

3. Über die subkambrische Landfläche am Fusse vom Kinnekulle.

Von

A. G. Högbom (Upsala) und N. G. Ahlström (Borås).
(Hierzu die Tafeln III—V.)

Einleitung.

Während der zwei letzten Sommer (1922 und 1923) war der Wasserstand des Wenersees sehr niedrig, so dass die flache Strandebene am Fusse des Berges Kinnekulle in ansehnlicher Breite trockengelegt war. Einige Exkursionen, welche wir gelegentlich eines Aufenthaltes an dem Sommerort Råbäck zusammen auf dieser Strandebene im erstgenannten Sommer vornahmen, brachten uns auf den Gedanken, eine genauere Untersuchung auszuführen, wozu uns sowohl die eigenartigen geologischen Erscheinungen bewegten, wie auch der Umstand, dass vielleicht niemals mehr eine so günstige Gelegenheit zu einer eingehenden Untersuchung sich darbieten würde. Der See befindet sich nämlich im Beginn einer wahrscheinlich mehrjährigen Periode höheres Wasserstandes¹, und eine Regulierung des Sees, u. a. mit dem Ziele, eine gleichmässige Verteilung der Wasserkräfte der Trollhättanfälle zu erreichen, ist in Vorbereitung, nach deren Durchführung der Nieder- und Mittelwasserstand beträchtlich erhöht wird, wodurch das meiste von den hier beschriebenen Erscheinungen unterhalb der Seefläche zu liegen kommt.²

Wir haben unsere Beobachtungen so viel als möglich durch photographische Aufnahmen belegen wollen, um damit eine Kontrolle besonders solcher Beobachtungen zu gewinnen, welche wegen der künftigen Erhöhung des Wasserstandes nicht mehr möglich werden. Die Arbeit haben

¹ Betreffs der mehrjährigen Periodicität des Wasserstandes im Wenersee mag auf Arbeiten von A. WALLÉN (1910 und 1923) hingewiesen werden, welche in der Literaturverzeichniss am Schlusse dieser Schrift angeführt sind.

² Folgende Daten betreffs des Wasserstandes des Wenersees und seiner Wechs-

wir so verteilt, dass der eine von uns (AHLSTRÖM) die photographischen Aufnahmen machte und ausserdem die Kartenskizze der Tafel V ausführte, der andere (HÖGBOM) die Profile derselben Tafel aufnahm und den Text abfasste.

Die von uns untersuchte Uferstrecke hat eine Länge von 8 km und fällt zwischen den Häfen von Blomberg im Süden und Hällekis im Norden; sie liegt gerade am Fusse des Kinnekulle, dessen unterste Stufe, der unterkambrische Sandstein, mit einem fast ununterbrochenen, 10—15 m hohen Steilabsturz oder Kliff die Strandebene einwärts begrenzt.

Allgemeine Charakteristik der Strandebene.

Die uns hier zu beschäftigende Strandebene liegt bei Hochwasser fast vollständig unter dem Niveau des Sees, so dass dieses dann bis zu dem Fuss des Kliffes und den davon herabgestürzten Blöcken reicht. Bei Niederwasser ist die Ebene dagegen meistens zu einer Breite von einigen zehn, bis zu einigen hundert Metern trockengelegt. Bei Blomberg¹, wo die Ebene aus nördlich fallenden Gneissen und Amphiboliten besteht, geht die Breite bis zu etwa einem Kilometer, wenn man die in den See hervorspringenden Landspitzen und Inselchen mit einrechnet. Hier, ebenso auch zu Hjälsäter und Råbäck, sieht man bei Sturm die Brandungen sich gegen die weiter hinaus im dem See befindlichen unterseeischen Gneissrücken brechen, dadurch die Fortsetzung der Strandebene noch einige hundert Meter oder mehr auswärts bekundigend. Andere, durch ihre ausgezeichnete Ebenheit charakterisierte Strecken tauchen

lungen nach hundertjährigen Beobachtungen (vgl. A. WALLÉN 1910 und 1923) mögen angeführt werden.

Höchster überhaupt verzeichneter Wasserstand (1777)	45,89 m ü. M.
Höchster Wasserstand der Periode 1807—1909 (1860)	45,61 » » »
Mittleres Maximum derselben Periode	44,71 » » »
Niedrigster überhaupt verzeichneter Wasserstand (1767)	42,91 » » »
Niedrigster Wasserstand der Periode 1807—1909 (1902)	43,06 » » »
Mittleres Minimum der Periode	43,91 » » »
Mittlere Meereshöhe des Wennersees in derselben Periode	44,33 » » »
Um der Zeit unserer Untersuchung, 1 Juli 1922	43,59 » » »
» » » » » 1 Juli 1923	43,61 » » »
Wasserstand nachher entschieden steigend und 31 okt. 1923	44,04 » » »

Die drei letzten Daten durch schriftliche Mitteilung von dem Hydrographischen Bureau Schwedens erhalten. In den mitgeteilten Höhenziffern ist Rücksicht genommen worden auf eine Korrektur der Meereshöhe mit — 3 cm im Vergleich mit den Angaben der übrigens benutzten Arbeit WALLÉN's von 1910, eine Korrektur welche durch neuere Messungen veranlasst worden ist und worauf Oberdirektor WALLÉN uns gütigst aufmerksam gemacht hat.

¹ Im folgenden werden der Bequemlichkeit wegen mit den Lokalitätsangaben *Blomberg*, *Hjälsäter*, *Trollmen*, *Råbäck* und *Hällekis* die Häfen dieser Grossgüte, nicht diese Güte selbst, gemeint. Diese Häfen sind mit weit hinausreichenden genauerten Wellenbrechern umschlossen.

schneller unter das Wasser und können nicht in derselben Weise unterseisch verfolgt werden. Aus den Seemesserkarten scheint es als ob auf einem Abstand von 1 bis 2 km von dem Hochwasserufer die Tiefe schneller zunehme, ohne jedoch auf einem Bruch oder einer Verwerfung schliessen zu lassen. Die Tiefenziffern sind nicht hinreichend dicht vorhanden, um ein genaues Bild der Verhältnisse geben zu können.

Wie aus den in Tafel V mitgeteilten Profilen und aus mehreren der photographischen Aufnahmen gesehen werden kann, ist die Strandebene, wo sie aus Gneissen besteht, gern im kleinen etwas hügelig, so dass Gneissrücken von 1 bis 2 m Höhe mit Senken wechseln, beide Formen überwiegend in der Streichungsrichtung des Gneisses orientiert. Diese Topographie macht sich besonders bei Blomberg und Råbäck, im geringeren Grade bei Hjälsäter geltend. Auf anderen Strecken, z. B. zwischen Råbäck und Trollmen und etwas weiter nach Süden, ist die Strandfläche, obgleich auch dort Gneiss überwiegend ist, ausserordentlich eben, was z. T. damit erklärt werden kann, dass der Gneiss dort mehr homogen ist und ein sehr flaches Fallen hat (vgl. Fig. 7).

Von Blomberg bis etwa 1 km nördlich von Råbäck fällt die Kontaktfläche zwischen dem unterkambrischen Sandstein und dem archaischen Gneiss ziemlich genau mit der Strandebene zusammen, wie aus den vielen kleinen Resten des Sandsteins hervorgeht, welche sowohl an den kleinhügeligen wie an den ebenen Strecken der Strandfläche auf dem Gneiss noch erhalten sind. Über gewisse Partien der Strandebene breitet sich der Sandstein in grösserer Ausdehnung aus, seine Mächtigkeit wird aber auch dann selten mehr als ein Paar Decimeter, und es ist leicht zu konstatieren, dass der Gneiss auf dieser oder geringerer Tiefe den Sandstein unterlagert. In der Umgegend von Blomberg ist dagegen der Gneiss vollständig frei von Sandsteinsresten. Der nördlichste Teil der Strandebene, von etwa 1 km nördlich von Råbäck bis zu Hällekis, ist von einem abweichenden Charakter, indem sie ganz innerhalb des Sandsteins fällt. Dies findet seine Erklärung in einer O – W-lich gehenden Verwerfung, durch welche der nördliche, kleinere Teil des Kinnekulle etwa 13 m in Verhältnis zum südlichen Hauptteil des Berges gesenkt worden ist. Die Verwerfung begegnet dem Ufer etwa 1 km nördlich des Hafens von Råbäck. Von hier ab nordwärts liegt also der Gneiss etwa 13 m unterhalb der Strandebene, und diese fällt binnen den untersten Schichten der oberen Abteilung des Sandsteins, dem s. g. *Linguliden*-Sandstein (vgl. HOLM und MUNTHER 1901).

Die oben kurz charakterisierte Strandebene zwischen Blomberg und Hällekis ist nicht, wie man bei erster Betrachtung sich vorstellen möchte, eine Abrasionsebene des jetzigen Wenersees, wie schon daraus erhellt, dass sie Spuren glacialer Denudation, Schrammen und angeschliffene Felsen zeigt. Die Wirkungen des Sees machen sich zwar an manchen Stellen merkbar, wie unten näher beschrieben wird, sie sind aber im grossen gesehen von geringer morphologischer Bedeutung. Sowohl der

Sandsteinskliff, wie die vor demselben liegende Strandebene, waren in ihren Grundzügen schon vorhanden, als diese Gegend von dem letzten Landeis befreit wurde. Es kann deshalb wohl in Frage gesetzt werden, ob diese so stark accentuierte Ebene mit ihrer Kliffbegrenzung genetisch eine Strandebene, eine Abrasionsebene ist. Es ist dies eine Frage, die in Verbindung mit der Deutung der treppenartig ausgebildeten Morphologie der übrigen Formationsglieder Kinnekulles zu beantworten ist. Sie wird hier nicht aufgenommen werden. Hier mag nur die Aufmerksamkeit darauf gerichtet werden, dass diese Strandebene hier grösstenteils mit der Kontaktfläche zwischen Kambrium und Archäicum, also mit der subkambrischen Landfläche zusammenfällt, und dass sie hier ein flaches Fallen auswärts (nach WNW) hat, welches recht genau mit der mittleren Neigung dieser Kontaktfläche unterhalb des Kinnekulles übereinstimmt. Diese fällt, wie man aus der geologischen Karte von HOLM und MUNTHE (1901) ablesen kann, von Kärrgård, an der Ostseite des Berges, über den Gipfel nach Råbäck, auf einer Strecke von 16 km, etwa 25 m, oder rund 1,6 m pr km, was ziemlich genau der Neigung der Strandebene bei Råbäck entspricht.

Da die subkambrische Landfläche auch anderswo in den Küstengegenden erhalten ist, und dies weit entfernt von kambrisch-silurischen Gebieten, so z. B. am Fusse von Halleberg am Südeinde des Sees, an der Westseite des Sees in Dalsland und an der Ostseite, 50—60 km NNO von Kinnekulle, wie u. a. durch die dort auftretenden Sandsteinsgänge bezeugt wird (vgl. GAVELIN 1907, MUNTHE 1915 und JOHANSSON 1916), so könnte man vermuten, dass am Grunde des Wenersees Reste der kambrisch-silurischen Ablagerungen noch vorhanden seien, und dies um so viel eher, als Teile des Wenerbeckens tektonische Senkungsfelder sind (vgl. z. B. STEN DE GEER's Karte 1910), in welchen diese Sedimentformation, analog wie anderswo in Mittelschweden, vor Denudation geschützt gewesen sein dürfte. Dies scheint indessen hier nicht der Fall zu sein. An der gegenüber Kinnekulle in den See hinausragenden grossen Halbinsel Kållandsö haben wir nämlich keine kambrische oder silurische Blöcke und Geschiebe finden können, was wenigstens darauf deutet, dass in dem nordwärts bis nordwestwärts liegenden Hauptteil des Sees diese Formationen keine nennenswerte Verbreitung haben. Zu derselben Auffassung ist schon früher GAVELIN (1907) betreffs dem westlichen Teil des Sees gekommen.

Details in der Gestaltung der Strandebene.

Im folgenden werden einige Profile und Abbildungen aus verschiedenen Teilen der Strandebene mitgeteilt und beschrieben, wodurch ihr geologischer Bau und Oberflächengestaltung näher illustriert werden.

