenze des Unterkambriums fallen sollten, wie es ÖPIK (op. cit.), von der Mächtigkeit am Glinte ausgehend, zeigt. Bei einem Vergleich mit den entsprechenden Gebieten in Närke und Östergötland in Schweden kommt dazu der Umstand, dass die durch die Denudation hervorpräparierten Verwerfungssteilen hoch über die in dem Verwerfungswinkel gelegenen Kambrosilurreste emporragen. Das Vorhandensein des Verwerfungsgebiets ÖPIKS, dessen Bekräftigung man vielleicht in dem erhaltenen Verbreitungsbild der Geschiebe sehen könnte, scheint dem Verfasser nicht sehr wahrscheinlich zu sein.

Schlussbemerkungen

Die Annahmen, dass die südwestfinnländischen Geschiebe aus eingesenkten lokalen Kambrosilurgebieten stammen sollten, haben keine andere Unterlage als die Verbreitungsverhältnisse der Geschiebe. Einem Zusammenhang mit dem südbottnischen Geschiebegebiet widersprechen die bekannten Verbreitungsverhältnisse und die faziellen Kennzeichen der Geschiebe. Eine spätquartäre Verschleppung wurde früher (1955) vom Verfasser zurückgewiesen. Die Verknüpfung des Geschiebevorkommens mit den Spuren älterer Eisbewegungen gibt eine annehmbare Hypothese, aber durchaus keine restlose Erklärung.

Es ist oben gezeigt worden, dass die Reste von anstehendem Paläozoikum im südwestlichen Finnland trotz ihrer minimalen Grösse Schlüsselpunkte in der paläogeographischen Diskussion darstellen können. Eine erschöpfende neue Untersuchung der Kalkfelsen in Lumparen und eine genaue Feststellung des Alters der Sandsteingänge dürften dabei in erster Linie wünschenswert sein.

Paläontologisches Institut der Kgl. Universität Uppsala, Dezember 1955.

Literatur

ASKLUND, B., 1931: Fennoskandias ålder, kontinentrörelser och relief. *In* RAMSAY: Geologiens grunder. II. Helsingfors.

BONNEMA, J. H., 1909: Beitrag zur Kenntnis der Ostracoden der Kuckersschen Schicht (C_2). *Mitt. Min.-Geol. Inst. Reichs-Univ. Groningen* 2: 1. Groningen (Burg).

EDELMAN, N., 1951: Glacial abrasion and ice movement in the area of Rosala-Nötö, S.W. Finland. *Bull. Comm. Géol. Finl.* N:o 154. Helsinki.

EISENACK, A., 1931: Neue Mikrofossilien des baltischen Silurs. I. *Palaeont. Zeitschr.* Bd. 13. Berlin (Neuruppin).

— 1938a: Hystricosphaerideen und verwandte Formen im baltischen Silur. *Zeitschr. Geschiebef. und Flachlandsgeol.* 14. Leipzig.

— 1938b: Neue Mikrofossilien des baltischen Silurs. IV. *Palaeont. Zeitschr.* Bd. 19. Berlin (Neuruppin).

— 1951: Über Hystricosphaerideen und andere Kleinformen aus baltischem Silur und Kambrium. *Senckenbergiana.* Bd 32. Frankfurt am Main.

EKLUND, O., 1946: Das Gullkrona-Problem. *Mem. Soc. pro Fauna et Flora Fennica* 22. Helsingforsiae.

ELFVING, F., 1938: Finska Vetenskapssocietetens historia 1838–1938. *Soc. Sci. Fenn., Comm. Hum. Litt.* Tomus X. Helsingforsiae.

ERDMANN, A., 1859: Geologische Forschungen in Schweden. *Neues Jahrb. Min. Geol. Geogn. Petrefaktenkunde.* Stuttgart.

— 1868: Bidrag till kännedomen om Sveriges qvartära bildningar. Text. *Sv. Geol. Unders.* Ser. C. N:o 1. Stockholm.

G. F. F., 1930: Vortragsreferate von ASKLUND, WESTERGÅRD und THORSLUND, Seiten 147–156 in *Geol. Fören. Förh.* Bd 52. Stockholm.

GRIPENBERG, STINA, 1934: A study of the sediments of the north Baltic and adjoining seas. *Fennia.* Bd 60. Helsingfors.

HAUSEN, H., 1911: Stenräkningar på Åland. *Geol. Fören. Förh.* Bd 48. Stockholm.

