

13. Mechanische Verwitterung und Abrasion an der Grundgebirgsküste des nordwestlichen Schonen.

Von

Hans W:son Ahlmann.

(Hierzu Tafel XX und XXI.)

Inhalt.

Einleitung. Die allgemeine Geomorphologie des Untersuchungsgebiets.

Kap. I: Väderön.

Kapellhamnschären.

Lilla Tånge.

Stora Tånge.

Vinga Skär.

Kap. II: Der Kullen.

Allgemeine Einleitung.

Die geologische Struktur des Kullen und die initialen Formen der Küstenzone.

Die Strandzone.

Kap. III: Die Hofs Hallar.

Geologische Struktur, initiale Formen und allgemeine Einteilung der Küstenzone.

Die Strandzone.

Die Küstenzone.

Das Gebiet oberhalb des Randes des grossen Kliffs.

Zusammenfassung der Entwicklung der Hofs Hallar; allgemeine Bemerkungen.

Bemerkungen zu den Karten.

Angeführte Literatur.

Einleitung.

Die allgemeine Geomorphologie des Untersuchungsgebiets.

Die morphologische Ausbildung von Mittel- und Südschweden ist in hohem Grade durch Frakturen in der Erdrinde, d. h. durch Spaltenlinien, Verwerfungs- und andere Schwächezonen bedingt.

Am deutlichsten und seit lange bekannt sind die Verwerfungen Schonens, was darin seinen Grund hat, dass innerhalb dieser Landschaft Sedimentgesteine verschiedenen Alters bewahrt liegen, die es ermöglicht haben, auf geologischem Wege leicht die Anwesenheit der Verwerfungen und auch ihr relatives Alter festzustellen. Bisher sind diese Verwerfungen auch ausschliesslich von geologischem Gesichtspunkt aus studiert worden. Ihre Bedeutung für Schonens topographische Ausbildung ist in allgemeinen Ausdrücken berührt worden, ihre eigene Geographie hat bislang keine Beachtung gefunden. -- In der vorliegenden Abhandlung, die nur das Verwerfungsgebiet des nordwestlichen Schonens behandelt, wird lediglich auf diejenigen geographischen Gesichtspunkte eingegangen, die für den speziellen Gegenstand der Abhandlung Bedeutung und Interesse haben.

E. ERDMANN (10) ist der erste, der auf die Anwesenheit und Bedeutung der Verwerfungen Schonens hingewiesen hat. NATHORST (18) widmet dann der Frage des Alters der Verwerfungen eine ausführliche Behandlung und unterscheidet da zwischen solchen, die während der Zeit zwischen dem Silur und dem Keuper, und solchen, die während der Tertiärzeit gebildet worden sind. Die Hauptzüge der NATHORST'schen Darstellung gelten noch heute als richtig.

Die Verwerfungen Schonens verteilen sich bekanntlich auf zwei Haupt-systeme; das grösste und reichst ausgebildete verläuft in der Richtung NW—SO, das andere in WNW—OSO oder W—O, indem es entweder an das erste in einem Winkel stösst oder auch in einem Bogen zu diesem hinverläuft. Mit Rücksicht auf das, was wir zur Zeit über die Stabilität und Plastizität des Erdinneren sowie über Verwerfungen im allgemeinen wissen, ist es wahrscheinlich, dass die Verwerfungen Schonens während eines langen Zeitraumes stattgefunden haben und die Summe einer grossen Anzahl kleiner Dislokationen darstellen. Ebenso ist es wahrscheinlich, dass die Verwerfungen nicht längs einer einzigen Linie oder Fraktur stattgefunden haben, sondern längs einer Zone mehr oder weniger dicht liegender Frakturen (siehe weiter S. 335). Gegenwärtig machen sich einige der Verwerfungen nicht mehr in der Topographie geltend, da die Denudation die Niveauunterschiede verwischt hat; andere sind dagegen andauernd als Höhenzüge begrenzende Abhänge vorhanden.

Eine genauere geographische Untersuchung der Verwerfungstopographie verlangt indessen Beachtung dessen, was DAVIS (8) unter »structures, process and stage« rubriziert, d. h. des Charakters der Topographie vor dem Eintritt der Verwerfungen, der Dislokationen selbst, ihrer Natur und ihres Einflusses auf die Topographie sowie schliesslich desjenigen Sta-

diums des geographischen Zyklus, in welchem die Landschaft sich gegenwärtig befindet. Eine derart durchgeführte geographische Untersuchung des Schonen ist schwierig und kompliziert und wird auch hier nicht geliefert werden, da sie ausserhalb des Rahmens dieser Abhandlung liegt.

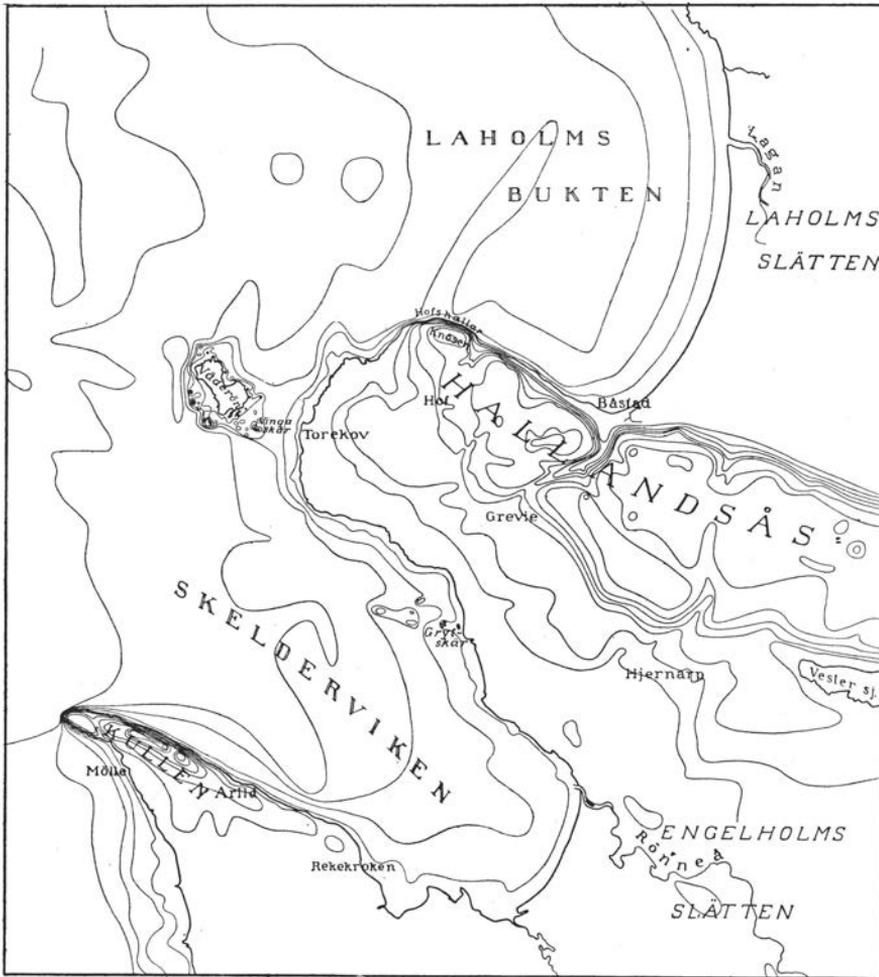


Fig. 1. Übersichtskarte des NW-lichen Schonen. Massstab 1:350 000.
Höhenkurven für je 25 m. Tiefenlinien für je 5 m.

Bei der folgenden Schilderung der Hauptzüge der Geographie des nordwestlichen Schonen werden jedoch die obigen Gesichtspunkte Beachtung finden, soweit die Felduntersuchungen Material dazu liefern.

Das nordwestliche Schonen (Fig. 1) ist vielleicht mehr als ein anderer Teil Schwedens durch Verwerfungen charakterisiert. Es wird dominiert von den scharf markierten Verwerfungsblöcken Hallandsås und Kullen.

Zwischen diesen Grundgebirgsrücken schneidet die seichte Bucht Skelderviken ein, auf dem Lande, sich fortsetzend in dem ebenen, niedrigen Terrain der Engelholmsslätten, das auf dem rätischen System angehörigen Gesteinen ruht. Die Engelholmsslätten setzt sich nach W hin in der Höganässlätten fort und begrenzt damit den Kullen im Süden. Nördlich vom Hallandsås biegt die Bucht Laholmsbukten ein, nach Osten hin in eine auf Kreidesteinen ruhende niedrige Ebene übergehend. Das innere Ufer sowohl des Skelderviken als der Laholmsbukten besteht aus Sand und stellt einen harmonisch geschwungenen Bogen dar, wie für reife oder wohlausgebildete Ackumulationsufer charakteristisch ist. In scharfem Gegensatz hierzu stehen die nur unbedeutend entwickelten Abrasionsgebiete auf dem Kullen und dem nördlichen Hallandsås.