Es werden dabei Teile der Ebene beschrieben, wo Spaltenfrost und Eis-

schub in recenter Zeit auf die Freilegung der subkambrischen Landfläche arbeiten; nachher folgt die Beschreibung einiger Teile der Ebene, wo die subkambrische Landfläche schon während der Eiszeit von dem deckenden Sandstein befreit wurde und wo sie allgemein glacialgeschliffen und geschrammt ist.

Das Profil, Fig. 6, Tafel V, ist in ost-westlicher Richtung, etwas nördlich von der oben beschriebenen Verwerfung gezogen. In der Ebene treten hier dünne Bänke des Sandsteins auf, welche, wie schon bemerkt, etwa 13 m oberhalb der Basis des Kambrimus liegen. Durch Frostsprengung im Winter werden die Bänke zerstückelt, und die dabei losgemachten Platten werden durch das Küsteneis zusammengeschoben, so dass sie, zusammen mit vereinzelt glacialen Blöcken, Schubwälle bis gegen den



Fig. 1. Gebankter horizontaler Sandstein. Rechts eisgeschobene Sandsteinsbrocken und einzelne Granitgeschiebe. Råbäck—Hällekis.

Fuss des Kliffes bilden. Dass die äussersten Wälle während der Niederwasserperiode der letzten Jahre gebildet worden sind, erhellt daraus, dass die Sandsteinsplatten und Scherben grösstenteils ganz scharfkantig sind und keine Spuren einer Umformung durch Brandung zeigen. Das Textbild Fig. 1 gibt auch eine Vorstellung von dem Aussehen der Strandebene an dieser Lokalität. Die weissen Flecken der Sandsteinbank im Vordergrund sind Salzeffloreszenzen an Schwefelkiesknollen, welche in grosser Menge diese Bank auszeichnen.

Bei der Frostsprengung werden die Sandsteinsbänke durch Eisbildung in den Schichtfugen aus einander getrennt und zu Platten zerbrochen, welche mitunter bis ein paar Quadratmeter gross sind. In anderen Fällen tritt die Horizontalspaltung zurück, und der Sandstein wird durch ein Netzwerk vertikaler Spalten zerstückelt (Fig. 2).

Das Profil, Tafel V, Fig. 7, ist repräsentativ für die nur teilweise be-

deckten Strecken der Strandebene zwischen Råbäck und Trollmen. Auf der hier ausserordentlich ebenen subkambrischen Gneissfläche sieht man die untersten Schichten des Sandsteins und des mit ihm verbundenen Konglomerats noch teilweise erhalten. Die Mächtigkeit ist jedoch sehr unbedeutend, nicht mehr als höchstens ein paar Decimeter. Diese unterkambrische Deckschicht ist durch Spaltenfrost vom unterliegenden Gneiss losgemacht und in einer an Strassenpflaster erinnernden Weise durch vertikalstehende Risse zerteilt (vgl. Textfig. 3). Die Stücke sind von der Grösse gewöhnlicher Ziegel oder etwas grösser und haben oft eine recht regelmässige parallelipedische Form, gern mit ihrer Längsrichtung vertikal. Einzelne Stücke sind mitunter aufwärts geschoben, in derselben Weise wie B. HÖGBOM (1910) aus Spitzbergen beschrieben hat, und man sieht nicht selten nur die Löcher nach solchen Steinen, indem diese von



Fig. 2. Durch Frost zersprengter Sandstein. Råbäck, an der Südseite der Verwerfung.

dem Küsteneis einwärts geschoben worden sind (vgl. Textfigg. 2 und 4). Auch hier sieht man neben mehr oder minder abgerollten Stücken solche, die von der Brandung gar keine Spuren zeigen, woraus geschlossen werden kann, dass sie erst während des Niederwasserstandes der letzten Jahre losgemacht worden sind.

Es ist bemerkenswert, dass die Stücke, obgleich noch in situ liegend, an mehreren Stellen einen fließerdeartigen Brei als Unterlage haben, der sehr an demjenigen der arktischen Gegenden (B. HÖGBOM 1912) erinnert. Dieser Brei scheint hauptsächlich aus ganz zerfrorenem Sandstein mit seinen eventuell eingelagerten tonigen Schichten und aus den Verwitterungsprodukten des unterlagernden Gneisses gebildet zu sein.

Ein bemerkenswertes Detail in diesem Profil, Tafel V, Fig. 7, bildet die kleine Gneisserhebung nahe dem westlichen Ende des Profils, welche Spuren glacialer Abschleifung zeigt, was einen Beweis gibt, dass die Sandsteinsbedeckung nicht in postglacialer Zeit über diesen nur ein paar

Decimeter hohen Hügel sich gestreckt hat. Das Profil ist in dieser Hinsicht mit der Textfigur 5 unten zu vergleichen.

Die hier beschriebenen Erscheinungen treten in ähnlicher Weise in der Strandebene unmittelbar südlich von Trollmen und bei Hjälsäter auf. Auch nördlich von Råbäck bieten sich gute Gelegenheiten dar, die verschiedenen Äusserungen der Frostwirkung zu studieren. Ausser den von dort schon mitgeteilten Bildern, Figg. 1 und 2, mag noch die Fig. 4 die Zerspaltung des Sandsteins illustrieren. Wie man sieht, ist der Sandstein nur fleckenweise noch einigermaßen erhalten; die Strandebene ist



Fig. 3. Die untersten, durch Frost zersprengten Lager des Sandsteins auf der Strandebene S von Hjälsäter. Im Hintergrund der durch Gebüsch verdeckte Sandsteinskliff.

zum grössten Teil hier mit einem Blocklager überdeckt, in welchem manche Steine noch ganz scharfkantig sind, und einige nur wenig aus ihrer Lage gebracht sind (vgl. besonders rechts und oberhalb des Hammers). Wenn man dieses Blocklager wegräumt, trifft man die Schichtköpfe des Gneisses, welche auch in der Grube, wo der Hammer steht, blossgelegt sind.

Etwas weiter nach N, nördlich der Verwerfung, zeigt der Sandstein auf einer mehr als hundert Meter langen Strecke eine sehr regelmässige rombische Zerspaltung, welche durch eine längs des Ufers laufende stärkere Verklüftungsrichtung und eine andere dagegen schief verlaufende, schwacher hervortretende Spaltrichtung bewirkt wird. Die so begrenzten Stücke erreichen etwa einen Meter in der längeren Diagonale. Wahr-

scheinlich ist die Frostspaltung hier nach schon vorhandenen tektonischen Schwachheitslinien orientiert. Wie unten gezeigt wird, geht nördlich ein wenig südlicher eine recht ausgeprägte, z. T. vorkambrische Spaltrichtung parallel des Ufers.

Fig. 5, etwas nördlich von Trollmen, dessen Wellenbrecher im Hintergrund des Bildes zu sehen ist, zeigt, ebenso wie das vorige Bild, den auf Gneiss lagernden, von Spalten durchzogenen Sandstein und ist besonders

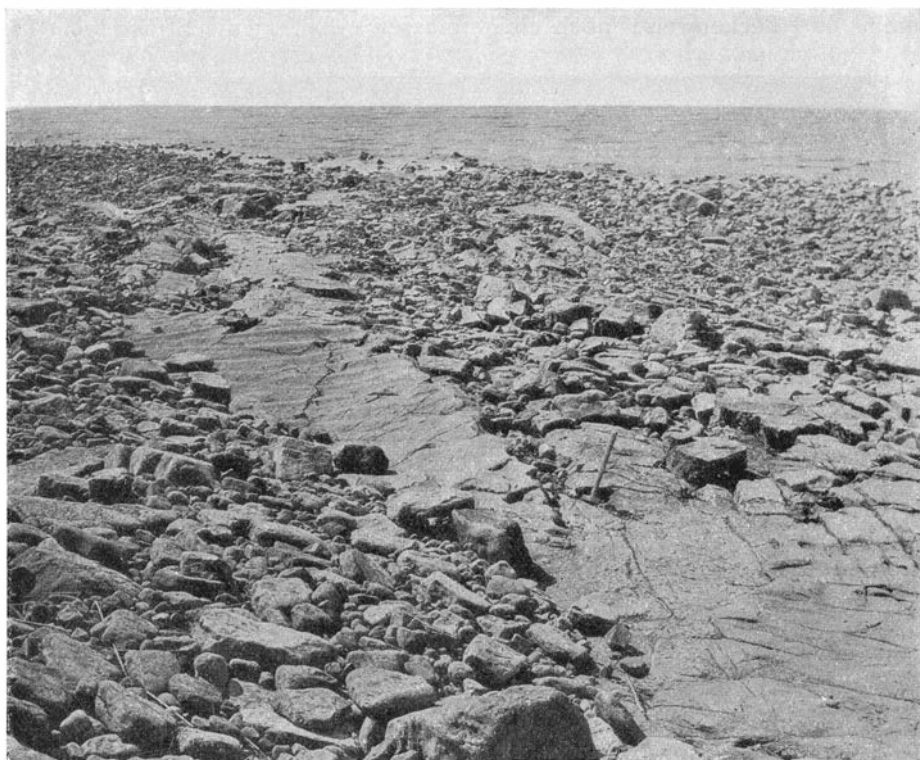


Fig. 4. Strandebeine nördlich des Gneissterrains von Råbäck, mit Sandsteinsresten auf dem Gneiss. Links oben vom Hammer Ripplemarks; rechts unterhalb des Hammers ein etwas konglomeratartiges Lager.

bemerkenswert, weil die Oberfläche des Sandsteins deutliche Gletscherschliffe zeigt. Rechts des Regenschirmes ist die Sandsteinsfläche ganz glatt geschliffen und zeigt deutliche Schrammen (Richtung $N 20^{\circ} O$). Der linke Teil der Sandsteinsfläche ist auch angeschliffen, aber nicht stärker, als dass die Ripplemarks der Schichtfläche noch zu erkennen sind (hinter dem Hammer), indem nur ihre Kämme mehr oder minder starke Schliffspuren zeigen. Man kann Schritt für Schritt verfolgen, wie die Ripplemarks nach rechts stärker abgeschliffen sind, bis sie endlich ganz ausgewischt werden.

Dieser Sandstein lagert auf einem dünngebankten, flach fallenden,

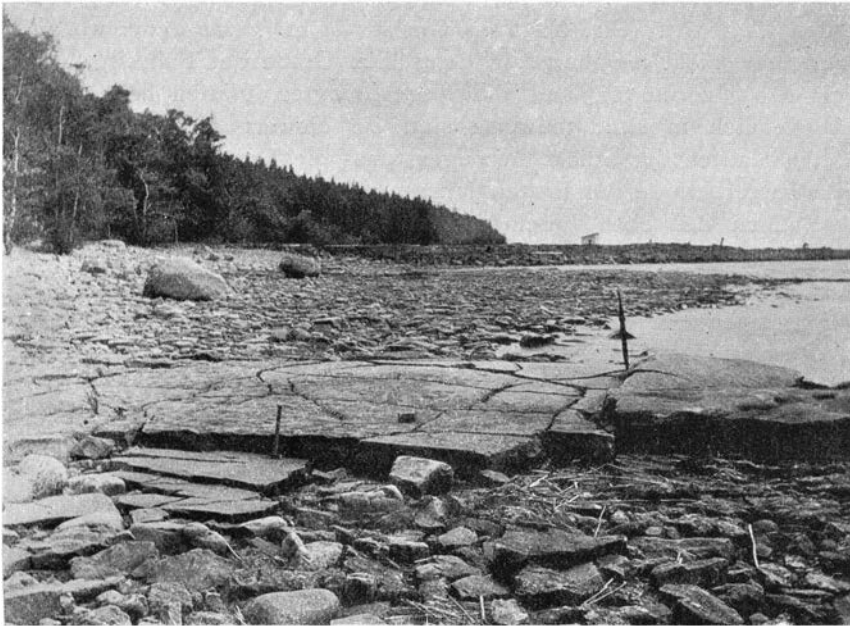


Fig. 5. Zersprengter Sandstein mit glacialen Schrammen und durch Abschleifung teilweise ausgewischten Ripplemarks. Im Hintergrund der waldbedeckte Sandsteinskiff und der Wellenbrecher von Trollmen.