— 1934: Über ein neuentdecktes Kaolin-Sandstein-Vorkommen im kristallinen Kalkstein auf Pargas-Ålön, Gegend von Åbo-Turku, SW. Finnland. *Medd. Åbo akad. geol. mineral. inst.* N:o 16 (in *Acta Academiae aboënsis, mathematica et physica* VIII, N:o 1). Åbo.

HAUSEN, R. & HAUSEN, H. (Tillägg), 1914: Kalkutförsel från Åland under äldre tider. (Referat: Kalkausfuhr aus der Insel Åland während älterer Zeiten.) *Fennia.* Bd 34. Helsingfors.

HENNINGSMOEN, G., 1954: Upper Ordovician ostracods from the Oslo region, Norway. *Norsk Geol. Tidsskr.* 33. Oslo.

HESSLAND, I., 1955: Studies in the lithogenesis of the Cambrian and basal Ordovician of the Böda Hamn sequence of strata. *Bull. Geol. Inst. Upsala.* Vol. XXXV. Uppsala.

HÖGBOM, A. G., 1892: Studier öfver de glaciala aflagringarna i Upland. *Geol. Fören. Förh.* Bd 14. Stockholm.

JAANSOON-ORVIKU, siehe ORVIKU.

JAANUSSON, V., 1944: Übersicht der Stratigraphie der Lyckholm-Komplexstufe. *Comptes Rendus de la Societé Géologique de Finlande.* N:o XVI. Helsinki.

— 1945: Über der Stratigraphie der Viru- resp. Chasmops-Serie in Estland. *Geol. Fören. Förh.* Bd 67. Stockholm.

— 1952: Untersuchungen über die Korngrösse der ordovizischen Kalksteine. *Ibidem,* Bd 74.

KULLING, O., 1926: II. Den nyupptäckta östersjökalken i Lumparfjärden. — Nya data till Ålands geologi. *Ibidem*, Bd 48.

LINNARSSON, G., 1878: De paleozoiska bildningarna vid Humlenäs i Småland. *Ibidem*, Bd 4.

LJUNGNER, E., 1930: Spaltentektonik und Morphologie der schwedischen Skagerrack-Küste, Teil I–III. *Bull. Geol. Inst. Upsala.* Vol. XXI. Uppsala 1927–1930.

LUNDQVIST, G., 1935: Rezension von STINA GRIPENBERG 1934. *Ymer* 55. Stockholm.

MARTINSSON, A., 1955: Die ordovizischen Geschiebe im Schärengebiet von Hangö und Ekenäs im südwestlichen Finnland. *Publ. Palaeontol. Inst. Univ. Uppsala* No. 2 (in *Bull. Geol. Inst. Upsala* Vol. XXXV). Uppsala.

METZGER, A. A. TH., 1922: Beiträge zur Paläontologie des nordbaltischen Silurs im Ålandsgebiet. *Bull. Comm. Géol. Finl.* N:o 56. Helsingfors.

MÖLDER, K. & SALMI, M., 1955: Vaasa. Explanation to the map of superficial deposits. *The general geological map of Finland*, sheet B 3. Helsinki.

MUNTHE, H., 1902: Beskrifning till kartbladet Ottenby. *Sv. Geol. Unders.* Ser. Ac. N:o 7. Stockholm.

ÖPIK, A., 1929: Studien über das estnische Unterkambrium (Estonium) I–IV. *Tartu Ülikooli Geoloogia-Instituudi Toimetused* (*Publ. Geol. Inst. Tartu*) No. 15. Tartu.

— 1934: Über Klitamboniten. *Ibidem*, No. 39. Tartu.

ORVIKU, K., 1925: Rändpangaseid Eestis. (Ref.: Über die Glazialschollen in Eesti.) K. Jaansoon-Orviku. *Tartu Ülik. Loodusuur. Seltsi aruanded* (*Sitzungsber. Nat.-f. Ges. Univ. Tartu*) XXXII. Tartus.

— 1930a: Die Glazialschollen von Kunda-Lammasmägi und Narva-Kalmistu (Eesti). *Tartu Ülik. Geol.-Inst. Toimetused* (*Publ. Geol. Inst. Tartu*) No. 23. Tartu.

— 1930b: Der Asaphiden-Kalkstein (Ordovizium) im Bohrloch von Lagedi (Eesti). *Ibidem.*

PETERSEN, G., 1924: Die Schollen der norddeutschen Moränen in ihrer Bedeutung für die diluvialen Krustenbewegungen. *Fortschr. der Geol. und Palaeontol.* H. 9. Berlin.