NATHORST ist aus geologischen Gründen der Ansicht, dass die Verwerfungen auf der Nordseite des Hallandsås und des Kullen tertiär seien, während die auf der Südseite des Kullen aus der Zeit zwischen dem Silur und dem Keuper herrühre. Laut gütiger Mitteilung G. DE GEER's finden sich grosse Grundgebirgsblöcke in der Kreide bei der Båstader Kalkgrube, weshalb es möglich ist, dass die Verwerfungen an der Nordseite des Hallandsås bereits während der Kreidezeit begonnen haben, da die Anwesenheit der Blöcke sich schwerlich anders als durch die Annahme erklären lässt, dass während des Absetzens der Kreide ein Bergrücken in der Nähe vorhanden gewesen ist.

Gegenwärtig stellt sich der Verwerfungsblock des Hallandsås, von der Laholmsslätten aus gesehen, als eine niedrige Mauer dar, die zuerst mit einer kupierten Kammlinie aus dem Meere im Westen aufsteigt und sich dann über die Ebene hin mit einer fast horizontalen Oberfläche fortsetzt, die schliesslich mit dem Gebirgsgebiet im Osten verschmilzt. Oben auf dem Berge angelangt, begegnet man einem niedrig hügeligen Grundgebirgsterrain, in welchem flache Depressionen oder kleine Täler weich gewölbte Anhöhen von einander trennen. Keine scharf gebrochenen Formen sind vorhanden, auch keine grösseren ebenen Flächen; das Terrain ähnelt dem der Stockholmer Gegend, aber mit geringeren Unterschieden zwischen den Böden der Depressionen und den Kämmen der Berghügel. Die ganze Topographie bietet unverkennbar die Züge eines alten oder zur Reife entwickelten Gebietes dar.

In schärfstem Gegensatz hierzu stellt sich der nördliche Verwerfungsabhang, der als eine meistens steile und einheitliche Böschung jäh abfällt. Keine offenen Täler durchschneiden den Abhang, nur kleinere tiefe, schmale und steile Ravinen enthalten junge Gewässer mit raschem Fall. Ebenso deutlich wie die Oberfläche des Berges den Stempel des Alters oder der Reife trägt, ebenso klar weist der nördliche Abhang die Kennzeichen der Jugend oder der Unentwickeltheit auf.

Ohne Kenntnis der geologischen Verhältnisse kann man daher hier aus rein geographischen Gründen das Vorhandensein zweier weit von einander verschiedener Zyklen feststellen, deren älterer — repräsentiert durch

die Oberflächenformen des Berges — von Verwerfungen unterbrochen worden ist, die den jüngeren Zyklus, zunächst durch den Verwerfungsabhang repräsentiert, eingeführt haben. Auf Grund des deutlichen Unterschiedes im Entwicklungsgrade zwischen der Oberfläche des Berges und seinem Abhang kann man auch feststellen, dass die Verwerfungen relativ jungen Datums sind. Hierbei ist jedoch die Rolle zu beachten, die das Inlandeis für die morphologische Ausbildung des Gebiets gespielt hat (siehe S. 305).

Betreffs des Verwerfungsabhanges ist ferner zu bemerken, dass er an mehreren Stellen Breccien zeigt und aus der zerfetzten Spaltenzone besteht, wie sie stets im Zusammenhang mit Dislokationen gebildet wird. Diese Verhältnisse bestätigen noch weiter die Ansicht von der Jugend des Verwerfungsabhanges, da sowohl die Breccien als die Spaltenzone trotz ihrer Leichterodierbarkeit noch in primärer Lage erhalten sind. — Innerhalb der Gebiete des Abhanges, die unmittelbar vom Meere begrenzt werden, hat auch eine für schwedische Verhältnisse sehr bedeutende Abrasion stattgefunden.

Kontrastierend gegen die reife Topographie auf der Oberfläche des Hallandsås ist auch das Quertal, das den Berg von Båstad im Norden bis nach Grevie im Süden durchschneidet. Das Tal ist tief, schmal und von steilen Seiten begrenzt; in der Talsohle fließt ein kleiner Bach mit nördlichem Lauf, entspringend am Passpunkt des Tales 1 km NW von Grevie. Vermutlich ist das Tal durch besonders ausgeprägte Schwächezonen im Gesteinsgrunde oder durch eine wirkliche Verwerfung bedingt. Das Quertal teilt jetzt den Hallandsås in zwei Teile, von denen der östliche am grössten, zusammenhängendsten und auch am höchsten ist. Dieser Teil fällt auch auf der Südseite mit einer markierten Böschung ab, die sicherlich ein Verwerfungsabhang ist, indem er die Fortsetzung der auf späteren geologischen Übersichtskarten verzeichneten Verwerfungslinie zwischen Yttre Grytskär und Hjernarp bildet. Die westliche Gebirgspartie besitzt keinen markierten Abhang nach Süden hin, sondern das Terrain fällt hier ziemlich gleichmässig von der Wasserscheide zum Skelderviken ab.

Nach Westen hin senkt sich der Hallandsås in kleineren Absätzen, zwischen denen die Topographie ziemlich eben oder nur klein hügelig ohne grössere Neigung ist. Ein derartiger Absatz verläuft westlich vom Knösen in ungefähr nord-südlicher Richtung über Ingelstorp. Am letztgenannten Ort hat ein neu angelegter Weg den Abhang eine Strecke weit durchschnitten und dort ein durch Spaltenlinien und Quetschzonen zersplittertes Gestein entblösst, der schwerlich etwas anderes als die Spaltenzone einer Verwerfung repräsentieren kann. Für das Vorhandensein einer Verwerfung an dieser Stelle spricht ferner der Umstand, dass der Abhang scharf den hoch gewölbten Knösen, auf dem Grundgebirge an oder dicht unter der Erdoberfläche ziemlich gewöhnlich sind, von dem Flachlande bei Segelstorp trennt, innerhalb dessen Grundgebirgsfelsen ganz fehlen, an dessen südwestlichen Rande aber kambrischer Sandstein ansteht. Gleich östlich von dem kleinen Sandsteingebiet nördlich von Torekow zieht sich

ein dem bei Ingelstorp gleichartiger Abhang hin. Es ist demnach wahrscheinlich, dass der Sandstein in diesen Gebieten seine Erhaltung einer oder mehreren kleineren Verwerfungen verdankt, eine Ansicht, die seinerzeit bereits von HUMMEL (16) ausgesprochen und dann von NATHORST (18) aufgenommen, später aber aufgegeben worden ist. Zu bemerken ist in diesem Zusammenhange, dass der Sandstein nicht widerstandskräftig ist, sondern im Gegenteil eine sehr grosse mechanische Verwitterung zeigt.

Die Väderön mit ihrer Schärenflur gehört sowohl geographisch als geologisch mit dem Hallandsås zusammen. Sie besteht aus Gneis, das ein aus runden, niedrigen Berghügeln zusammengesetzten Terrain bildet. Unsicher ist es, ob die Insel von dem Festlande durch einen Verwerfungsgraben getrennt wird, wie HUMMEL (16) sich das gedacht hat; nichts auf der Insel oder dem Lande spricht hierfür.

Der Kullen unterscheidet sich recht beträchtlich von dem Hallandsås. Anstatt eines breiten Bergplateaus mit relativ ebener Oberfläche ist der Kullen ein schmaler Bergrücken, stark kupiert und daher mit einer unregelmässigen Kammlinie versehen. Der Unterschied zwischen der aus weichen, aber monumental gewölbten Bergen und kleineren Hügeln zusammengesetzten oberen Fläche und den steil abfallenden Seiten ist jedoch so gross, dass man sicher die letzteren als Verwerfungsabhänge entscheiden kann, verursacht durch Dislokationen, die einen Zyklus abgebrochen und neue eingeführt haben.

Wie oben erwähnt, ist die Verwerfung auf der Nordseite des Kullen bedeutend jünger als die auf der Südseite. Dies spiegelt sich auch in ihrer geographischen Ausbildung ab. Der nördliche Abhang ist äusserst steil und im hohem Grade durch Abrasion zersplittert; der südliche ist etwas weniger steil und innerhalb des Teiles, der von dem Meere begrenzt wird, auch weniger von der Abrasion beeinflusst. Von Mölle nach Osten hin ist der Abhang teils infolge seiner eigenen Neigung und teils infolge der Gegenwart quartärer Massen so flach, dass Hochwald sich auf demselben hat ansiedeln und Äcker haben in Gebrauch genommen werden können. Einen anderen Beweis für das verschiedene Alter der Abhänge kann man möglicherweise in dem Umstande finden, dass die den Berg überquerenden Täler (siehe ferner S. 336), die auf demselben eine äusserst unbedeutende Neigung besitzen, auf der Nordseite des Berges einen sehr steilen Abfall und äusserst unentwickelten Charakter aufweisen, über die Südseite hin dagegen sanfter abfallen.