Fig. 6. Zersprengter Gneissfelsen, rechts annähernd horizontal, links nach O flach fallend. Zwischen dem Sandsteinsfelsen Fig. 5 und dem Hafen von Trollmen.

etwas verwitterten Gneiss, der einige Schritte südlich des obigen Bildes an den Tag tritt (Fig. 6). Der Gneiss ist hier, was anderswo auf der Strandebene nicht annähernd in demselben Grade der Fall ist, sehr stark durch Frost zerklüftet, und die losgesprengten Platten liegen teilweise noch ziemlich in situ; teilweise sind sie einwärts aufgeschoben. Die scharfen Kanten der Stücke bezeugen, dass die Lossprengung erst in der Niederwasserperiode der letzten Jahre stattgefunden hat.

Südlich des eben beschriebenen Gneissvorkommens und dicht an dem nördlichen Wellenbrecher von Trollmen begegnet man wiederum Sandstein in der Strandebene. Der Sandstein zeigt hier riesige, NNO—SSW streichende Ripplemarks mit etwa halbmetergrossem Abstand zwischen den Ripplerücken. An der Südseite des genannten Wellenbrechers ist wieder Gneiss zu sehen, und der Sandstein ist so vollständig und zugleich so fein entfernt, dass von seinem vorigen Dasein dort nur die in Relief bewahrten Kriechspuren der basalen Sandsteinschicht auf der Gneissfläche übrig geblieben sind.

Auf der Südseite des Hafens ist die Strandebene sehr flach, mit Gneiss und Sandstein abwechselnd in der Oberfläche. Von dem Sandstein sind indessen nur die untersten, teilweise konglomeratartigen Lager erhalten, und ihre Mächtigkeit ist wohl selten so gross wie ein Decimeter; hier und da sieht man, dass vom Sandstein oder Konglomerat nur kleine, dünne Fetzen an dem Gneiss wie angeklebt vorkommen, und der verwitterte Gneiss ist dazwischen und in den Spalten der Sandsteinsfläche zu sehen (Fig. 7). Zunächst dem südlichen Wellenbrecher ist der Gneiss so stark verwittert, dass er in Grus und Scherben zerfällt, welche durch das Eis zu einem Strandwall zusammengeschoben sind. Wie die schon beschriebenen Schubwälle, ist auch dieser nicht durch Wellen bearbeitet, woraus hervorgeht, dass er ganz neulich, wahrscheinlich in den zwei letzten Wintern, gebildet wurde. Eben hier wird der Gneiss von einem etwa halbmeterbreiten Pegmatitgang durchsetzt. Merkwürdigerweise ragt dieser Gang nicht, wie andere (vgl. Tafel V, Fig. 12), aus dem Gneiss herauf, sondern ist im Gegenteil, trotz der starken Verwitterung des angrenzenden Gneisses, etwas niedriger als dieser.

Die schon angeführten Beispiele mögen genügen, um eine Vorstellung von dem Aussehen der Strandebene zu geben, wo sie den Wirkungen des Frostes und Seees ausgesetzt gewesen ist. Besonders ist zu beachten, wie dadurch die subkambrische Landfläche in ausgezeichneter Weise hervorpräpariert wird, so dass ihre kleinsten Details an den Tag treten. Die hier und da noch anhaftenden Reste des kambrischen Sandsteins und Konglomerats sind zu unbedeutend, um das Bild der Gneissfläche zu verschleiern; sie sind aber auf der anderen Seite hinreichend als Zeugnisse von den ganz unwesentlichen Angriffen später wirkender Agentien auf dieser subkambrischen Landoberfläche. Nur ausnahmsweise, wie z. B. in dem auf der Textfig. 6 abgebildeten Gneiss-

felsen, hat die Frostsprengung sich auch in den Gneiss hinein so geltend gemacht, dass sie auf die Morphologie desselben etwas eingewirkt hat.

Das durch Frost und Eisschub blossgelegte, bei ausgeprägtem Niederwasser über das Niveau des Sees reichende Gneissareal zwischen Hjälm-säter und Trollmen kann zu einigen Hektar geschätzt werden, und etwa von derselben Grösse ist auf derselben Strecke der Strandebene das Areal, welches noch durch basale Bänke des Sandsteins und Konglomerats bedeckt ist, dabei die Partien eingerechnet, wo diese Bänke frei-



Fig. 7. Partie der Strandebene etwa 100 m südlich von Trollmen. Im Vordergrund ist der Gneiss, mit Ausnahme für kleine Flecke und für die grosse Spalte, sowie rechts unten, von einer dünnen Sandsteins- und Konglomeratschicht bedeckt; im Hintergrund, hinter den Blöcken in der Mitte, ist der Gneiss meistens blossgelegt. Die Gneisschichten haben ein flaches südliches Fallen. Links im Hintergrund der waldbedeckte Sandsteinskliff.

lich zerspaltet sind, wo aber die Spaltstücke noch grösstenteils in situ liegen und den Gneissgrund verhüllen.

Man kann sich fragen, wie es zu erklären ist, dass diese Sandsteinsbänke nicht schon völlig zerstückelt und weggeführt worden sind, da der Zerstörungsprocess und die Abrasion durch Küsteneis doch in den letzten Jahren so schnell stattfinden, wie aus der oben gegebenen Darstellung und den begleitenden Bildern hervorgeht. Diese Frage ist nicht leicht befriedigend zu beantworten, es können aber einige Faktoren angeführt werden, welche wenigstens zu einem gewissen Grade für die im ganzen unerwartet geringen Wirkungen der genannten Agentien verantwortlich sind.

Unter diesen sind zuerst die postglacialen Niveauveränderungen zu beachten, welche der Wenersee durch die ungleichmässige Landhebung erfahren hat. Der Betrag der Verschiebung des Wasserniveaus in postglacialer Zeit, nachdem der See vom Meere abgetrennt wurde, erreicht um das Nordende des Sees etwa 40 m abwärts und vermindert sich von dort nach Süden bis gegen Null am Abfluss des Sees. Am Kinnekulle liegt die entsprechende Uferlinie zwischen 11 m (im Süden) und 13 m (im Norden) über der jetzigen Seefläche (vgl. SANDEGREN 1915). Mit diesem Betrag hat sich also das Wasserniveau abwärts verschoben. Im Beginn der Litorinazeit hier etwas oberhalb bis etwas unterhalb des Kliffandes stehend, hat das Seeniveau zu der hier behandelten Strandebeene sich gesenkt; folglich hat es nur während eines kurzen Teils der postglacialen Zeit an dieser Ebene durch Frost und Eisschub wirken können. Diese Zeit wird weiter dadurch beeinträchtigt, dass der Wasserstand nur während kürzerer Perioden von geeigneter Höhe ist, um diesem Agentien ihre volle Leistungsfähigkeit zu geben. Vielleicht sind auch nur einzelne Winter für diese Arbeit des Frostes und Eisschubes günstig. Während der jetzt eintretenden Periode höheres Wasserstandes, da die flache Strandebeene grösstenteils sich unter Wasser befinden wird, treten die Frostsprengungserscheinungen zurück, der Eisschub wird aber wahrscheinlich fortwährend stattfinden, und auch tritt die Brandung, welche allerdings nicht sehr stark werden kann, dazu, wodurch die Sprengstücke, wenigstens an den Kanten und Ecken, etwas abgerundet werden.

Ehe die Verschiebung der Seefläche durch die ungleichmässige Landhebung die hier abgehandelte Strandebeene erreichte, war die Gewalt der Wellen natürlich viel grösser, wie die mächtigen aus wohl gerundeten Steinen bestehenden Uferwälle zeigen, welche an dafür geeigneten Stellen oberhalb der jetzigen Hochwassergrenze aufgeworfen worden sind. Ein solcher Uferwall ist rechts unten in der Fig. 8, Tafel V, dargestellt. Die oberen Teile dieses mächtigen Uferwalles liegen oberhalb des Wirkungsbereichs des heutigen Sees. An einigen anderen Stellen, wo die Strandebeene sehr schmal wird, indem sie etwas stärker als gewöhnlich auswärts abfällt, vermögen die Brandungswellen noch in der Jetztzeit die Ufersteine stark abzurunden und zu Wällen aufzuwerfen. Beispiele dafür hat man im Hintergrunde des Textbildes Fig. 13, sowie an gewissen Strecken zwischen Trollmen und Blomberg.

Für die Ausformung des Sandsteinskliffes, welcher die Strandebeene einwärts begrenzt, hat der Wellenschlag während der allmählichen Verschiebung des Wasserniveaus wohl eine gewisse Bedeutung gehabt, wie auch fortwährend bei exceptionellem Hochwasser der Fuss des Kliffes an einigen Punkten erreicht und angegriffen werden kann; im ganzen aber muss, wie oben in anderem Zusammenhang bemerkt wurde, der Kliff, wenn auch vielleicht nicht so scharf ausgeschnitten, schon bei der Abschmelzung des letzten Landeises in seinen Grundzügen vorhanden gewesen sein. Ausser durch die schon erwähnten glacialen Schrammen auf

der Strandebene nicht sehr weit vom Kliffe, geben die unten beschriebenen Teile der Ebene, welche grösstenteils mit deutlichen Schliffflächen und Schrammen versehen sind, davon Zeugnis, dass die Strandebene, bevor sie den Wirkungen des Wenersees ausgesetzt wurde, beinahe ihre jetzige Breite gehabt haben muss.

Während die bisher beschriebenen Teile der Strandebene überwiegend durch Spaltenfrost und Eisschub in recenter Zeit beeinflusst worden sind, zeigen die im folgenden abgehandelten Partien der Strandfläche nur wenige Spuren jener Agentien, tragen aber sehr allgemein Merkmale der glacialen Abschleifung. Diese sind jedoch nur ausnahmsweise und ganz lokal so tiefgehend, dass sie wesentlich die präkambrische Morphologie beeinflusst haben. Es kommen noch kleine Reste der kambrischen Basallager auf dem Gneissgrund in solcher Menge und Verteilung vor, dass die präkambrischen Kleinformen desselben noch gut sich ablesen lassen, zugleich sie die Beurteilung der Modifikationen ermöglichen, welche jene durch glaciale Abschleifung, bzw. Zerbrechung erfahren haben.

Der in dieser Hinsicht interessanteste Teil der Strandebene findet sich unmittelbar nördlich von Råbäck. Der Gneiss schiebt sich dort als eine etwa 200 m breite Landzunge in den See hinaus, und die kleinen, in O—W ausgezogenen Gneissrücken, welche das Streichen und die Schichtköpfe des Gneisses markieren, reichen von der überseeischen Partie mehrere hundert Meter weiter in den See hinaus, wo sie unterseeische Riffe bilden, die sich bei starkem Sturm durch das Brechen der Brandung kund geben. Die Profile Figg. 1—5 auf der Tafel V, welche etwa senkrecht auf das Streichen des Gneisses gezogen sind, und die Kartenskizze Fig. 8 auf derselben Tafel mit den dazu gehörigen Profilen Figg. 9—11 geben eine allgemeine Vorstellung sowohl von der Morphologie dieses Gneissterrains wie von der Frequenz und dem Auftreten der Sandsteins- und der mit ihm verbundenen Konglomeratreste. (Vgl. auch die zu der Tafel V gefügte Erklärung.)

Das etwa 200 m lange Profil Figg. 1—2, Tafel V, ist in nord-südlicher Richtung über den äusseren Teil dieses Gneissterrains, parallel des Ufers und senkrecht gegen das Streichen des nach Süden fallenden Gneisses gezogen. Die zwei grossen Amphibolitblöcke an dem Südende des Profils (sichtbar auch auf dem Textbild, Fig. 8), welche etwa 1,9 m über den Wasserstand zur Untersuchungszeit reichten, sind nur bei exceptionellem Hochwasser überflutet. Sie können als ein Massstab für die Unebenheiten des Profils dienen und zeigen, dass schon bei mässigem Hochwasser (vgl. Note S. 55) das Profil ganz überflutet wird. Überhaupt reichen in diesem Gneissgebiete nur ein Par Gneissrücken etwas über die Hochwasserfläche. Dasselbe gilt von den kleinen, zwischen dem Hafen und dem Südende des Profils gelegenen Landspitze, die auf der Kartenskizze Fig. 8 und in den Profilen Figg. 9—11 dargestellt ist. Mit den in der Tafelerklärung gemachten Einschränkungen geben diese Karte und die Profile der Tafel V

eine hinreichende Vorstellung von dem Auftreten und der Frequenz der Sandsteins- und Konglomeratreste auf diesem Teil der Gneissebene. Man sieht, dass schon auf dem kleinen, etwa 80 m langen und einigen Zehnten Meter breiten Felsenkomplexe der Kartenskizze etwa hundert solche Reste zu rechnen sind, und sicher gehen sie bis zu eintausend oder mehr innerhalb des ganzen fraglichen Gebietes. Die Gneissflächen sind sehr allgemein an ihren Rücken und Nordseiten angeschliffen und in NNO- bis NO licher Richtung geschrämmt (siehe die Kartenskizze und Figg. 2 und 3 der Tafel III, Fig. 3 der Tafel IV und Textfigg. 10 und 13).