ROSENSTEIN, ELSA, 1941: Die Encrinurus-Arten des estländischen Silurs. *Tartu Ülik. Geol.-Inst. Toimetused* No. 62. Tartu.

RUDBERG, S., 1954: Västerbottens berggrundsmorfologi. *Geographica* Nr 25. Uppsala.

SAURAMO, M., 1916: Über das Vorkommen von Sandstein in Karstula, Finland. *Fennia*, Bd 39. Helsingfors.

— 1942: En djupborrning genom silurkalksten i Lumparf järden, Åland. *Soc. Sci. Fenn., Comm. Phys. Math.* Tomus XI. Helsingfors.

SEDERHOLM, J. J., 1913: Weitere Mitteilungen über Bruchspalten. *Fennia*, Bd 34. Helsingfors.

SIMONEN, A. & KOUVO, O., 1955: Sandstones in Finland. *Bull. Comm. Géol. Finl.* N:o 168. Helsinki.

TAMMEKANN, A., 1926: Die Oberflächengestaltung des nordostestländischen Küstentafellandes. *Publicationes Inst. Univ. Dorpat. Geogr.* No. 12–14. Tartu (Dorpat).

TANNER, V., 1911: Über eine Gangformation von fossilführendem Sandstein auf der Halbinsel Långebergöda-Öjen im Kirchspiel Saltvik, Åland-Inseln. *Bull. Comm. Géol. Finl.* No. 25. Helsingfors.

— 1938: Die Oberflächengestaltung Finnlands. *Bidr. t. känned. af Finl. natur och folk.* H. 86. Helsingfors.

THORSLUND, P., 1938: Ordovician and Silurian. — In THORSLUND & WESTERGÅRD: Deep boring through the Cambro-Silurian at File Haidar, Gotland. *Sv. Geol. Unders.* Ser. C. N:o 415. Stockholm.

— 1940: On the Chasmops series of Jemtland and Södermanland (Tväre n). *Ibidem*, Ser. C. N:o 436.

WÆRN, B., 1952: Paleontology and stratigraphy of the Cambrian and lowermost Ordovician of the Bödahamn Core. *Bull. Geol. Inst. Upsala.* Vol. XXXIV. Uppsala.
WESTERGÅRD, A. H., 1939: Den kambro-ordoviciska lagerserien. *In* Beskrivning till kartbladet Gävle, von SANDEGREN, ASKLUND & WESTERGÅRD. *Sv. Geol. Unders.* Ser. Aa. N:o 178. Stockholm.
— 1940: Nya djupborrningar genom äldsta ordovicium och kambrium i Östergötland och Närke. *Ibidem*, Ser. C. N:o 437.
— 1943: Den kambro-siluriska lagerserien. *In* Beskrivning till kartbladet Lidköping, von JOHANSSON, SUNDIUS & WESTERGÅRD. *Ibidem*, Ser. Aa. N:o 182.
WIMAN, C., 1893: Über das Silurgebiet des Bottnischen Meeres. *Bull. Geol. Inst. Upsala.* Vol. I. Upsala.
— 1903: Studien über das Nordbaltische Silurgebiet I. *Ibidem*, Vol. VI.
— 1907: Studien über das Nordbaltische Silurgebiet II. *Ibidem*, Vol. VIII.

Tafelerklärungen

Tafel I

Abb. 1. *Encrinurus* cf. *seebachi* FR. SCHMIDT. Pygidium. 4 ×.
Abb. 2. *Vellamo wesenbergensis* (PAHLEN). Ventralschale. 3 ×.
a. Ventralansicht.
b. Innenseite.
c. Lateralansicht.
Abb. 3. *Chilobolbina* cf. *umbonata* (KRAUSE). Rechte Klappe. Weiblicher Typus. 30 ×.
Abb. 4. *Ch.* cf. *umbonata*. Linke Klappe. Männlicher Typus. 30 ×.
Abb. 5. *Ch.* cf. *umbonata*. Linke Klappe. Männlicher Typus? 30 ×.
Abb. 6. *Ch.* cf. *umbonata*. Linke Klappe. Männlicher Typus? 30 ×.
Abb. 7. *Platybolbina* cf. *plana* (KRAUSE). Linke Klappe. Weiblicher Typus. 30 ×.
Abb. 8. *P.* cf. *plana*. Linke Klappe. Junges Häutungsstadium. Glatt. 30 ×.