Nach Westen fällt der Kullen steil ab bis zu relativ grosser Tiefe unter dem Meeresspiegel; nach Osten geht der Berg mehr allmählich in das Flachland über.

Die Ursache des Unterschiedes zwischen den ihrer Entstehungsweise nach gleichartigen Verwerfungsblöcken Kullen und Hallandsås lässt sich an der Hand des bisher eingesammelten Materials nicht vollständig beurteilen. Die reichere und mehr gebrochene Topographie des Kullen dürfte

indessen zu grossem Teil darauf beruhen, dass bei den tertiären Verwerfungen des Kullen eine bedeutend geringere Breite erhielt als der Hallandsås. Die Spaltenzonen und Schwächezonen, die im Zusammenhang mit den tertiären Dislokationen entstanden, haben sich daher proportional bedeutend weiter über den Kullen hin erstreckt (siehe ferner S. 335) und diesen zu einer der Denudation leicht zugänglichen Mauer gemacht, während der Hallandsås ein massiver, gegen Denudation widerstandskräftiger Block blieb.

Sowohl beim Kullen wie beim Hallandsås wird die Deduktion der geographischen Entwicklung in hohem Grade dadurch erschwert, dass das Land eine Eiszeit durchgemacht hat. Letztere muss als eine besondere geographische Epoche betrachtet werden, und die Formen, die während derselben entstanden, als einem besonderen Zyklus angehörig, der denjenigen Zyklus, der durch die tertiären Verwerfungen eingeleitet wurde, abbrach. Man ist auch nicht berechtigt, von einer Fortsetzung des präglazialen Zyklus in dem postglazialen zu sprechen, da Erosionsbasen usw. während der Eiszeit gänzlich verändert worden sind und während dieser Zeit auch eine eigenartige glaziale Skulptur geschaffen wurde, die die Initialform für den postglazialen Zyklus ausmacht. Die verschiedenen geographischen Epochen, die bei dem Versuch einer Deduktion der geographischen Entwicklung zu berücksichtigen sind, sind demnach folgende: die prätertiäre, die tertiäre Verwerfungszeit, die Zeit zwischen dem Ende der Verwerfungen und der glazialen Zeit, die glaziale und schliesslich die postglaziale Zeit. Von diesen ist die letztere die weitaus bestbekannte. Für die anderen können nur zerstreute, mehr oder weniger hypothetische Angaben geliefert werden.

Beim Beginn der Silurzeit war Schonen gleichwie der grösste Teil von Fennoskandia ein bis zum Penneplanstadium entwickeltes Gebiet. Nach der Silurzeit nimmt Schonen in gewissen Hinsichten eine Sonderstellung im Verhältnis zu der übrigen Fennoskandia ein. Wie HÖGBOM (14) betont, dürfte es indessen auch für Schonen vorsichtiger sein, anstatt einer Reihe einander ablösender Sedimentations- und Denudationsperioden eine einzige lange Denudationszeit anzunehmen, während welcher die Transgressionen des Meeres nur Episoden waren. Während des grössten Teils der paläozoischen und mesozoischen Epochen hätte demnach Schonen einen in geographischer Hinsicht reifen oder sehr alten Charakter aufgewiesen. Nur lokal wurde dieser durch die Verwerfungen gestört, die zwischen dem Silur und dem Keuper stattfanden.

Während der Tertiärzeit erfuhr Schonen, gleich der übrigen Fennoskandia, grosse Veränderungen durch Verwerfungen. Innerhalb der Gebiete in Schonen, wo die Dislokationen stattfanden, wurde damit der Zyklus abgebrochen, der mit nur unbedeutenden Unterbrechungen während des grössten Teils der postsilurischen Zeit oder in gewissen Gegenden von den präkeuperischen Verwerfungen an vor sich gegangen war. Der neue Zyklus trat indessen nicht abrupt ein, sondern sukzessiv, da es, wie oben

betont, wahrscheinlich ist, dass die Dislokationen während langer Zeit vor sich gingen. Der tertiäre Zyklus wurde zuletzt durch die Eiszeit unterbrochen, lange bevor er die Verwerfungsabhänge in irgendwie nennenswertem Grade zu denudieren vermocht hatte.

Die morphologische Rolle, die das Inlandeis gespielt hat, ist in sehr verschiedener Weise beurteilt worden. Was Schweden betrifft, so dürfte es noch schwierig sein, hierüber nähere Kenntnisse zu erlangen. Um die Möglichkeit zu haben, sich eine Vorstellung von der Erosion des Inlandeises oder seiner morphologischen Bedeutung überhaupt zu bilden, muss man nämlich eine sichrere und detailliertere Kenntnis von dem allgemeinen Charakter der präglazialen Topographie besitzen, als wie sie uns jetzt zur Verfügung steht.

Auf Grund von Analogieschlüssen und aus Wahrscheinlichkeitsgründen muss man jedoch annehmen, dass die Verwitterungsprodukte, die den Gebirgsgrund zu Beginn der Eiszeit bedeckten, von dem Inlandeis bald weggefegt wurden, so dass der Gesteinsgrund entblösst wurde. Die Grösse der Erosion des Eises an dem festen Grunde hing, allem nach zu urteilen, mehr von der Häufigkeit der Frakturen der Gesteinen als von dem Grade ihrer Härte ab. Man hat daher Anlass anzunehmen, dass die Eiserosion an dem Verwerfungsblock des nordwestlichen Schonen relativ gross gewesen ist. Dies wäre dann besonders der Fall gewesen an den von Spaltenzonen zerfetzten Verwerfungsabhängen, die somit ein schärferes Profil gleich nach der Eiszeit als kurz vor derselben aufgewiesen hätten. In einem an Spaltenlinien und Schwächezonen so reichen Gebiet wie dem nordwestlichen Grundgebirgterrain Schonens dürfte das Inlandeis daher im grossen und ganzen die präglaziale Topographie mehr verschärft und verjüngt als ausgeglichen haben.

Betreffs der Tätigkeit des Inlandeises kann ferner auf die grossen Quantitäten losen Materials hingewiesen werden, die in Form von glazifluvialen Osen und Drumlins an der Südmündung des Quertals Båstad—Grevie akkumuliert wurden. Vermutlich stammt der grösste Teil dieses Materials aus dem Quertal her, das von dem Eis ausgebaggert und erweitert wurde.

Während seines Abschmelzens zog sich das Inlandeis vom nordwestlichen Schonen in südwest-nordöstlicher Richtung zurück. Das Land lag damals teilweise gesenkt. G. DE GEER hat die höchste marine Grenze auf dem Kullen zu 51 m ü. d. M. und auf dem Hallandsås westlich von Hofs kyrka und bei Ingelstorp zu 60 m ü. d. M. nivelliert. Bei Hofs Hallar habe ich indes gefunden, dass die marine Grenze wahrscheinlich nicht über 55 m ü. d. M. liegen kann, sondern dass sie ungefähr in 53 m Meereshöhe belegen ist. Bei einer raschen Rekognoszierung und Abwägung mittelst Wredes Spiegel gleich östlich vom Bahnhof Båstad erhielt ich den Wert 52 m ü. d. M. für eine als die höchste marine angenommene Erosionslinie.

Als das Inlandeis wich, hob sich das Land rasch. Die Hebung schritt so rasch fort, dass zu dem Zeitpunkt, als der Ancylussee ihren Abfluss durch den Öresund und die Belte hatte, das Land um den Sund herum nach G. DE GEER's (9) Ansicht c:a 10 m höher als jetzt lag. Weiter nordwärts berechtigt der Fund submariner Schalenbänke mit littoralen Formen auf den markierten Grundgebieten im südl. Kattegat zu der Annahme, dass das Land hier während derselben Zeit 18—25 m höher gelegen hat als jetzt (9). Als G. DE GEER die Seekarte »Hallandskusten«, auf der Tiefenlinien für je fünf Meter angegeben sind, mir zur Verfügung stellte, richtete er meine Aufmerksamkeit auf die bemerkenswerte, lange Bank oder den Rücken, der von Hofs Hallar in NNO-licher Richtung ausgeht. Er hielt es dabei für wahrscheinlich, dass dessen, allem nach zu urteilen, ebene Oberfläche zur Zeit der höchsten Lage des Landes (in ungefähr 15 m Höhe) während der Ancyluszeit gebildet worden sei. — Auf Grund der Funde von Torfblöcken auf dem Boden des Kattegat spricht MUNTHE (17) die Ansicht aus, dass das Land in diesen Gegenden während des Maximums der Ancylushebung 60—80 m höher als jetzt gelegen habe. Seitdem G. ANDERSSON (4) gezeigt hat, dass die erwähnten Torfblöcke mit grösster Wahrscheinlichkeit von dem nordwestlichen Teil Jütlands herkommen und durch die starken Grundströme ins Kattegat hinaus transportiert worden sind, ist jedoch die Ansicht von einer sehr grossen Landhebung ziemlich unhaltbar. Die Frage der Ancylushebung kann indessen noch nicht als endgültig entschieden angesehen werden.