Die noch erhaltenen Sandsteinsreste ergeben, dass die Gneissfelsen schon in subkambrischer Zeit gewissermassen rundhöckerartig aussahen und dass die Umformung derselben durch glaciale Abschleifung, auch an solchen Stellen, wo sie sehr wohl gerundet sind, recht geringfügig gewesen ist (vgl. Tafel III, Figg. 2 und 3; Tafel IV, Fig. 3, und Textbilder Figg. 8, 10, 13).

In vielen Fällen hat die glaciale Abschleifung die Stossseiten der Felsen nicht formen können, sondern die Schichtköpfe stecken ungleichmässig hervor und zeigen scharfe Haken und Querbrüche, welche mit einer mehr oder minder hervortretenden, etwa N—S-lichen Verklüftung in Verbindung stehen. Dieses Hervortreten der Schichtköpfe und Querbrüche macht sich besonders geltend an der Süd- oder Leeseite der Felsen. Die Textbilder 9, 10 und 11 können als Illustrationen zu diesen morphologischen Details gelten. Es ist zu dieser Erscheinung noch zu bemerken, dass sie nicht, oder nur zu einem unwesentlichen Teil, der losbrechenden und ausplückenden Wirksamkeit des Landeises zuzuschreiben sind. Man sieht nämlich an mehreren Stellen, wie die Sandsteins- und Konglomeratschollen über die ungleichmässig aufragenden Schichtköpfe des Gneisses lagern oder die Klüfte und Senken ausfüllen oder sich dicht am Fusse hinausstehender Gneisschichten und steiler Böschungen anlehnen, was alles sowohl an den Textbildern Figg. 8—10, wie an mehreren Stellen in den Profilen der Tafel V hervortritt.

Dass ein grosser Teil der Klüfte schon vor der kambrischen Zeit vorhanden waren, erhellt aus den in vielen Fällen in denselben vorkommenden Sandsteins- und Konglomeratresten und weiter daraus, dass die Klüfte manchmal nicht die den Gneiss überlagenden Reste des Kambriums durchsetzen. Unter mehreren parallel, gewöhnlich nord-südlich laufenden, einander nahestehenden Spalten können einige den Sandstein überqueren, andere von ihm verdeckt sein. Es liegt wohl am nächsten, diese Verschiedenheit dadurch zu erklären, dass jüngere Brüche längs einigen der vorgambrischen Spalten entstanden sind. (Vgl. auch ASKLUND, 1923.)

Zu den oben angeführten Zeugnissen der präkambrischen Zerklüftung des Gneisses kann noch zugefügt werden, dass an manchen Stellen horizontale Klüfte vorkommen, welche mit Sandstein gefüllt sind. In den Profilen Figg. 2 und 5 sieht man wie der Sandstein sich in solche Klüfte hineinschiebt, und an ein paar Stellen sind die Kluftflächen losgebrochener



Fig. 8. Aussicht nach W über die in Kartenskizze Fig. 8, Tafel V, dargestellten Landspitze. Die bei der Reproduktion nicht deutlich hervortretenden Sandsteinsreste sind durch X zu ihrer Lage markiert. Im Vordergrund, links am Fusse des Felsens, eine über die Schichtköpfe des Gneisses lagernde Konglomeratscholle (vgl. rechts von e auf dem Profil Fig. 11, Tafel V).

Gneissblöcke mit Resten des die Klüfte ausfüllenden Sandsteins bekleidet. Ein solcher Fall kommt in der Nähe des Südendes des Profils Fig 1, etwas an der Westseite desselben vor. In einer von drei Kluftflächen nach einem losgebrochenen Block begrenzten Nische sind die horizontale, ein



Fig. 9. Der westliche Teil der in der Kartenskizze dargestellten Landspitze, von N aus gesehen. Man beachte den dicht am Felsen anliegenden grossen Sandsteinsrest (der Hammer steht darauf), die N—S-liche Verklüftung und die damit verbundenen Unebenheiten dieser gegen die Eisbewegung gerichteten Felsenböschung.



Fig. 10. Verklüftete Schichtköpfe des Gneisses und darüber liegende Bänke von Konglomerat und Sandstein. Der gerundete Felsen links im Hintergrund ist der südlichste Felsenhügel im Profil Fig. 1, Tafel V.

paar Quadratmeter grosse Fläche und eine der stehenden Kluftflächen teilweise mit Sandstein bekleidet, in einer Weise, welche deutlich ihren Charakter von Spaltenausfüllungen zeigt. Etwas nordwärts von der Mitte des Profils Fig. 2 sind auch Kluftausfüllungen zu sehen, welche



Fig. 11. Südböschung des in der Kartenskizze dargestellten Felsens. Die im Vordergrund auf den Schichtköpfen liegende konglomeratische Sandsteinsscholle ist dieselbe wie die im Profil Tafel V, Fig 9 bei a vorkommende.

einer Beschreibung wert sind. Die hieher gehörige Textfigur 12 zeigt im Vordergrund eine etwa horizontale Kluftfläche, an welcher kleine Konglomeratfetzen (bei dem Hammer) und Sandsteinsflecken (vor den Füßen des sitzenden Mannes) zu sehen sind; und man kann auch sehen, wie eine dünne Sandsteinsschicht sich unter die Gneisswand hineinschiebt. Die schroffe Gneisswand, welche auch in dem Profil Fig. 2, Tafel V angedeutet ist, zeigt scharfe Ecken und Kanten und ist durch Abspaltung längs N—S gehenden Klüften entstanden. Die Fläche oberhalb der Wand ist deutlich glacialsculptiert und geschrammt, was dagegen nicht mit der horizontalen Fläche des Vordergrundes der Fall ist. Dies, sowie das Aussehen der Wand, deutet darauf, dass die Kluftfläche erst nach, oder unmittelbar vor dem Abschmelzen des Landeises von dem deckenden Gneiss befreit worden ist.

Das Bild 3 der Tafel IV, welches nahe dem Nordende des Profils 2 der Tafel V genommen wurde, zeigt nebst mehreren dünnen Sandsteinschollen und Fetzen auf der Gneissfläche auch Ausfüllungen von Konglomerat in eckigen Vertiefungen, in Schichtfugen und Spalten. Der hier ziemlich verwitterte Gneiss zeigt keine deutliche Glacialsuren, aber an ein paar der Sandsteinsflecken sind solche zu sehen. Mehrere andere Felsen in der Nähe haben ähnliche Kluft- und Spaltenausfüllungen, welche einen guten Einblick in die subkambrische Oberflächengestaltung und Verklüftung geben. In der Regel reichen die Sandsteinsgänge wahrscheinlich nicht mehr als einige Decimeter tief. Oft kommt der Sandstein, bezw. das Konglomerat nur in dem obersten, durch Verwitterung und Ausräumung in präkambrischer Zeit erweiterten Teil einer Spalte vor, da diese abwärts bald nur als ein feiner Riss im Gestein entwickelt ist. Die sehr schmalen Spaltenausfüllungen, von nur ein paar oder einigen wenigen Millimeter Breite, sind mit feinkörnigem bis pelitischem Sandstein gefüllt und vielleicht, besonders die horizontal liegenden, durch Einblasen feines Staubes oder staubartigen Sandes gebildet. In den mehr klaffenden Spalten findet man dagegen gröberen, z. T. konglomeratischen Sandstein.

Die oben von dem Gneissterrain nördlich von Råbäck beschriebenen Profile und Bilder zeigen, dass man recht genau die kleinsten morphologischen Züge der subkambrischen Landfläche hier ablesen kann, und dass man hier so zu sagen ein subkambrisches Landschaftsbild vor sich hat, welches recht allein dastehend sein dürfte. Das Bild 1, Tafel III, gibt eine Totalansicht über dieses Terrain. Es ist gegen N, etwa in der Richtung des grossen Profils Figg. 1 und 2, Tafel V, von dem Südende des Profils aus genommen. Die kleinen Gneissrücken wenden folglich die Leeseiten der Eisbewegung dem Betrachter entgegen. Man sieht ihre O—W-liche Streckung und wie weiter hinaus in dem See die höchsten Rücken noch aus dem Wasser aufragen. Im Vordergrund werden einige Sandsteinsreste auf dem Gneiss gesehen.

Es ist noch ein eigentümlicher morphologischer Zug aus diesem Gneissgebiete zu erwähnen. Das Gebiet ist an seiner inneren Seite von

einer in N—S gehenden, folglich die durch die Streichrichtung bedingten Rücken und Senken überquerenden Senke durchzogen, welche freilich nicht mehr als etwa anderthalb Meter tief im Verhältnis zu den höheren Teilen des Gneissterrains ist, jedoch aber recht deutlich hervortritt. Bei nicht allzu tiefem Wasserstand ist ihr Boden überschwemmt und das Gneissterrain im Westen wird dann eine Insel. In den tieferen Teilen dieser Senke ist Sandstein mit schön erhaltenen, quergehenden Ripplemarks anstehend, woraus erhellt, dass diese Depression schon in der subkambrischen Landfläche vorhanden war und während der kambrischen Transgression durch Wasser durchströmt wurde, welche die Ripplemarks bildete. Diese haben eben denselben Charakter wie Ripplemarks, welche in Lagunen entstehen,



Fig. 12. Horizontale Kluftfläche in Gneiss, auf welcher Sandsteins- und Konglomerat-Flecken vorkommen; dahinter eine senkrechte Wand und hinter dieser eine glacialgeschliffene, etwas nach N abfallende Gneissfläche. Das Bild ist etwas nordwärts der Mitte des Profils 2, Tafel V, genommen.

wenn das Wasser in dieselben hinein- oder hinausströmt. Merkwürdig ist, dass der Sandstein überhaupt hier der Zerstörung durch glaciale Erosion entgangen ist, da die Gneissfelsen an beiden Seiten und bis ganz an dem Kontakte zu diesem Sandstein stark angeschliffen sind, und dies in einer Richtung, welche mit der Längsstreckung der Senke parallel ist (Fig. 13).

Das hier etwas ausführlich behandelte Gneissgebiet hat eine Fortsetzung nordwärts in einigen Gneissfelsen, bis es unter den Sandstein untertaucht (vgl. Fig. 15). Auf der Südseite des Hafens von Råbäck begegnet man einer mit der beschriebenen übereinstimmenden Gneiss-topographie, nur mit dem Unterschied, dass keine Sandsteinsreste hier weiter vorkommen, und dass die glaciale Sculptur etwas mehr hervortretend ist. Dieser Unterschied ist indessen nicht sehr merkbar und der Gneiss ist auch hier zunächst der Oberfläche stellenweise etwas verwittert, woraus geschlossen werden darf, dass die subkambrischen Felsenformen auch in

diesem Gebiete nicht ganz ausgewischt worden sind. Die höchsten Rücken reichen hier etwa 3,5 m über den bei unseren Untersuchungen herrschenden Wasserstand oder 47,1 m ü. M. Die niedrigen Gneissfelsen der Strandebene um Hjälsäter, welche bei einem O—W-lichen Streichen flach gegen N fallen, sind ebenfalls frei von Sandsteinsresten und zeigen deutliche Abschleifung, mit Schrammen in der Richtung N 10—20° O.



Fig. 13. Geschliffene und geschrammte Gneissfelsen an beiden Seiten einer subkambrischen Senke, in welcher Sandstein mit Ripplemarks erhalten ist. Der Hammer liegt mit dem einen Ende auf einem Sandsteinsrest, mit dem anderen auf Gneiss mit deutlichen Glacialschrammen. Auch die Gneissfelsen links und im Vordergrund, vor dem Sandstein, sind bis zu dem Kontakt mit diesem angeschliffen. Das Bild ist gegen S genommen. Im Hintergrund ein mächtiger Uferwall.