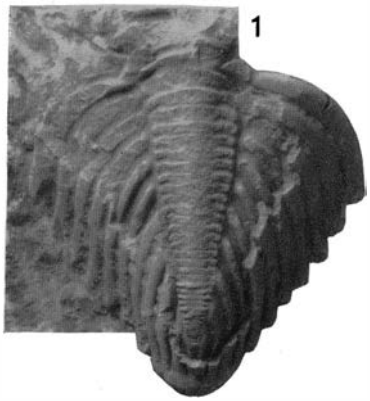
Tafel II

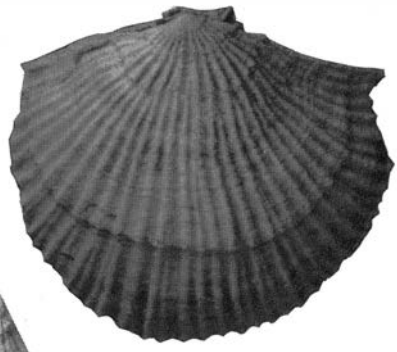
Abb. 9. *P.* cf. *plana*. Rechte Klappe. Weiblicher Typus. 30 ×.
Abb. 10. *P.* cf. *plana*. Linke Klappe. Männlicher Typus. 30 ×.
Abb. 11. *P.* cf. *plana*. Linke Klappe. Junges Häutungsstadium. 30 ×.
Abb. 12. *Leiosphaera* sp. In der Matrix steckendes Exemplar. Svartgrund.
a. Auffallendes Licht, Alkoholimmersion, 100 ×.
b. Durchfallendes Licht, Alkoholimmersion, 100 ×.
c. Pylomseite, auffallendes Licht, Alkoholimmersion, 100 ×.
d. Pylomseite, durchfallendes Licht, Alkoholimmersion, 100 ×.
e. Pylom, durchfallendes Licht, Alkoholimmersion, 320 ×.
f. Das ganze Exemplar in schräger Ansicht, trocken, 55 ×.
Abb. 13. *Leiosphaera* sp. Auswahl ausgelöster Exemplare von Trätland. Zehn Exemplare befinden sich auf dem Bild in solcher Lage, dass das Pylom beobachtet werden kann. Wie das Exemplar in Abbildung 12 sind hier viele der Hüllen mit Kalzit gefüllt. Vergrösserung 30 ×.

Die Fossilien in den Abbildungen 1–11 sind vor der Aufnahme mit Ammoniumchlorid behandelt. Aufnahme N. HJORTH und Verfasser.

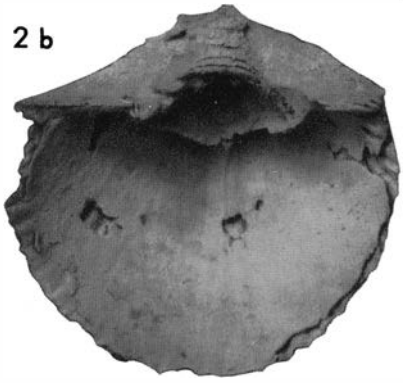
Tryckt den 10 mars 1956

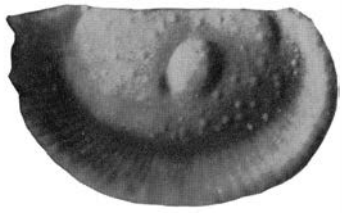
Uppsala 1956. Almqvist & Wiksells Boktryckeri AB