Nach der Ancylushebung sank wiederum das Land zu einer tieferen Lage als seiner gegenwärtigen. Der »postglaziale Grenzwall«, der die tiefste Senkung des Landes während dieser Periode markiert, liegt nach G. DE GEER in 12 m ü. d. M. bei Båstad und in 11,8 m ü. d. M. bei Torekov. Die Basis des grossen Kliffs bei Hofs Hallar liegt, wie später gezeigt werden wird, gleichfalls in 12 m Meereshöhe. Vom nordwestlichen Schonen aus steigen nach die Untersuchungen G. DE GEER's die Zahlenwerte für dem genannten Grenzwall nach Norden zu und sinken nach Süden zu, so dass bei Arild die Grenze — repräsentiert durch eine Kliffbasis — sich in 8 m Höhe befindet (siehe ferner S. 355).

Schliesslich ist dann das Land auf sein gegenwärtiges Niveau gestiegen. — Der nähere Verlauf bei den Niveauveränderungen — ob sie kontinuierlich oder in gebrochener Kurve geschehen, ob sie dieselbe Geschwindigkeit oder verschiedene während verschiedener Perioden gehabt haben — ist noch nicht bekannt (siehe doch ferner S. 384).

Während dieser spät- und postglazialen Zeit ist der geographische Zyklus zur Anlegung gekommen und hat seine Tätigkeit begonnen, die noch andauernd stattfindet. Durch die wiederholten Hebungen und Senkungen des Landes ist jedoch der Zyklus in verschiedene Stadien oder Epochen geteilt. Die bisher ausgeführten Untersuchungen über die Topographie sind noch nicht so weit fortgeschritten, dass man die Resultate

überblicken kann, welche die Höhenveränderungen der Erosionsbasis zur Folge gehabt haben.

Der postglaziale Zyklus ist gleichfalls von so kurzer Dauer gewesen, dass die glazialen Formen noch heute der Landschaft ihr Gepräge aufdrücken. Im nordwestlichen Schonen ist jedoch dank mehreren Umständen die postglaziale Denudation sehr erfolgreich gewesen, indem Verwitterung und Abrasion innerhalb grosser Gebiete die glaziale Skulptur zerbrochen haben.

Diejenigen Gebiete, innerhalb deren der postglaziale Zyklus die deutlichsten und von wissenschaftlichem Gesichtspunkt aus interessantesten Resultate gegeben hat, sind die Küste bei Väderön, der Kullen und der Hallandsås. Längs unserer ganzen Küste zeigt das Grundgebirge keine oder nur sehr unbedeutende Spuren der Abrasion. Innerhalb der letztgenannten Gebiete in Schonen ist ihre Tätigkeit dagegen so gross gewesen, dass ihre Resultate unmittelbar die Aufmerksamkeit auf sich ziehen.

Die Ursache hiervon ist zweifellos die, dass der Gesteinsgrund innerhalb der genannten Gebiete geschwächt worden ist; seine Widerstandskraft gegen Verwitterung und Abrasion ist mit anderen Worten durch die Spaltenzonen und andere Schwächezonen, die in Zusammenhang mit den wiederholten Verwerfungen entstanden sind, gebrochen oder wenigstens in hohem Grade herabgesetzt worden. Wir können daher schon hier den für das ganze Untersuchungsgebiet geltenden Hauptsatz aussprechen: *der grosse Umfang der Abrasion auf dem Hallandsås und dem Kullen ist bedingt gewesen und ist andauernd bedingt durch die an den Verwerfungsabhängigen vorhandenen Schwächezonen im Grundgebirge.*

KAP. I.

Väderön.

Im Hinblick auf die grosse Bedeutung, die der Verwitterung bei dem allgemeinen Abrasionsprozess zukommt, widmete ich den Verwitterungserscheinungen auf der Insel Väderön ein eingehendes Studium, bevor ich ging, die grossen Abrasionsgebiete auf dem Kullen und dem Hallandsås zu untersuchen. Ich hielt mich dabei an die Prinzipien bezüglich der Geomorphologie, die ich früher (2) dargelegt habe, nämlich zuerst die einfachen und zusammengesetzten Prozesse, die zur Entstehung der geographischen Zyklen führen, kennen zu lernen, und dann die Formen und ihre Entwicklung festzustellen. Der Weg mag in gewissen Fällen weit und ermüdend erscheinen, aber er muss notwendigerweise beschritten werden, will man genügende Festigkeit und Klarheit in der Behandlung der verschiedenen Formzyklen erhalten.

Die Gesteine, die die Gebiete aufbauen, innerhalb welcher mechanische Verwitterung und Abrasion studiert worden sind, sind mikroskopisch von

Herrn Privatdozenten Dr. N. SUNDIUS geprüft worden, dem hierfür mein warm gefühlter Dank ausgesprochen sei.

Trotz der grossen Bedeutung der Verwitterung als allgemeiner exogener Prozess ist sie in dem südlichen Teil unseres Landes bisher keiner ausführlicheren Behandlung unterzogen worden. In den Grundgebirgsgebieten spielt hier wie anderswo zweifellos die mechanische und da besonders die Frostsprengung die grösste Rolle. Die geologische Bedeutung der letzteren ist zwar von B. HÖGBOM (15) studiert worden, sein Untersuchungsgebiet war aber Spitzbergen, wo die mechanische Verwitterung unter von denen in Südschweden herrschenden beträchtlich abweichenden klimatologischen und geographischen Verhältnissen stattfindet.

Der geringe Umfang der Verwitterung in Südschweden ist die natürliche Erklärung, dass sie so wenig eingehenderer Untersuchung unterzogen worden ist. Ihre quantitative Unbedeutendheit dürfte indessen, anstatt das Interesse der Studien zu verringern, dasselbe erhöhen. Denn für die Behandlung des ganzen Verwitterungsproblems ist der Umstand von allergrösster Bedeutung, dass in unserem Lande in so später Zeit wie der glazialen ein Inlandeis vorgekommen ist, das alle früheren Verwitterungsprodukte weggefegt und eine frische Gebirgsoberfläche für die exogenen Prozesse des postglazialen Zyklus geschaffen hat. An Stellen, wo die glaziale Topographie noch nicht ganz zerstört ist, können wir nämlich den Mechanismus der Verwitterung an der Ausbildung der Topographie bedeutend genauer im Detail analysieren und beobachten als in Gebieten, wo die Verwitterung den Gesteinsgrund auf grössere oder geringere Tiefe hinab vollständig aufgelockert hat. *Die glaziale Oberfläche kann auch als die Initialoberfläche für den allgemeinen geographischen Zyklus bezeichnet werden, in den das Land beim Abschmelzen des Inlandeises hineingeführt wurde, und in dem sich das Land andauernd befindet.* Es ist zur Erlangung grösserer Klarheit in der Behandlung der ganzen postglazialen Denudation und dann besonders der Verwitterung zweckmässig, von dieser Initialoberfläche auszugehen und die Erscheinungen auf sie zu beziehen.

Auch dürfte es hier geeignet sein, auf die Bedeutung hinzuweisen, die das Studium der postglazialen Verwitterung für die Kenntnis der glazialen Erosion oder, allgemeiner ausgedrückt, für die Auffassung von der morphologischen Rolle des Inlandeises besitzt. Denn, wie oben betont wurde, verlangt eine derartige Auffassung zunächst Kenntnis der präglazialen Topographie. Einer der Wege, die zu diesem Ziele hinführen können, ist das Studium der postglazialen Verwitterung, durch das man eine gewisse Vorstellung davon erlangt, wie die sekundäre Verwitterung in einem Grundgebirgsgebiet wie dem unseres Landes wirkt, und welche Formen dabei entstehen.

Die Kapellhamnschären.