Die verhältnismässig breite Gneissfläche um den Hafen von Blomberg zeigt gegen N flach fallenden Gneiss mit eingeschalteten Amphibolitbänken und pegmatitischen Schlieren oder Ausscheidungen mit grossen Amphibolen. Die Schichtköpfe bilden treppenartige Absätze gegen S, während die Nordböschungen der Felsen annähernd mit der Bankung des Gneisses zusammenfallen, dabei aber auch mehr oder minder deutlich Rundhöckerformen anstreben. Die Schrammenrichtung ist überwiegend N 30—40° O. In einigen Senken zwischen den Gneissrücken findet man das Gestein etwas verwittert, aber im allgemeinen zeigt die Gneissober-

fläche hier ein sehr frisches Aussehen. Keine Sandsteinsreste wurden hier gefunden. Die höchsten Punkte dieses Gneissgebietes liegen etwa 48 m ü. M. oder 4 m über dem See, was ausnahmsweise viel ist. Nordwärts, gegen Hjälsäter, ist die Strandebene wieder sehr schmal und mit Geröll bedeckt; einige niedrige Gneissrücken und Sandsteinsflecke stecken jedoch hervor. Schrammen in der Richtung N 20° O sind an jenen in einem Abstand von nur 25—30 m von dem Sandsteinskliffe zu sehen.

Die Verwitterung an der subkambrischen Gneissoberfläche.

Es kann an vielen Lokalitäten, wo der vom Kambrium bedeckte Gneiss blossgelegt worden ist, beobachtet werden, dass der Gneiss mehr oder weniger tief verwittert ist, so vor allem bei Lugnås, NO von Kinnekulle, wo dieser verwitterte Gneiss zu Mühlensteinen gebrochen wird. Die Verwitterung wird gewöhnlich als eine Kaolinisierung des Oligoklases oder Oligoklasalbites des Gneisses beschrieben (HOLM und MUNTHE 1901), während der Quarz und der Mikroklin unangegriffen sein sollen. Auch auf der hier behandelten subkambrischen Gneissebene sieht man, wie schon oben im Vorbeigehen bemerkt worden ist, eine mehr oder minder weitgehende Zersetzung des Gneisses, welche jedoch meistens zu den obersten Centimetern oder Decimetern des Gesteins beschränkt ist. Manche Felsen, besonders des feinkörnigen, massig aussehenden, rötlichen Mikroklingneisses, sind aber ganz so frisch wie derartige Gneisse anderswo in Schweden. Da die subkambrische Gneissebene bei Kinnekulle, wie oben gezeigt worden ist, keine oder fast keine postkambrische Denudation erfahren hat, ist es also offenbar, dass die Verwitterung hier sehr wenig unterhalb der subkambrischen Landoberfläche eingedrungen ist. In Betracht des Interesses, welches diese Verwitterung nicht desto weniger für die Beurteilung vorkambrischer geologischer Prozesse haben möchte, werden hier einige Beobachtungen und Bemerkungen darüber angeführt. Sie gründen sich aber auf einem allzu beschränkten Material, um ganz sichere Schlussfolgerungen zu erstatten, weshalb sie bei dieser Gelegenheit hauptsächlich als Observanda und zu Anregung weiterer Beobachtungen an anderen Stellen mitgeteilt werden.

Die Verwitterung äussert sich in verschiedener Weise, je nach der Zusammensetzung und dem Gefüge des Gesteins. Die glimmerreicheren Varietäten zerfallen gern zu einem groben Grus, oder zu mürben Scheiben und Schollen, welche man manchmal in dem kambrischen Basalkonglomeratresten nördlich von Råbäck und zwischen diesem Hafen und Trollmen sehen kann. Sie können bis handgross oder grösser sein, sind gewöhnlich nur wenig durch der Brandung abgenutzt und von ihrem Ursprungsort nicht weit transportiert worden. Die chemische Zersetzung scheint sich hauptsächlich zu einer Bleichung des Biotits und einer unbedeutenden Kaolinbildung zu beschränken. Der dünnplattige Gneiss nördlich von

Trollmen (Fig. 6) zeigt kleine kaolinartige Punkte, hat aber seine Festigkeit gut behalten. In anderen Varietäten, welche mehr zersetzt aussehen, wird wenig von Kaolin bemerkt, sie sind aber ziemlich kalkhaltig, und unter dem Mikroskop sieht man, dass der Oligoklas oder Oligoklasalbit, der wahrscheinlich vorhanden gewesen ist, vollständig durch Kalkspat oder ein Gemenge von Kalkspat und Kalcedon substituiert worden ist, während die übrigen Bestandteile des Gesteins ganz frisch sind. Die Kalkspatflecke bestehen meistens aus einheitlichen Individuen, in welchen jedoch mitunter unregelmässige Partien divergentstrahliges Kalcedons vorkommen und auch geradlinige Lamellen des Feldspats erhalten sind. Kalcedon, mehr oder minder durch Kaolin (oder kleinen Muscovitschuppen?) getrübt, bildet auch selbstständige, zwischen Mikroclin und Quarz eingeklemmte Partien, und ist in ein paar der untersuchten Proben gegenüber dem Kalkspat überwiegend.

Die Pegmatite sind im allgemeinen ganz frisch; auch die in gewissen pegmatitischen Ausscheidungen vorkommenden Hornblendekrystalle scheinen ganz unzersetzt zu sein und zeigen glänzende Spaltflächen. In einigen Fällen wurde aber beobachtet, dass diese Krystalle etwas eingesenkt im Verhältnis zu der Oberfläche des Mikroklins und Quarzes lagen, was auf einer Auflösung und Wegführung eines Teils des Krystalls deutet, ganz in derselben Weise wie oft in der Jetztzeit bei Auflösung der eisenreichen Silikate durch humose Gewässer. Eine Ähnlichkeit mit der durch organischen Zersetzungsprodukten vermittelten Verwitterung zeigt sich auch darin, dass diese subkambrische Verwitterungsprodukte nicht mit oxydierten Eisenverbindungen gemengt sind. Die Abwesenheit im allgemeinen eisenoxydischer Färbung in der Verwitterungszone ist wohl als Anzeichen der Beteiligung reducierender Substanzen an dieser Verwitterung und damit auch der Vorfindlichkeit einer vorkambrischen Vegetation zu deuten. Es dürfte aber auch die Möglichkeit berührt werden, dass diese Verwitterung, nicht vorkambrisch, sondern postkambrisch sei. Es lässt sich nämlich denken, dass die Oxydation des im kambrischen Sandstein und im Alaunschiefer reichlich vorkommenden Schwefelkieses die Bildung freier Schwefelsäure verursacht hat, welche den unterliegenden Gneiss angegriffen haben kann. Dagegen spricht aber, ausser der Abwesenheit oder Seltenheit eisenoxydischer Ausscheidungen, der Umstand, dass der Gneiss, wie aus der Beschaffenheit des überlagernden Konglomerats hervorgeht, schon bei der subkambrischen Transgression verwittert war, und dass die im Konglomerate vorkommenden Gneisschollen schon bei ihrer Einbettung im Kambrium ganz mit dem unterlagernden Gneiss bezüglich ihren Verwitterungserscheinungen übereinstimmen.

Die basalen Gebilde des Unterkambriums.

Unmittelbar auf dem Gneissgrund ist der Sandstein meistens grob und von einem arkoseartigen oder grauackartigen Aussehen und geht

an manchen Stellen in ein jedoch nur sehr unbedeutendes Konglomerat oder in eine nur wenig bearbeitete Basalbreccie über. Die Gerölle des Konglomerats sind im allgemeinen nicht gut abgerundet, die Mikroklinstücke können sogar ganz scharfe Kanten und Ecken haben und auch die Gneisschollen des Konglomerats sind nur wenig bearbeitet. Die Quarzgerölle, die ganz über den Mikroklinstücken überwiegen, haben mitunter auch recht scharfe Bruchflächen, sind aber grösstenteils etwas abgenutzt und man kann mitunter auch windgeschliffene Formen antreffen, obgleich nicht so oft und auch nicht so wohl entwickelt wie z. B. in den entsprechenden Konglomeraten zu Lugnås und am Nordende des Berges Billingen. Diese Quarze, welche offenbar, wie auch die Mikroklinstücke, aus den Pegmatiten des liegenden Gneisses stammen, zeigen oft an ihrer Oberfläche einen Schimmer, der von früheren Verfassern als eine Folge des Sandschliffes gedeutet worden ist, der aber durch eine dünne Bekleidung mit neugebildetem Quarz hervorgerufen zu sein scheint. Die groben und konglomeratischen Abarten des Sandsteins sind gewöhnlich vorzugsweise in den Senken des Gneissgrundes entwickelt, man findet aber auch oben auf den Gneissrücken Konglomeratsteine an dem Gneiss anhaftend, was darauf deutet, dass die Brandung der kambrischen Transgression sehr schwach gewesen ist. Ein Vergleich mit den jetzigen Wirkungen der Brandung des Wenersess zeigt, dass diese viel grösser sind, was daraus zu erklären sein dürfte, dass die subkambrische Landfläche jetzt durch spätere orogenetische Bewegungen eine stärkere Böschung (gegen dem Wenersee) bekommen hat, während sie zur Zeit der kambrischen Transgression eine auffallende Horizontalität über weite Gebiete gehabt hat.

Ausser den jetzt beschriebenen, aus dem unterliegenden Gneiss stammenden Konglomeratsteinen trifft man, wenn auch sehr spärlich, Steine fremder Herkunft, welche Aufmerksamkeit verdienen. Unter diesen sind einige sehr wohl gerundete 4 bis 8 cm grosse Steine, welche aus einem röthlichen Quarzmylonit bestehen, von denen im ganzen nicht mehr als etwa ein Dutzend gefunden wurden. Dieses Gestein erinnert recht viel an derartigen Myloniten in dem ostschwedischen Grundgebirge, z. B. in der Gegend von Loftahammar und von Grisslehamn, sind aber auch vielleicht repräsentiert unter den mylonitischen Gesteinen der grossen Quetschzone, welche zwischen der ostschwedischen Granit-Leptitregion und der westschwedischen Gneissregion streicht (A. G. HÖGBOM 1910). Offenbar sind diese harte und gegen Verwitterung besonders widerstandsfähige Steine Überbleibsel einer wegdenudierten vorkambrischen, konglomeratführenden Sedimentformation. Dasselbe ist wohl auch der Fall mit einem einzeln angetroffenen walnussgrossen, runden Stein aus einem röthlichen, etwas feldspatführenden Quarzitsandstein, dessen Feldspat z. T. kaolinisiert ist. Mehr rätselhaft ist ein wohl decimeterlanges, ganz scharfkantiges Stück eines groben, ziemlich lockeren Quarz-Muscovitschiefers, welches ganz nahe dem Südende des Profils 1, Tafel V, in einer an dem Gneiss haftenden Konglomeratfetzte angetroffen wurde. Das Gestein ist, so weit

bekannt, nicht in der Umgegend anstehend und muss wohl durch einen Flotteur, eine treibenden Alge oder etwas dergleichen, hieher transportiert worden sein.

Die im folgenden erwähnten Konglomeratsteine stammen dagegen allem Anschein nach aus Vorkommen, welche zeitlich und örtlich mit dem anstehenden Unterkambrium nahe verbunden sind.

Es kommen im Basalkonglomerate sehr spärlich etwa fingernagelgrosse Scherbchen eines blutroten Schiefers vor, unter welchen einige hart und fast eisenkieselartig sind, andere leicht mit dem Messer geritzt werden und von der Härte eines ordinären Tonschiefers sind. Ganz ähnliche Schieferfragmente sind auch in dem äquivalenten Konglomerate bei Lugnäs vom Statsgeologe A. H. WESTERGÅRD gefunden worden; und von Dr. B. ASKLUND ist ein damit übereinstimmendes Gestein beschrieben, welches als Spaltenausfüllung zusammen mit den kambrischen Sandsteinsgängen im Schärenhof Östergötlands (Ostseeküste) vorkommt (ASKLUND 1921). Asklund ist geneigt, diesen Eisentonstein für älter als die übrigen, sandsteinsartigen Spaltenausfüllungen anzusehen, und vermutet, dass er mit den roten Schiefern der jotnischen Almesåkraformation in Småland zu äquivalieren sind. Betreffs der im Konglomerate bei Kinnekulle und Lugnäs vorkommenden Scherben ist es indessen kaum möglich, eine solche Herkunft anzunehmen. Es ist nämlich nicht wahrscheinlich, dass diese vergleichsmässig wenig widerstandsfähige Schiefer die einzigen Überbleibsel einer aus überwiegend sehr harten Quarzgesteinen aufgebauten Formation sein können. Eher könnte man sich vorstellen, dass sie Reste vorkambrischer lateritartigen Bodenarten seien, welche, wie in Östergötland, in die Spalten des subkambrischen Gneissgrundes eingeschwemmt worden sind, oder als kleine Brocken und Scherben in das kambrische Basalkonglomerat hineingekommen sind.