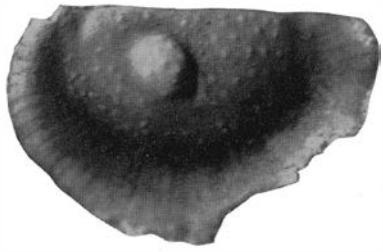

1

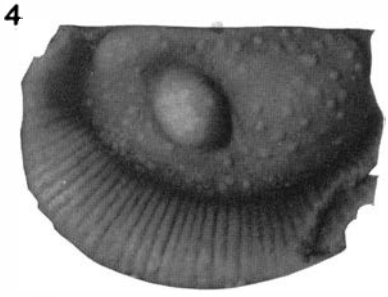

2 a

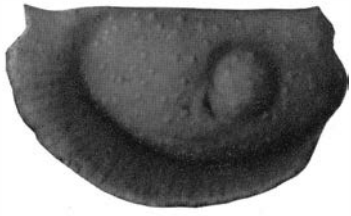
2 c

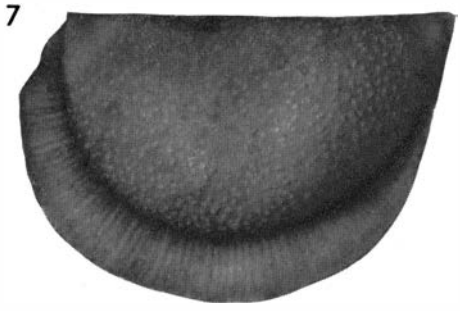

2 b

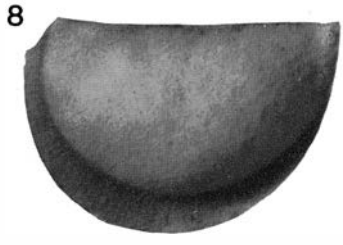

3


5

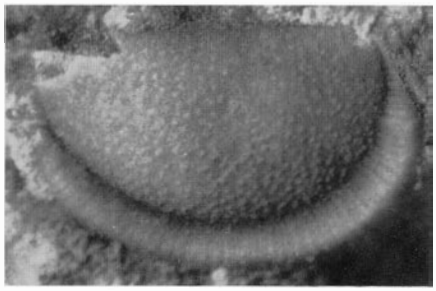

4


6

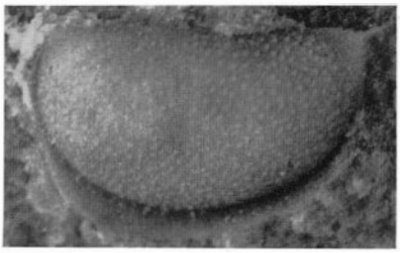

7

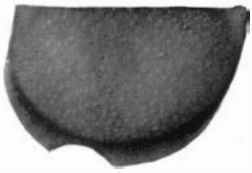

8

9



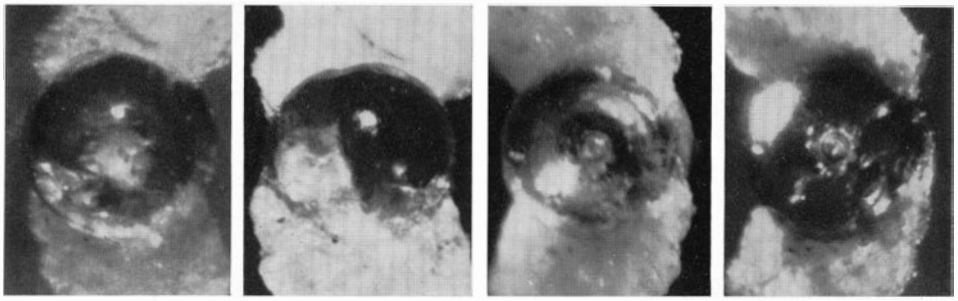
10



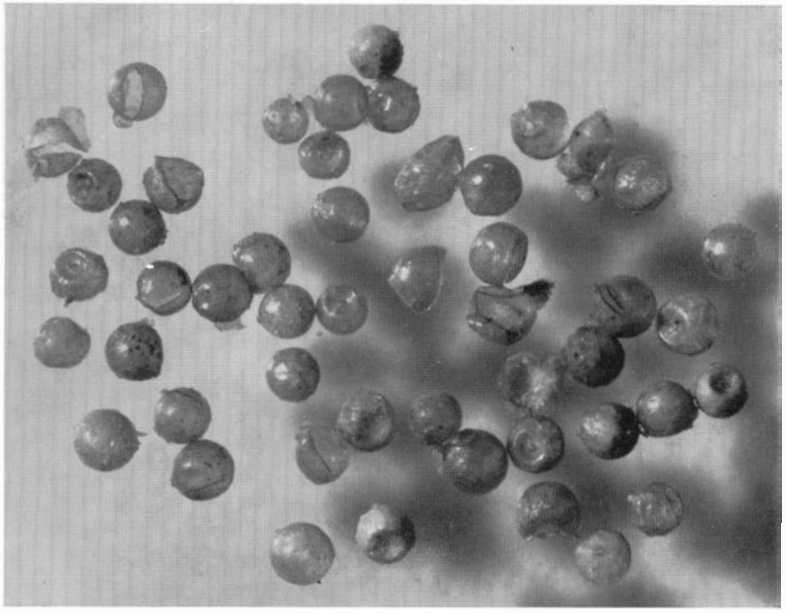


11

12 a b c d



12 e

12 f

13