Innerhalb des Ufergebiets und der Schärenflur von Väderön ist die glaziale Skulptur nun am besten auf den Kapellhamnschären erhalten, weshalb diese sich zu Studien über die allerersten Stadien der Verwitterung eignen.

Die Kapellhamnschären bestehen aus einer Gruppe kleiner Inseln und Schären, die ausserhalb des Südostufers von Väderön belegen sind. Gleichwie der grösste Teil von Väderön sind die Schären aus rötlichem Eisengneis aufgebaut. In diesem kommt ein ausgeprägtes Spaltensystem in der Richtung OSO—WNW (mit kleineren Abweichungen) vor, überquert von einem etwas weniger hervortretenden System ungefähr in der Richtung N—S. Bankung und Verschieferung sind dagegen nicht so deutlich wie innerhalb der anderen Untersuchungsgebiete auf Väderön. Das Inlandeis hat sich in NO—SW-licher Richtung bewegt und den Schären deutliche Stoss- und Leeseiten verliehen, welche letztere an vielen Stellen sehr steil sind, was auf Zerblöckung nach den Spaltensystemen beruht. Deutliche Schrammen sind indessen jetzt nicht mehr vorhanden.

Die Schäre, an der die detailliertesten Studien angestellt worden sind, ist dicht aussen vor der grossen Kapellhamnschäre belegen, welche letztere durch einen Steg mit dem Lande verbunden ist. Sie ist vollständig ohne Vegetation; bei starkem Wind bespritzt die Brandung sie, bei südlichem Sturm gehen die Wogen ganz über sie.

Über die Schäre wurde eine Karte in grossem Massstabe ausgearbeitet (Taf. XX A). Aus Mangel an Zeit konnte die Kartierung leider nicht mit der Genauigkeit oder der Berücksichtigung aller Details geschehen, wie es wünschenswert gewesen wäre. Die Karte dürfte jedoch ein befriedigendes Übersichtsbild über die Topographie gewähren.

Wie man sieht, besteht das Gebiet aus zwei Partien, geschieden von einander durch eine in der Richtung N—S verlaufende Bruchzone, die in treppenstufenähnlichen Absätzen zu der hohen westlichen Partie, mit einer sanfteren Böschung zu der östlichen Partie hinauf führt, und die durch eine Reihe kleiner Wasseransammlungen auf dem Boden markiert ist. Die beiden Partien werden überquert von einer grossen Anzahl Einzelspalten und Zonen von dichtliegenden, zahlreichen Spalten, die dem System WNW—OSO angehören. Ausserdem kommen unregelmässig verlaufende Einzelspalten vor, die vielleicht durch Frostsprengung gebildet sind. Die glaziale Oberfläche ist am zusammenhängendsten und deutlichsten an der westlichen Partie erhalten; an der anderen ist es schwieriger, die genannte Oberfläche zu unterscheiden, da sie hier in beträchtlichem Masse zerstört ist. Doch dürfte sie ungefähr die Ausdehnung besitzen, wie sie die Tafel zeigt. Die Ausbildung der Kluft in der Richtung N—S und die dadurch bedingte Zerlegung der Schäre in zwei Partien gehört somit nicht dem postglazialen Zyklus, sondern einem früheren an. Ob dies in präglazialer oder glazialer Zeit geschehen ist, lässt sich sehr schwer beurteilen, da so-

wohl die subaerale Verwitterung als auch das Eis den Gesteinsgrund in ähnlicher Weise längs markierten Spaltenlinien aufbricht. Überall auf den Kapellhamnschären kommen auch derartige markierte Brüche in dem Gesteinsgrunde vor, die diesem eine hakige Profillinie verleihen, wie das bei der Stockholmer Schärenflur näher gezeigt worden ist (19).

Die Verwitterung an den Kapellhamnschären ist von der Zeit an, wo sie sich während der ersten Landhebung nach dem Abschmelzen des Inlandeises über die Wasseroberfläche erhoben — mit einer Unterbrechung während der postglazialen Landsenkung — bis zur Gegenwart vor sich gegangen.

Da bei Väderön Flut und Ebbe sich schwach geltend machen und Luftdruck nebst Wind das Wasser aufs Land hinaufpressen oder es davon abziehen, so ändert sich der Wasserstand täglich. Der Tangrand, d. h. die höchste Grenze, bis zu welcher der Tang wächst, repräsentiert indessen wohl die *Normalwasseroberfläche*, die *das absolute Basisniveau für die Verwitterung* ist.

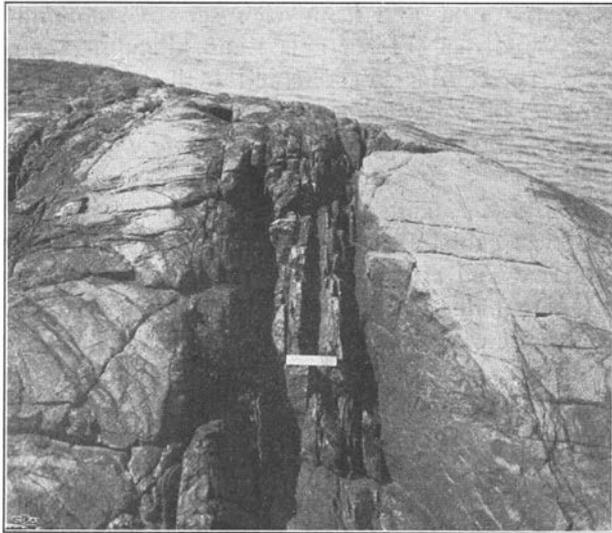
Alle auf Taf. XX A angegebenen Spalten sind »geöffnete Spalten«, d. h. von kapillar zu subkapillar erweitert; die meisten dürften jedoch dies nur in ihrem oberen Teil sein, weiter unten sind sie zweifellos andauernd kapillar. Die Öffnung der Spalten ist der erste Prozess der Verwitterung.

Eine Einzelspalte wird ausser durch das Auseinanderrücken der Wände infolge der Frostsprengung oder der Volumenveränderung des Gesteins bei Temperaturveränderungen auch dadurch geöffnet, dass kleine Splitter um die Öffnung der Spalte herum losspringen und damit diese zu einer Vertiefung erweitern. Dieser Prozess tritt nicht deutlich an den Kapellhamnschären hervor, da auf diesen eine Oberflächenverwitterung herrscht, die möglicherweise mit der von BLÜMCKE und FINSTERWALDER (6) beschriebenen übereinstimmt. Wie oben erwähnt, sind auch auf den Kapellhamnschären alle Gletscherschrammen verwischt. In der Stockholmer Schärenflur, wo die glaziale Skulptur an vielen Stellen noch vollständig erhalten ist, ist dagegen die Öffnung der Einzelspalten auf die obenerwähnte Weise wohl zu beobachten.

Sehr deutlich und instruktiv tritt an der Schäre, Taf. XX A, die Öffnung und fortgesetzte Verwitterung der Spaltenzüge hervor. — Ein *Spaltenzug* besteht aus einer Mehrheit dicht nebeneinander liegender Spaltenlinien mit einer und derselben Hauptrichtung. Die Spaltenzüge können verschiedene Breite haben, von mehreren Metern bis zu einigen Zentimetern. Meistens sind sie scharf begrenzt und bilden durch ihre grosse Anzahl der Spaltenlinien markierte Schwächezonen in dem Gesteinsgrunde. Da die Spaltenlinien nicht völlig parallel verlaufen, sondern einander in spitzem Winkel schneiden, so werden zwischen ihnen schmale, langgestreckte Polygone gebildet. Da die Spaltenlinien auch in vertikaler Richtung nicht parallel stehen, so wird die zwischen ihnen liegende Gesteinsmasse in dünne Polyeder geteilt, deren längste Horizontalachsen in der Längsrichtung der Spaltenzüge liegen. Die Spaltenzüge stimmen der Richtung und dem Ver-

laufe nach mit dem in der Umgebung herrschenden ausgeprägtesten Spaltensystem überein und sind wahrscheinlich gleichzeitig und auf gleichartige Weise wie dieses gebildet worden, obwohl die ursächliche Spannung, anstatt in einzelnen Spaltenlinien ausgelöst zu werden, zur Entstehung von Gruppen oder Zügen einer grösseren Anzahl solcher Linien geführt hat.

Die Spaltenzüge sind im allgemeinen bedeutend mehr verwittert als die Einzelspalten, und können auch als die Stelle der stärksten Verwitterung oder das Gebiet charakterisiert werden, wo die glaziale Oberfläche zuerst gebrochen wird. Die erste Öffnung eines Spaltenzuges geschieht



Verf. phot.