Noch ein beim ersten Ansehen fremdartig aussehendes Element wird in diesem Konglomerat gefunden. Es sind kleine, meistens nur schwach abgerundete, sehr feinkörnige Steine von aschgrauer Farbe, welche zuerst für ein dichtes leptitartiges Gestein gehalten werden könnten, bei mikroskopischer Untersuchung aber sich als feinkörnige Quarzitsandsteine entschleierten und z. T. in pelitische Gesteine übergehen, in welchen jedoch vereinzelte grössere runde Quarzkörner enthalten sind. Ganz ähnliche Gesteine treten, wie unten beschrieben wird, als Spaltenausfüllungen im Gneiss vor; und es ist wohl nicht zweifelhaft, dass sie von diesen oder vielleicht von kleinen, bei der Transgression des kambrischen Meeres, zerbrochenen Ablagerungen eines Schlammes oder tonigen Sandes stammen, die in Vertiefungen des Gneissgrundes vorhanden waren. Es ist dabei nicht nötig, ein wesentlich höheres Alter für diese als für das Konglomerat anzunehmen, in welchem sie eingebettet sind; sondern man kann sie eher mit den kleinen Tonschichten der hiesigen untersten Sandsteinsbänke vergleichen, wo es auch vorkommt, dass diese Schichten zerbrochen sind, wahrscheinlich durch Trocknen und Rissbildung während Ebbe, wie es

oft mit dem Lagunenschlamm an sandigen Küsten in der Jetztzeit der Fall ist, besonders wo der Wasserstand wegen Ebbe und Flut stark wechselt.

Unmittelbar nördlich des in der Kartenskizze Tafel V abgebildeten Felsen wurden einige offenbar in situ liegenden Stücke einer Sandsteinsbreccie gefunden, die wohl eine ähnliche Bildungsweise haben. Die etwa kubikcentimetergrossen Fragmente liegen teilweise so genau an einander angepasst, dass sie deutlich kaum merkbar verschoben worden sind. Sie bestehen aus einem sehr feinkörnigen weissgrauen Quarzitsandstein und, wo sie eine Zwischenmasse haben, ist diese etwas trüb und besteht hauptsächlich aus verkittenden Sandkörnern. Neben den Quarzkörnern kommen in den Bruchstücken untergeordnet kleine Glimmerschuppen, Turmalin und Zirkon reichlich vor.

Wie schon bemerkt, sind die Konglomerate und groben, arkoseartigen Sandsteine von sehr geringer Mächtigkeit, selten ein paar Decimeter überschreitend, und oft nur durch zerstreute unmittelbar auf dem Gneissgrund liegende Steine vertreten, über welche der reine unterkambrische Sandstein kommt. An manchen Stellen, besonders auf den subkambrischen Gneissrücken, liegt dieser Sandstein, ohne konglomeratische oder arkoseartige Zwischenglieder, unmittelbar auf dem Gneiss (vgl. Tafel IV, Fig. 2). Die basalen Sandsteinsschichten und Bänke wechseln, wie auch schon bemerkt worden ist, mit dünnen Schichten eines grünlichen Tons, der nach oben schnell aufhört. Daneben werden die Sandsteinsbänke gern dicker, wie an mehreren Stellen des Sandsteinskliffes zu sehen ist. Dieser Sandstein ist weissgelb bis weiss, die Verkittung der Sandkörner ist quarzig und mehr oder minder fest. Ausnahmsweise findet man Kalkspat als Verkittungsmittel. In einigen Bänken sind die Quarzkörner ausserordentlich wohl gerundet, wie in eolischem »Perlensand«. Die untere Abteilung des Kinnekullesandsteins wird *Mickwitzia*-Sandstein, die obere *Linguliden*-Sandstein genannt (HOLM und MUNTHER 1901). Die Fossilien, welche diese Namen angeben, werden aber nicht hier gefunden. Dagegen sind einzelne Bänke ausserordentlich reich an Spuren verschiedener Art, und einige Bänke sind durch besondere Spurenarten charakterisiert. Wurmähnliche Spuren findet man schon reichlich in der untersten, unmittelbar auf dem Gneiss liegenden Schicht (vgl. S. 64), *Cruziana*-Spuren werden auch mitunter in den untersten Bänken gefunden, z. B. bei Trollmen. Dort wurde auch das auf anderer Stelle beschriebene sonderbare *Problematicum* (HÖGBOM 1924) angetroffen. Einige Meter oberhalb der Basis des Sandsteins kommen einige Bänke mit reichlichen *Scolithen* vor, welche früher nicht aus dem hiesigen Kambrium bekannt gewesen sind. Sie sind denjenigen des Kambriums von Kalmarsund ähnlich, jedoch durchgehend etwas gröber (vgl. HÖGBOM 1915). Sie sind am deutlichsten in den vom Kliff etwa 1 km N von Råbäck herabstürzten Blöcken zu sehen, welche von den Brandungen rein gewaschen worden sind (Fig. 14).

Zu den am meisten auffallenden Eigenschaften der Basalschichten des Sandsteins gehört ihr Reichtum an Ripplemarks von den verschiedensten Typen. Sie kommen sehr schön entwickelt auch in der untersten Schicht vor, sowohl in den Senken zwischen den Gneissrücken wie auf diesen selbst, wo sie jedoch oft durch den Landeis ausgewischt worden sind. Beispiele geben die Textfiguren 4, 5, 9, 10, 13, sowie der Tafel III, Fig. 2, und Tafel IV, Fig. 1.

Einen sehr schönen Fall sieht man in dem Bild Fig. 15. Die grossen, westwärts gerichteten Wellen gehen quer über die Senken and Rücken



Fig. 14. Block mit Scolithen; von dem Sandsteinskliff.

des unterliegenden Gneisses, ohne von diesen in ihrer Ausbildung gestört zu werden.

Es wurden einige Versuche gemacht, aus den Richtungen der Ripplemarks einige Schlüsse auf die Uferrichtung während der kambrischen Transgression zu schliessen; es konnte aber gar keine Regelmässigkeit gefunden werden. Wahrscheinlich ist die transgredierte Landfläche so horizontal gewesen, dass die Bildung der Ripplemarks in ganz verschiedenen Richtungen stattfinden konnte. Man findet auch hier und da verschiedene Systeme, die einander kreuzen, z. B. auf einem älteren System gröberer Ripples, ein jüngerer von anderer Richtung aufgelagert. Auch sieht man mehrmals, dass sie quergestellt zu den Senken des Gneissgrundes sind, z. B. sehr schön an der Fig. 13.

Diagonale Schichtung ist in den basalen Sandsteinsbänken, wie auch höher hinauf in der Schichtfolge, eine gewöhnliche Erscheinung. In den durch Frostsprengung losgelösten, noch in situ liegenden Stücken bieten sich gute Gelegenheiten dar, die Orientierung der Diagonalschichtung zu beobachten. Die Versuche, darin eine Regelmässigkeit zu finden, gaben aber kein positives Resultat. Es zeigte sich, dass man im selben Stück entgegengesetzte Fallrichtungen der Schichten finden konnte, was wohl aus denselben Umständen zu erklären ist, welche oben betreffs der Ripplemarks und ihrer wechselnden Richtungen angeführt worden sind.

Nördlich von der Verwerfung N von Råbäck, wo die obere Abtei-

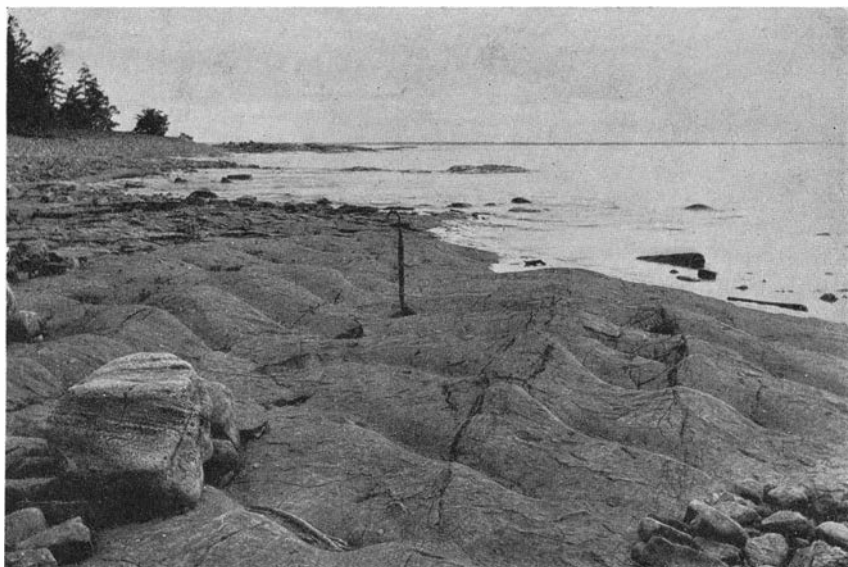


Fig. 15. Grober Sandstein mit grossen Ripplemarks, welche die Senken und Rücken des unterlagernden Gneisses überqueren. In den längs dieser Rücken gehenden Spalten, wie auch in den Löchern (z. B. wo der Regenschirm steht) sind die Schichtköpfe des Gneisses zu sehen. N von dem Gneissgebiete bei Råbäck.

lung der Sandsteinsformation, wie schon beschrieben, in der Strandebene vorkommt, ist der Sandstein bezüglich Schichtung, Kriechspuren und z. T. petrographischer Beschaffenheit von den basalen Schichten des Sandsteins etwas verschieden; darauf näher hineinzugehen ist für die hier behandelten Fragen nicht nötig, es mag genügen bezüglich dieser oberen Abteilung, auf die Arbeit von HOLM und MUNTHE (1901) hinzuweisen.

Es erübrigt noch, einige Worte über die subkambrischen Spaltenausfüllungen zu sagen. Es ist schon im vorhergehenden bemerkt worden, dass die subkambrischen Klüfte und Spalten, sowohl die stehenden wie die liegenden, oft mit Sandstein, Konglomerat, und dichten mehr pelitisch aussehenden Gesteinsarten ausgefüllt sind. Da die Klüfte und Spalten meistens sehr schmal sind, selten mehr als centimeterbreit, gewöhnlich

nur ein paar oder einige Millimeter breit, kann gröberes Material nur in beschränktem Maass in sie hineingekommen sein. Konglomeratische Ausfüllungen sind deshalb im allgemeinen zu den obersten durch vor-kambrische Verwitterung erweiterten Teilen der Spalten und zu Vertiefungen zwischen den Schichtköpfen des Gneisses beschränkt. Einen Beispiel dazu gibt Fig. 2, Tafel IV. In den eigentlichen Spalten sieht man Sandsteinsausfüllungen, die nicht merkbar von den basalen Sandsteinsschichten in ihrem petrographischen Habitus verschieden sind. Eine bemerkenswerte Eigenschaft zeigt jedoch eine solche, etwa 2 cm breite Ausfüllung unter dem Mikroskope, indem die vorherrschenden Quarzkörner massenhaft mit Zirkonen bemengt sind, so dass man von diesen bis gegen hundert in dem Gesichtsfelde bekommen kann. Wie die Quarzkörner theils rund und ziemlich gross (bis 2 mm), theils sehr klein sind, so tritt auch der Zirkon in zwei deutlich getrennten Grössenklassen auf, unter welchen die spärlichen grösseren bis 0,3 mm gross werden und ziemlich abgerundet sind, die zahlreichen kleineren dagegen die Krystallbegrenzung gut behalten haben. Neben diesen kommen opake kleine Körner vor, welche, wenigstens teilweise Schwefelkieskrystalle sind. Ausser den vorwaltenden Quarzkörnern kommen reichlich auch Mikroklinkörner und kleine Stücke von verwittertem Gneiss vor; diese sind reich an Kalkspat und auch Kalcedon, beide vom selben Aussehen wie in den oben beschriebenen verwitterten Gneissen (S. 75). Neugebildeter Quarz tritt als Verkittungsmittel auf und bildet auch Anwachszone um einige der grossen Quarzkörner. Schliesslich kommen Spaltenausfüllungen von demselben dichten, aschgrauen Gestein vor, welches schon, als zufällig in dem Basalkonglomerate auftretende kleine, wenig gerollte Stücke gefunden, zu seiner petrographischen Beschaffenheit charakterisiert worden ist.