Fig. 2. Teilweise ausgewitterter Spaltenzug auf Kapellhamnschär. Auf den Seiten die glaziale Oberfläche mit geöffneten Einzelspalten und kleineren Spaltenzügen. (Die weisse Platte innerhalb des Spaltenzuges ist 16 cm lang.)

durch die Erweiterung und Absprengung der einzelnen Spaltenlinien auf die oben geschilderte Weise. Wenn dann Frost in den mit Wasser angefüllten, subkapillaren Spalten eintritt, werden grössere oder kleinere Polyeder losgesprengt. Diese können entweder in kleinere Bruchstücke zerfallen und durch Wasser oder Wind wegtransportiert oder — wenn die Zone wie auf der Kapellhamnschäre in Reichweite der Brandung liegt — im ganzen weggebrochen werden. Sind ein oder mehrere Polyeder aus dem Spaltenzug entfernt worden, so geschieht die fortgesetzte Verwitterung verhältnismässig rasch. Denn die Frostsprengung in den neben den leeren Räumen liegenden Spalten erleidet keinen Gegendruck, sondern kann leicht das eine Polyeder nach dem anderen losmachen. An mehreren Stellen auf der Schäre, Taf. XX A, war auch der Spaltenzug neben derartigen Öffnungen aufgesprengt oder aufgespalten, so dass die Polyederplatten mit der Hand losgerissen oder mittelst eines leichten Hammer-

schlages losgebrochen werden können. Ist die Verwitterung erfolgreich eine längere Zeit innerhalb eines Spaltenzuges vor sich gegangen, so erscheint dieser als eine scharf begrenzte, mehr oder weniger tiefe und breite Spalte (Fig. 2); der Boden ist im allgemeinen unregelmässig und weist scharfe Rücken von noch zurückgebliebenen Polyederkomplexen auf.

Ein lehrreiches Beispiel für die Bedeutung der Lossprengung und Entfernung des ersten Polyeders aus einem Spaltenzug sind die Höhlungen oder kleinen Depressionen, die allgemein innerhalb der Züge vorkommen. Fig. 3 zeigt ein Detailbild einer derartigen kleinen Depression. Wie man sieht, ist sie unregelmässig, aber scharf begrenzt von geraden Spalten-

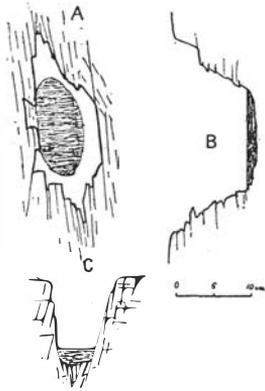


Fig. 3. Ausgewitterte Höhlung in der glazialen Oberfläche.

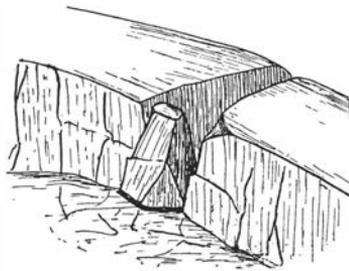


Fig. 4. Eine durch geöffnete Spaltenlinien isolierte Pyramide. (Auf der Pyramide und auf dem Gebirgsgrund umher die glaziale Oberfläche.)

flächen. Die Depression ist verhältnismässig tief, und auf dem Boden liegen grössere Bruchstücke sowie kleinere scharfkantige Splitter von den rasch verwitternden Seiten. Diese Höhlungen in der glazialen Oberfläche sind wie Geschwüre, die um sich fressen und sich immer mehr erweitern. Derartige »Geschwüre« entstehen vor allem, wo zwei Spaltenzüge zusammenstossen, oder wo ein Zug mit einer grösseren Einzelspalte anastomosiert. Auf der Schäre, Taf. XX A, ist es auch Regel, dass sowohl die Spaltenzüge als die Einzelspalten die grösste Verwitterung neben der grossen, in der Richtung N—S verlaufenden Schwächezone aufweisen.

Die Verwitterung der oben beschriebenen Art ist quantitativ recht unbedeutend, gleichwie auch die dadurch entstehenden Züge in der Topographie klein sind. Die Art und Weise, wie die Verwitterung geschieht, dürfte indessen generelle Giltigkeit besitzen und bildet ein Beispiel im Kleinen für die grossen Kluft- und Ravinenbildungen längs ausgeprägter Schwächezonen im Gesteinsgrunde, die die wichtigsten Momente des Abrasionsprozesses des Küstengürtels darstellen.

Auf anderen Schären seewärts vor Kapellhamn weist der Gneis deutliche horizontale Absonderung oder Bankung auf und ist von einer grös-

seren Anzahl dicht liegender Einzelspalten als auf der Schäre, Taf. XX A, durchsetzt. Infolgedessen ist die Oberfläche des Gesteinsgrundes in eine Masse Polygone zerteilt, die durch die Öffnung der Spalten in Polyeder von prismatischer oder pyramidalen Grundform übergegangen sind.

Die Isolierung eines derartigen pyramidenförmigen Polyeders wird durch Fig. 4 veranschaulicht, die nach einem besonders lehrreichen Falle gezeichnet ist. Die glaziale Oberfläche, die hier wohl erhalten ist, wird von einer grossen Einzelspalte durchsetzt, die den Gesteinsgrund in zwei Partien zerspaltet und dadurch, dass sie mit einer anderen Spalte zusammenstösst, eine Pyramide isoliert hat, welche oben die glaziale Oberfläche trägt.

Liegen die Einzelspalten dicht, so entsteht eine grosse Anzahl Polyeder von kleineren Dimensionen. Diese werden leicht längs der Bankungsebene abgeschlagen oder verstümmelt. Fahren das Öffnen und Erweitern der Spalten und damit die Bildung von Polyedern fort, und werden die letzteren sukzessiv abgesprengt, so entsteht eine aus unregelmässigen Bruchflächen zusammengesetzte Topographie unter der glazialen Oberfläche (siehe Fig. 6 B). — Im folgenden werden wir wiederholentlich Anlass erhalten, auf diese für das ganze nordwestliche Schonen allgemeine und sehr wichtige *Polyederverwitterung* zurückzukommen.

Auf den Kapellhamnschären kommt es an mehreren Stellen vor, dass auch sehr grosse Polyeder oder Blöcke durch Öffnung und Erweiterung besonders bedeutender Einzelspalten, die einander schneiden, freigelegt und abgesprengt werden. Hierbei werden geschlossene Depressionen oder Felsenbecken von 3—5 m Länge und 1—2 m Tiefe gebildet, begrenzt von geradlinigen, steilen Spaltenflächen, auf dem Boden die freigelegten Blöcke sowie kleinere Verwitterungsprodukte enthaltend. Derartige Depressionen stimmen mit den durch glaziale Zerblöckung gebildeten Felsenbecken überein, die SAHLSTRÖM (19) aus der Stockholmer Schärenflur beschrieben hat.

Die eben beschriebene Verwitterung auf den Kapellhamnschären bildet das erste Stadium des Denudationsprozesses des allgemeinen postglazialen Zyklus. Die Verwitterung hat nur die glaziale Oberfläche gebrochen und den Gesteinsgrund durch Öffnung von Einzelspalten, Auswitterung von Spaltenzügen und Ablösung von Polyedern zersprengt, während die Initialoberfläche noch auf den dazwischenliegenden Partien vorhanden ist. Dieses erste Stadium des Verwitterungsprozesses ist von allergrösster Bedeutung für die fortgesetzte Zersplitterung der glazialen Struktur und für die Entwicklung des gesamten postglazialen Denudationsprozesses. Die vom Inlandeise geschaffenen, mit ebener, abgeschliffener Stossseite versehenen Rundhöcker besitzen nämlich bedeutende Widerstandskraft gegen subaerale Denudationsagentien. Die glaziale Oberfläche schützt gleich einem Schilde den Gesteinsboden infolge derselben Ursachen, die für die weiter unten (S. 375) zu behandelnden grossen, zusammenhängenden Spaltenflächen gelten. Das Schwierigste und Wichtigste ist die Erzielung der ersten Bresche oder des ersten »Geschwürs« in der glazialen Oberfläche. Ist dies einmal getan,

so ist die grösste Widerstandskraft der geschlossenen, glazialen Form gebrochen, und die weitere Destruktion kann relativ leicht vor sich gehen. Für diese späteren Stadien der Entwicklung bieten Lilla Tånge und Vinga Skär gute Illustrationen.

Lilla Tånge (Taf. XX B).

Diese Landzunge liegt gleich südöstlich von Stora Tånge, das die nördlichste Spitze von Väderön bildet. Zwischen den beiden Landspitzen liegt eine der seichten Buchten, die für die ganze Ostseite der Insel charakteristisch sind.

Lilla Tånge besteht aus Gneis in verschiedenen, einander nahestehenden Varietäten. Die gewöhnlichste ist ein feinkörniger, rötlicher Gneis, mit nach SUNDIUS' Untersuchung ca. 50 % Quarz, 30 % Mikroklin und 15 % Plagioklas (einen Oligoklasalbit mit einer schmalen Zone von reinem Albit darstellend). Ausserdem kommen spärlich kleine, tafelförmige Körner von Biotit vor, teilweise umgewandelt in einen blassgrünen Chlorit und Einschlüsse von einem braunen, durchleuchtenden, stark lichtbrechenden Mineral (Rutil?) enthaltend. Vereinzelt Körner von Magnetit und Zirkon finden sich auch. Die Mineralien sind im allgemeinen klar und frisch mit Ausnahme der teilweise eingetretenen chloritischen Umwandlung des Biotits; der Plagioklas ist auch etwas getrübt durch kleine Einschlüsse eines hellen Glimmers, die jedoch in der Albitzone fehlen. Die Struktur ist granoblastisch. Einige Mineralkörner, insbesondere der Plagioklas und der Mikroklin, bilden hornfelsartige, feinkörnige Aggregate mit ziemlich geraden und ebenen Kontakten. Der Quarz kommt dagegen in grösseren, oft stark verzahnten Individuen vor. — Das Gestein dürfte sehr widerstandskräftig gegen Porositätsverwitterung (siehe hierüber 13) und auch gegen chemische Verwitterung sein, ist aber infolge seiner Bankung, Schiefrigkeit und seines Spaltenreichtums einer kräftigen mechanischen Verwitterung ausgesetzt.

Auf Lilla Tånge hat die Bankung das Fallen 20° — 30° gegen N 45° — 60° W. Die Spaltenlinien verteilen sich hauptsächlich auf zwei Systeme, das ausgeprägteste in N—S (mit kleineren Abweichungen), das andere in ONO—WSW. Die Landspitze wird dominiert von einer kleinen, zersplitterten Anhöhe, genannt Pyramiden; südlich von dieser breitet sich eine geschlossene Vegetationsdecke aus, die auf Verwitterungsprodukten ruht; ringsherum liegt unbedeckter Gesteinsboden, der bis zur Wasserlinie hinabreicht. Wir haben also einerseits das Meer, dessen Normalwasserspiegel das absolute Basalniveau der Verwitterung darstellt, andererseits die Vegetationsdecke, die in hohem Grade die Verwitterung erschwert, nicht aber ganz verhindert; dazwischen liegen die Gebiete starker mechanischer Zerbrechung. Innerhalb dieser Gebiete ist die glaziale Oberfläche ganz zersplittert und keine Spur mehr von ihr vorhanden. Der Gesteinsgrund besitzt daher keinen Schutz, sondern er wird rasch durch verschiedene

Verwitterungsprozesse zerbrochen, bedingt durch die Schärfe der Plattung, den Grad von Schiefrigkeit, die Dichte der Spaltensysteme sowie durch verschiedene Kombinationen zwischen diesen Faktoren. Im folgenden werden wir eine kurze Beschreibung der wichtigsten Verwitterungsweisen liefern, um dadurch ein Bild von dem subaerialen Denudationsprozess zu erhalten, dessen erstes Stadium wir auf den Kapellhamnschären kennen gelernt haben. Die auf Lilla Tånge vorsichgehende Verwitterung bietet auch ein instruktives Beispiel von der »Individualität« der verschiedenen Gebiete hinsichtlich der mechanischen Verwitterung und der dadurch entstehenden Topographie dar.

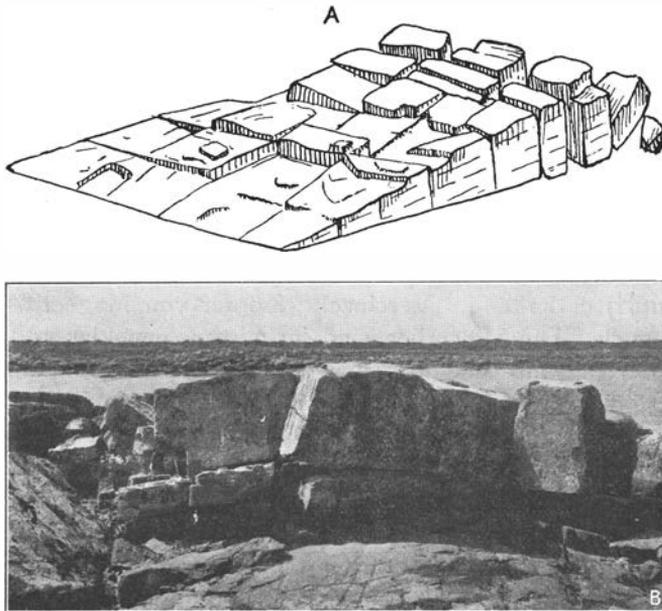


Fig. 5.

Verf. phot.

- A. Schematische Darstellung mechanischer Verwitterung an einer gebankten und von Spaltensystemen durchschnittenen Gneispartie.
 B. In Blöcke zersprengte Gneisbank auf Lilla Tånge.

Es sei zunächst darauf hingewiesen, dass die Bankung entscheidende Bedeutung für den ganzen Verwitterungsprozess besitzt. Dieser geht nämlich bedeutend langsamer und auf andere Weise an zusammenhängenden und markierten Bankungsebenen vor sich als an Flächen, die die Bänke überqueren. Wir werden im folgenden mehrmals Anlass haben, auf diesen Umstand als bedeutsam für die Entwicklung der Topographie im allgemeinen zurückzukommen. Wird eine grössere Bankungsebene von zwei einander kreuzenden Spaltensystemen überquert, so kann die Verwitterung nur langsam Bruchstücke aus derselben lossprengen. Werden dagegen die Bänke durch einen dem einen Spaltensystem parallel verlaufenden Abhang abgeschnitten, so werden grössere Blöcke an diesem leicht abge-

spalten (Fig. 5 A), wenn das System geeignete Dichte besitzt und die Spaltenlinien bedeutend sind. Eine derartige Verwitterungsweise ist effektiv und dürfte grosse Bedeutung ebensowohl bei der subaerialen Denudation als bei der Eiserosion besitzen. Bei Lilla Tånge bietet ein kleines Gebiet südwestlich von Pyramiden gute Beispiele dafür. Zwei grosse parallelepipedische Blöcke (Fig. 5 B) sind hier an der steil abfallenden Ostseite einer Gesteinspartie losgespalten worden (Fig. 4 A giebt das Gebiet in schematischer Zeichnung wieder). Die Blöcke sind durch Frostsprengung etwas von ihrem ursprünglichen Platz verschoben worden. Die Frostsprengung hat hier Gelegenheit, grosse Effektivität zu entwickeln, denn vor den Blöcken hat sich durch Verwitterung eine seichte Grube gebildet, die sich leicht mit Wasser sowohl bei Regenwetter als bei Sturm füllt. Die hier ausmündenden Spalten können sich daher leicht vollständig mit Wasser füllen, was die wichtigste Voraussetzung für mechanische Verwitterung ist.

Sind die Spalten innerhalb eines Gebietes nicht sehr hervortretend, Bankung und Schiefrigkeit dagegen ausgeprägt, so wird der Gesteinsboden in tafelförmige Bruchstücke aufgeblättert. Dies findet vor allem statt längs Oberflächen, die mit kleinem Winkel Schicht- oder Bankungsebenen überqueren. Werden die Bruchstücke nicht weggeführt, so sammeln sie sich zu *Schollenfeldern* an. Typische derartige Felder finden sich auf Lilla Tånge (Fig. 6 B; siehe auch die Karte) und in der umliegenden Gegend. Die grössten Schollenfelder kommen aber auf dem Festlande innerhalb des kambrischen Sandsteingebiets nördlich von Torekov vor. Auf Lilla Tånge ist die Oberfläche der Schollenfelder von 1—3 dm grossen und 1—5 cm dicken Bruchstücken bedeckt; tiefer liegen kleinere Stücke, die in den Zwischenräumen zwischen den grösseren Stücken liegen geblieben sind. Innerhalb der Felder ragen kleine isolierte Partien des Gesteinsbodens empor; an manchen Stellen liegt der feste Boden dicht unter der Oberfläche, an anderen tiefer (an ein paar Stellen wurden 3—5 dm gemessen). Die tafelförmigen Bruchstücke zeigen keine Spur von Kantenabnutzung oder Rundung, was der Fall wäre, wenn sie auch nur während sehr kurzer Zeit der Wellenbewegung ausgesetzt gewesen wären. Die Felder müssen demnach vollständig oberhalb der Grenze für die Reichweite der Wellen gebildet worden sein. Nun reichen die Felder herab bis zum Wellenstrande, 2—3 m über dem Normalwasserspiegel, woraus hervorgeht, dass sie während der verhältnismässig kurzen Zeit entstanden sind, wo das Land sich in seiner gegenwärtigen Lage zum Meere befunden hat. — Das Vordringen der Schollenbildung über den Gesteinsboden lässt sich auf der kleinen unregelmässigen Gesteinspartie innerhalb des östlichen Feldes gut beobachten. Die Verwitterung ist einer grossen Einzelspalte gefolgt und hat sich von dort aus nach den Seiten hin ausgebreitet, die Gesteinsoberfläche ganz zerblätternnd oder mehr widerstandskräftige Partien umschliessend. — Die Schollenfelder können als ein Gegenstück zu den Blockmeeren der arktischen und alpinen Gebiete betrachtet werden.