Im ganzen sind also die hiesigen subkambrischen Spaltenausfüllungen recht wechselnd in Bezug auf Aussehen und Zusammensetzung und stimmen in dieser Hinsicht, wie in ihrem ganzen Habitus, mit den von anderen Gebieten in Mittelschweden und Südfinnland beschriebenen subkambrischen Sandsteinsgängen überein welche, in Gegensatz zu denjenigen bei Kinnekulle, recht weit von den jetzt erhaltenen kambrisch-silurischen Gebieten auftreten. Man darf deshalb auch darin eine Übereinstimmung annehmen können, dass diese, ebenso wie jene, ebenfalls nicht tief in den Gneiss herabsetzen, und dass sie deshalb recht genau an der subkambrischen Landfläche gebunden sind, so dass diese überall, wo derartige Gänge noch vorkommen, sehr nahe der jetzigen Landoberfläche gelegen war, welche folglich an solchen Stellen eine nur sehr unbedeutende Denudation in postkambrischer Zeit erfahren hat. Zu den interessanten Betrachtungen, welche ESKOLA (1913), in Anknüpfung zu den damals vorliegenden Daten, über die geringe Veränderung der subkambrischen Landoberfläche in postkambrischer Zeit gemacht hat, habe ich nur hinzufügen, dass man wohl nunmehr, mit Benutzung des neuen Beobachtungsmaterials, den von ESKOLA angenommenen Betrag dieser Denudation noch beträchtlich redu-

cieren kann. So bin ich geneigt anzunehmen, dass diese Denudation z. B. in der Umgegend der von GAVELIN (1907) und JOHANSSON (1916) beschriebenen Sandsteinsgänge am Wenersee höchstens einige wenige Meter, wahrscheinlich sogar weniger als ein paar Meter sein dürfte. Es ist nämlich zu bemerken, dass eine Denudation von diesem letztgenannten Betrag an der subkambrischen Landfläche zu Råbäck, wahrscheinlich alle Sandsteinsgänge dieser Fläche völlig entfernen würde.

Die kambrischen Spalten- und Höhlenausfüllungen in den Kalksteinen des Grundgebirges gehen tiefer unter der subkambrischen Landfläche und können deshalb bei einer grösseren Denudation erhalten werden (vgl. ESKOLA 1913 und WIMAN 1918).

Betreffs dieser Sandsteinsgänge in den Umgebungen des Wenersees ist ein auffallendes Verhältnis hervorzuheben. Sie liegen, obgleich sie so weit getrennt sind und an verschiedenen Seiten des Sees vorkommen, ganz im selben Niveau. Dies ist um so viel mehr bemerkenswert, als das Wenerseegebiet durch mehrere postsilurische Verwerfungen durchzogen ist und sehr ungleichmässige Niveauveränderungen in der Quartärzeit durchgemacht hat. Es dürfte aber verfrüht sein, darauf einige weitgehende Schlüsse zu bauen. Möglicherweise liegt die Erklärung zum Teil darin, dass diese unansehnliche Sandsteinsgänge vorzugsweise an Ufern, wo die Felsen vegetationsfrei sind, entdeckt werden. Wenn so ist, könnte es vielleicht der Mühe wert sein, nach subkambrischen Spaltenausfüllungen auch an anderen Stellen nachzusuchen, wo man aus morphologischen Gründen vermuten kann, dass eine nur wenig modifizierte subkambrische Landfläche vorliegt. Die vielen Funde subkambrischer Sandsteinsgänge in verschiedenen Teilen von Fennoskandia während der letzten zwei Jahrzehnte geben der Vermutung Berechtigung, dass noch neue Lokalitäten angetroffen werden, und dass man vielleicht ein genügendes Material dadurch bekommen werde zu einer sicheren Beurteilung vieler für die geologische Geschichte Fennoskandias wichtiger Fragen, wie z. B. der Frage von der glacialen Denudation und von ihrer Einwirkung auf die Ausdehnung der kambrisch-silurischen Formationen in Fennoskandia, und vor allem in Mittelschweden.

Schlussbemerkungen.

Das Ziel der vorliegenden Untersuchung ist hauptsächlich, ein Beobachtungsmaterial zu sammeln gewesen, welches vielleicht nicht mehr zu bekommen sein würde. Die theoretischen Fragen, die sich an diese Beobachtungen anknüpfen, sind grösstenteils solcher Art, dass sie einen viel reichlicheren, aus verschiedenen Gegenden zusammengeführten Stoff erfordern, um eine widerspruchslöse Lösung zu finden. Sie sind hier nur flüchtig gestreift worden, mehr um etwas Relief für die geschilderten Erscheinungen zu geben, als mit dem Anspruch, definitive Erklärungen derselben zu bringen. Diese Fragen können unter folgenden Rubriken angeführt werden.

Die Bedeutung des Spaltenfrosts und Eissshubs als Denudationsfaktor an unseren Ufern. Die hier beschriebenen Äusserungen dieser Agentien sind sehr begünstigt durch die Beschaffenheit des Felsengrundes gewesen; sie stehen aber quantitativ weit hinter ähnlichen Erscheinungen, die mir Dr. B. HÖGBOM an Ufern im nördlichsten Lappland und an viel widerstandsfähigeren Gesteinen gezeigt hat und die ich später an einigen Stellen auch im südlichen Norrland gesehen habe. Eigentlich sollte man erwarten, dass die Bedingungen für derartige Frostsprengung an den südschwedischen Seenufern günstiger seien als in Nordschweden. Jene werden nämlich viel öfter für Temperaturschwankungen um den Gefrierpunkt ausgesetzt und sind ausserdem durch Schneebedeckung weniger geschützt als diese, an welchen der Frost sich gewöhnlich nur einmalig einfindet und später während des ganzen Winters fortsetzt, und wo ferner die Schneedecke einen kontinuierlichen Schutz gegen die Temperaturwechsel leistet. Da die Aufmerksamkeit bis jetzt nur wenig diesen Erscheinungen gewidmet worden ist, muss man wohl weitere Beobachtungen abwarten, bis eine befriedigende Erklärung der verschiedenen Wirkungen dieses Spaltenfrosts unter verschiedenen klimatischen Bedingungen gegeben werden kann.

Die glaciäre Denudation äussert sich in eigentümlicher und mit den herrschenden Anschauungen darüber nicht gut vereinbarer Weise auf der hier beschriebenen Strandebene. Ganz offen, wie sie gegen das von NNO—NO hervorschreitende Landeis gelegen gewesen ist, hat dieses jedoch nicht die kleinen Reste des Kambriums auf dem Gneiss bewältigen können, sondern sie sogar an den Stosseiten der Gneissfelsen in vielen Fällen zurückgelassen. Man könnte versucht sein, dies damit zu erklären, dass das Landeis hier sich eben zurückzog, als es seine Arbeit bis zu diesem Punkt gebracht hatte, und damit die ganze Erscheinung nur als einen Zufall zu betrachten. Die immer neu zukommenden Funde von Sandsteinsausfüllungen in den Spalten der subkambrischen Landfläche, und dies in manchen Fällen weit entfernt von jetzigen Verbreitungsgebieten des Kambriums, machen aber jene »Zufallshypothese« sehr unwahrscheinlich. Da ausserdem die subkambrische Landfläche in weit getrennten Gebieten von Fennoskandia noch sehr deutlich, und nur wenig modifiziert durch spätere Agentien, in der Morphologie Fennoskandias hervortritt, wird es wohl eine zwingende Notwendigkeit, das Denudationsvermögen des Landeises auf derselben, wenigstens unter gewissen Umständen, als fast ganz belanglos anzusehen. Dies kann ja recht gut angenommen werden in solchen Fällen, wenn die subkambrische Gneissfläche eine Ebene bildet, wie diejenige z. B. am Fusse von Halleberg oder an gewissen Strecken der hier beschriebenen Strandebene am Kinnekulle; schwieriger zu erklären ist die geringe Wirkung des Eises an den mehr coupierten Ausbildungsformen der subkambrischen Ebene, wie sie z. B. N von Råbäck vorkommen, und ganz besonders gilt dies betreffs der von dort beschriebenen, gegen die Eisbewegungen gerichteten Felsenböschungen

welche mit ihren hervorragenden Schichtköpfen und anderen Unebenheiten den Angriffen des gegen sie pressenden Eises getrotzt haben.

Die Verwitterung der subkambrischen Gneissfläche kann ohne weiteres Beobachtungsmaterial zu ihrer Natur nicht aufgeklärt werden. Es stellen sich dabei mehrere Fragen auf. Ist es eine durch humose Lösungen oder durch ganz unorganische Agentien bewirkte Verwitterung gewesen; und was kann auf die gleichzeitigen klimatischen Verhältnisse aus dieser Verwitterung geschlossen werden? Weiter, kann die ganze unterkambrische Sandsteinsformation, nicht nur die basalen Konglomeratlager, als ein umlagertes Verwitterungsprodukt gedeutet werden? Die ausserordentliche Verbreitung und die Ebenheit der subkambrischen Landfläche machen es ganz unwahrscheinlich, dass der genannte Sandstein mit seiner gleichmässigen Mächtigkeit und petrographischen Beschaffenheit eine durch Flüsse verbreitete Sedimentformation sei; sondern liegt es wohl näher, den Sandstein als ein mehr autochtones Derivat aus diesem subkambrischen Gebiete aufzufassen, welches bei der kambrischen Transgression durch Brandung und Meeresströme aus kontinentalen Sandanhäufungen, vielleicht einer Sandwüste, hervorgegangen ist. Dann wird aber die Frage aufgeworfen, ob eine chemische Verwitterung wie die beschriebene mit diesen Klimabedingungen vereinbar ist, und auch wie die als lateritartige Einschlüsse im Basalkonglomerat gedeuteten Brocken gedeutet werden sollen.

Eine postkambrische Verwitterung auf der blossgelegten subkambrischen Landfläche ist innerhalb der hier untersuchten Strecke am Wenersee nicht zu entdecken. Wenn vorhanden, würde sie übrigens kaum von der vorkambrischen sich unterscheiden lassen. Mehr auffallend und rätselhaft ist ihr Fehlen an anderen Stellen, wo angenommen werden muss, dass die subkambrische Landfläche während langer geologischen Zeiträume blossgelegt gewesen ist. Man kann nicht dieses Fehlen der Verwitterung dadurch erklären, dass die subkambrische Landfläche bis in die geologische Neuzeit durch deckende kambrische Sedimente geschützt gewesen ist, denn dann kommt man betreffs der Denudationsarbeit im allgemeinen und besonders betreffs der glacialen Denudation, wie oben bemerkt, zu ganz unwahrscheinlichen und den Zeugnissen der so oft erhaltenen Sandsteinsgänge widersprechende Schlussfolgerungen. Dieselben Gänge und die oft über weite Gebiete sehr wenig veränderte Morphologie der subkambrischen Fläche machen es auch unmöglich, eine zu nennenswerter Tiefe reichende postkambrische Verwitterung anzunehmen, deren Produkte bis hinab zum frischen Gestein durch glaciale Denudation oder auf andere Weise weggeführt worden sind. Solches mag in einem nicht geringen Massstabe innerhalb unseren mit stärkerem Relief hervortretenden Grundgebirgsterrains geschehen sein, wo die subkambrische Landfläche so degradiert worden ist, dass sie nunmehr nur in den ausgeprägt hervortretenden gleichmässigen Gipfelhöhen zu einem gewissen Grade sich kund gibt. In den am besten erhaltenen subkambrischen Terrainformen ist es aber kein Platz für eine nunmehr weggeführte postkambrische Ver-

witterungsdecke von nennenswerter Mächtigkeit, z. B. um eine Ziffer zu nennen, von einigen Metern, gewesen.

Da aber das fennoskandische Grundgebirge, auch wo es jetzt seine subkambrische Morphologie bewahrt hat, während langer postsilurischer Perioden oberhalb der Meeresfläche gelegen und auch blossgelegt gewesen sein muss, steht man hier gegenüber Rätseln und Widersprüchen, welche scheinbar sehr schwer gelöst, bezw. aufgehoben werden können.

Die subkambrische Denudationsfläche selbst, schliesslich, ist wohl das grösste Rätsel, wie sie auch eine der grossartigsten Erscheinungen in der ganzen Erdgeschichte ist. Zu einer Tiefe von mehreren hundert, vielleicht tausend Metern in das archaische Grundgebirge hinein herabnivelliert und auch mächtige jüngere präkambrische Formationen aus den härtesten Gesteinskomplexen, wie z. B. die stark gefaltete, jatulische »Dalformation« an der Westseite des Wenersees, abschneidend und ausebnend, breitet sich diese subkambrische Ebene über grosse Kontinentalgebiete aus. In Fennoskandia findet man sie, mehr oder minder gut ihren morphologischen Charakter behauptend, vom Hardangervidda im Hochgebirge Südnorwegens bis zu südlichem Finland, von Südschweden bis zu nördlichem Lappland, und über grosse Teile des kanadensischen Grundgebirges scheint sie in ähnlicher Gestaltung verbreitet zu sein. Natürlich haben während der langen präkambrischen Zeiträume verschiedene Agentien daran gearbeitet, diese allein dastehende Denudationsebene hervorzubringen; das Interesse knüpft sich aber in erster Linie zu der Frage, wie die schliessliche Ausebnung derselben zu Stande gebracht worden ist. Das sie nicht ein Endprodukt fluviatiler Denudation, ein durch solche gebildetes Peneplan ist, kann wohl als sicher betrachtet werden; ebenso ist es wohl ausgeschlossen, dass sie eine marine Abrasionsebene von riesigen Dimensionen sein könne. Schon die Deutung der norwegischen Strandflats als Abrasionsebene, deren Grösse im Vergleich mit der subkambrischen Ebene jedoch ganz verschwindend ist, weckt bei manchen Geologen ernste Bedenklichkeiten. Es scheint dann fast nur die Hypothese übrig zu bleiben, die schliessliche Ausebnung als ein Werk eolischer Denudation anzunehmen — wenn nicht neues Material und neue Gesichtspunkte hinzukommen, welche andere Deutungen ermöglichen.

Wenn auch die durch ihre gut blossgelegte und fast unverletzte Morphologie ganz allein dastehende subkambrische Ebene am Wenersee noch keine sichere Schlüsse auf ihre Entstehung erlaubt, so ist sie jedoch eine Erscheinung, welche auf dem geologisch gebildeten Betrachter faszinierend wirken muss. Es ist deshalb zu bedauern, dass diese Strandebene wahrscheinlich nicht mehr den Beobachtungen der Geologen so gut wie in den letztvergangenen Jahren zugänglich werde.

Verzeichnis der Arbeiten, auf welche im Text hingewiesen worden ist.

- ASKLUND, B. Förekomsten af kambriska sandstensgångar i Östergötlands skärgård. Geol. Fören. Förhandl. Bd. 43, 1921.
- . Bruchspaltenbildungen im südöstlichen Östergötland. Ibid. Bd. 45, 1923.
- DE GEER, STEN. Ländforms in the Surroundings of the great Swedish Lakes, with Map. Sveriges Geol. Unders. Ser. Ba, N:o 7, 1910.
- ESKOLA, PENTTI. On Phenomena of Solution in Finnish Limestones and on Sandstone filling Cavities. Bull. Geol. Comm. Finl. No. 36, 1913.
- GAVELIN, A. Beskrifning till Bladet Loftahammar. Sveriges Geol. Unders. Ser. A, 1904.
- . Om underkambriska sandstensgångar vid västra stranden af Vänern. Sveriges Geol. Unders. Ser. C. N:o 217, 1907.
- HOLM, G., och MUNTHE, H. Kinnekulle. Sveriges Geol. Unders. Ser. C. 172, 1901.
- HÖGBOM, A. G. Precambrian Geology of Sweden. Bull. Geol. Inst. Upsala. Vol. X, 1910.
- . Scolithussandsteine und Pipe Rocks. Ibid. Vol. XIII, 1915.
- . A problematic Fossil in the Lower Cambrian of Kinnekulle. Ibid. Vol. XIX, 1924.
- HÖGBOM, B. Einige Illustrationen zu den geologischen Wirkungen des Frostes. Bull. Geol. Inst. Vol. IX, 1910.
- . Über die geologische Bedeutung des Frostes. Ibid. Vol. XII, 1914.
- JOHANSSON, H. E. Siehe unten SANDEGREN 1916.
- MUNTHE, H. Några ord om den plana urbergsytan vid Halleberg. Geol. Fören. Förhandl. Bd. 37, 1915.
- SANDEGREN, R. En postglacial strandlinie vid östra stranden av Vänern. Sveriges Geol. Unders. Ser. C. N:o 270. 1915.
- och JOHANSSON, H. E. Beskrifning till Bladet Otterbäcken. S. G. U. Ser. Aa. N:o 145. 1916.
- WALLÉN, AXEL. Vänerns vattenstånd, dess perioder och dess reglering. Ymer 1910.
- . Vattenståndsförutsägelser. Tekn. Tidskr. H. 11. 1923.
- WIMAN, C. Kambrisk sandsten anstående i trakten af Upsala. Geol. Fören. Förh. Bd. 40. 1918.

Erklärung der Tafel III.

- Fig. 1.* Aussicht gegen N über die subkambrische Landfläche an der Nordseite des Hafens von Råbäck. Die O—W streichenden Gneissrücken sind in der Streichungsrichtung des Gneisses ausgezogen und fallen gegen S. Im Vordergrund können einige Reste des Konglomerats und Sandsteins unterschieden werden. Das grosse Profil *Fig. 1*, *Tafel V* geht etwa parallel des Ufers über dieses Gneissterrain.
- Fig. 2.* Gneissfläche vom südlichen Teil des Gneissgebietes N von Råbäck. Der Gneiss, dessen Schichtung und Streichen deutlich hervortreten, ist an seiner flachen Nordböschung fleckenweise mit dünnen Sandsteinschollen bedeckt, welche Ripplemarks zeigen. In der Nähe dieser Flecke hat der Gneiss eine rauhe Oberfläche; höher hinauf ist die Oberfläche des Gneisses schön geschliffen und geschrammt. Richtung der Schrammen wie der auf dem Felsen liegende Regenschirm. Oben auf dem Felsen, links von dem stehenden Manne, kommen auch Reste des Sandsteins vor. Hinter dem Manne, im Hintergrund, ein Gneissrücken mit z. T. stark zerklüfteter Nordseite.
- Fig. 3.* Partie des westlichen Teils des auf *Tafel V* in der Karte dargestellten Felsens. Im Vordergrund Sandsteins- und Konglomeratrete auf den Schichtköpfen des Gneisses liegend; diese teilweise angeschliffen und geschrammt. Oben auf der hinteren Erhebung auch Sandsteinsreste auf dem Gneiss.

Erklärung der Tafel IV.

- Fig. 1.* Sandsteinsreste (unter und hinter dem Hammer) über die flach gegen N (gegen die Eisbewegung) gerichtete Gneissböschung; diese stellenweise glaciale Schriffe und Schrammen zeigend. Eine Zerklüftungsspalte, an beiden Seiten des Sandsteins setzt nicht durch diesen hinauf. Vom südlichen Teil des in *Fig. 1*, *Taf. III* abgebildeten Gneissgebietes.
- Fig. 2.* Verwitterte Gneissfelsen vom nördlichen Ufer des in *Fig. 1*, *Tafel III* abgebildeten Gneissgebietes, mit mehreren Sandsteinsfetzen und mit konglomeratischen Ausfüllungen in Spalten, Gruben und Schichtfugen.
- Fig. 3.* Verwitterte Gneissfelsen vom nördlichen Teil des Gneissterrains *Fig. 1*, *Tafel III*. Die hellen Flecke oben sind Schliflächen auf dem Gneisse, welcher übrigens wegen seiner starken Verwitterung nicht diese Marke der glacialen Skulptur hat annehmen können. Unten im Vordergrund (unter dem Hammer und unterhalb des Kompasses) kleine Sandsteinsreste auf dem Gneiss.

Erklärung der Tafel V.

Die Profile Figg. 1—5 sind alle in N—S-licher Richtung über das Gneissterrain an der Nordseite des Hafens von Råbäck gezogen. Sie überqueren senkrecht die O—W-lich streichenden, gegen S fallenden Schichten des Gneisses und sind etwas schief im Verhältnis zu der Richtung

der glacialen Schrammen gelegt, welche von NNO – NO gerichtet sind. Die Sandsteins- und Konglomeratreste sind der Deutlichkeit wegen etwas mächtiger gezeichnet als mit dem Masstab eigentlich vereinbar ist, und die sehr kleinen Reste sind aus demselben Grund grösser gemacht als mit Beibehaltung des Masstabs richtig wäre. Dasselbe gilt auch von der Kartenskizze und den anderen Profilen. Einzelne Sandsteins-, bzw. Konglomeratfetzen, welche ausserhalb der Profile aber ihnen näher als auf einem Meter kommen, sind in die Profile eingeführt worden.

- Figg. 1 und 2* geben ein Profil an der äusseren Seite des Gneissgebietes. Die 1,9 m über den See reichenden Amphibolitblöcke am Süden des Profils entsprechen mit ihren Spitzen dem Hochwasserniveau des Sees.
- Figg. 3 bis 5* sind Detailprofile aus demselben Gneissgebiete, welche etwas näher das Auftreten der kambrischen Reste auf den Gneiss und in seinen Klüften illustrieren.
- Fig. 6* ist ein Profil von der Strandebene etwas S vom Hafen zu Hälleklis, wo wegen einer Verwerfung die Strandebene etwa 13 m hinauf im Sandstein liegt. Der dünn gebankte Sandstein wird durch Frost aufgespalten und die losgesprengten Platten sind durch Küsteneis zusammen mit Grundgebirgsfindlingen zu Wällen zusammengeschoben.
- Fig. 7* ist quer über die Strandebene, etwa in der Mitte zwischen Råbäck und Trollmen gezogen. Die auf dem Gneiss lagernden Sandsteinbänke sind durch Frost zersprengt und teilweise durch Schubeis wegtransportiert, so dass die subkambrische Landfläche blossgelegt worden ist. Der kleine Gneissbühl in dem westlichen Ende des Profils zeigt Spuren glacialer Abschleifung.
- Fig. 8.* Die Kartenskizze stellt einen Gneissfels unmittelbar nördlich vom Hafen zu Råbäck dar und zeigt die zahlreichen auf dem Gneiss zerstreuten Reste der kambrischen Sandsteins- und Konglomeratdecke. Das Streichen der Gneissbänke und die darüber quergehenden Klüfte und Spalten sind schematisch markiert. Die Abgrenzung des Felsens gegen die bedeckte und grasbewachsene Umgebung ist an vielen Stellen nicht scharf, indem die aus der Bedeckung hervortretenden Schichtköpfe nicht gleichzeitig untertauchen. Dies wird auf der Skizze durch Weglassen eines abgrenzenden Konturs angedeutet. An der unteren rechten Kante der Karte ist ein mächtiger Uferwall eingezeichnet. Er liegt mit seinem obersten Teil über dem Bereich des jetztzeitlichen Hochwasserstandes.
- Figg. 9—11* sind Querprofile über den auf der Karte dargestellten Felsen und geben eine Vorstellung von seiner Morphologie.
- Fig. 12* ist über das Ufer südlich des vorgenannten Felsens gezogen und zeigt aufragende Schichtköpfe des Gneisses und einen sich darüber etwas erhebenden Pegmatit Rücken mit scharfen Kanten. Einwärts ein Schubwall aus grossen Gneiss- und Granitblöcken.

Gedruckt $\frac{2}{1}$ 1924.



1.



2.



3.



1.



2.



3.