Ist der Gneis sehr dünnschiefrig und befindet er sich in einer für



Fig. 6.

Verf. phot.

- A. Polyederverwittertes Gebiet auf Lilla Tånge (das Gebiet umfasst ein Areal von ca. 5×3 m)
 B. Schollenfeld auf Lilla Tånge.

mechanische Verwitterung besonders geeigneten Lage, so kann er in dünne Lamellen aufgeblättert werden, was beispielsweise auf der Ostseite der Pyramiden der Fall ist, die von den Brandungen überspült oder stark

bespritzt wird. Die Lamellen sind hier 1—3 cm dick und können leicht in kleinere Haufen mit der Hand von dem festen Gestein weggenommen werden.

An Stellen, wo zwei dichte Spaltensysteme einander schneiden und die Schiefrigkeit unbedeutend ist, kommt Polyederverwitterung vor. Eine typische Verwitterung dieser Art findet in der kleinen Rinne statt, die gleich westlich von der Pyramiden liegt. Die Verwitterung ist hier lange unter sehr günstigen Verhältnissen vor sich gegangen, so dass der Gesteinsgrund tief denudiert ist und das charakteristische Aussehen aufweist, das Fig. 6 A wiedergibt.

An geeigneten Plätzen scheinen Kräuter in gewissem Grade die Verwitterung befördern zu können. Das Vordringen der Vegetation über unbedeckte Felsplatten geschieht durch die geöffneten Einzelspalten. Auf Lilla Tånge bestehen die Pioniere unter den höheren Pflanzen aus *Armeria elongata*, *Aster tripolium* und *Plantago coronopus*, die mit ihren kräftigen Hauptwurzeln sich sicher in den Spalten zu befestigen vermögen. Reinigt man die Standorte der genannten Pflanzen, so wird man die Spalten weiter an diesen Stellen als seitwärts davon finden. Dieser Unterschied ist an gewissen Stellen so deutlich, dass man zu der Annahme geführt wird, die Pflanzenwurzeln können durch Absplitterung oder auf andere Weise die Spalten ein wenig erweitern. In der botanischen Litteratur wird hier und da erwähnt, dass grössere Pflanzen, und zwar besonders Bäume, den Gesteinsgrund zu zersprengen vermocht haben.¹

Auf der Anhöhe Pyramiden kommen alle die eben beschriebenen Verwitterungsweisen vor, durch welche der Gesteinsboden mit einer für die Verhältnisse Südschwedens sehr grossen Geschwindigkeit rasiert wird. Von der glazialen Oberfläche findet sich keine Spur mehr, und auch die ganze glaziale Skulptur ist zerstört. Die Anhöhe gleicht einem Haufen auf einander gestapelter schräger Blöcke oder Polygone von verschiedener Grösse.

Bei einer Übersicht über die Entwicklung, die Lilla Tånge infolge von postglazialer Verwitterung durchgemacht hat, muss man, wenn möglich, von den Initialformen des jetzt herrschenden postglazialen Zyklus, d. h. von der glazialen Topographie, ausgehen. Dies ist indessen schwierig, da die genannten Formen zum grössten Teil zerstört sind. Auf Grund eines Vergleichs mit den Kapellhamnschären und anderen Orten auf Väderön, die aus denselben Gesteinen aufgebaut sind und ungefähr gleichartige Spalten- und Bankungsverhältnisse aufweisen, dürfte man jedoch das allgemeine Urteil aussprechen können, dass die glaziale Skulptur des Gebiets bedeutend ruhiger und ebener war. Die Rinne westlich von der Pyramiden war nur unbedeutend oder war überhaupt nicht vorhanden, so dass die ganze Spitze der Landzunge wahrscheinlich einen geschlossenen Rundhöcker mit der Stosseite nach NO und der Leeseite nach SW bildete.

¹ PFEFFER hat auch detaillierte Arbeiten über die grosse Spannungskraft der Pflanzenwurzeln geliefert.

Die anderen Gebiete, die jetzt zerspalten und zerfetzt sind, waren zweifellos gleichfalls mehr zusammenhängend und eben. *Die postglaziale Verwitterung, orientiert nach den Spalten und Bankungsebenen des Gesteinsgrundes, hat demnach das Gebiet zerfetzt und es sowohl in seiner Gesamtheit als im Detail formenreicher gestaltet.*

Dies ist indessen nur das erste Stadium in einer Entwicklung, deren Endresultat ein anderes ist. Die Verwitterung arbeitet unablässig daran, die unbedeckten Erhöhungen des Gesteinsbodens auf das Niveau der umliegenden verwitterten Felder herabzubringen. Hat dies stattgefunden, so breitet sich allmählich die Vegetationsdecke aus. Innerhalb des Wellenstrandes vollzieht sich eine ähnliche Entwicklung, ausgenommen dass die Verwitterung hier mehr unmittelbar von dem absoluten Basalniveau abhängig ist, und dass eine geschlossene Vegetationsdecke hier sich nicht bilden kann. Ist die Verwitterung so weit vorgeschritten, dass keine scharf markierten Anhöhen mehr vorhanden sind, so ist das Gebiet mit Ausnahme des Wellenstrandes mit Vegetation bedeckt, unter welcher die Verwitterung, obwohl bedeutend langsamer als vorher, fortfährt. Wenn das Gebiet keine epirogenetischen Höhenveränderungen erfährt und keine neuen morphologischen Kräfte eintreten, so ergibt sich also als Endresultat der Entwicklung *eine ebene oder nur schwach wellige Landoberfläche, die nach dem Meere zu durch den Wellstrand begrenzt ist.* Diese Topographie wird ruhiger und ebener als die glaziale. In Gebieten, die dem oben beschriebenen gleichartig sind, wirken also zwei nivellierende oder ebene Kräfte, nämlich zunächst die subaerale Verwitterung und dann die Abrasion. In diesem Prozess nimmt die Vegetationsdecke eine wichtige Stellung ein. Sie bedeckt tief verwitterte Gebiete, verzögert dort die Denudation und wartet den Abbau der höheren Gebiete ab.

Eine subaerale Verwitterung der oben beschriebenen Art besitzt innerhalb vieler Gebiete eine sehr grosse Bedeutung für die Denudation der Landoberfläche (ich habe so beispielsweise ihre wichtige Rolle für bedeutende Gebiete in Norwegen beobachtet). Der Prozess kann nicht dem rein fluvialen Zyklus zugerechnet werden, auch nicht dem ariden, obwohl er mit dem letzteren hinsichtlich der Denudationsweise übereinstimmen kann. Einen besonderen Zyklus für die subaerale Verwitterung aufzustellen, dürfte nicht vonnöten oder zweckmässig sein. Sie bildet vielmehr ein primäres oder vorbereitendes Stadium in mehreren Zyklen. Sie ist so von grösster Bedeutung für die Zerbrechung und Auflockerung des Gesteinsbodens in dem allgemeinen fluvialen Zyklus, und im folgenden werden wir sehen, welche dominierende Rolle sie in dem marinen oder litoralen Zyklus spielt.

Die Kenntnis, die das Studium der Landspitze Lilla Tånge uns von der hochgradigen Verwitterung des Gneises verschafft hat, liefert auch die Erklärung für einige hervortretende und bedeutsame Züge der allgemeinen geographischen Ausbildung der Väderön. Die Insel weist nämlich eine grosse Anzahl ansehnlicher Uferwälle auf, die in weichen Bögen oder schwach geschwungenen Linien den einen Berghügel mit dem

anderen verbinden und auf verschiedenen Niveaus von dem Meeresspiegel an bis hinauf zum höchsten Rücken der Insel in ca. 16 m Höhe ü. d. M. belegen sind. Diese Uferwälle bestimmen zu grossem Teil die eigenartige Natur der Insel, und zwar vor allem ihre pflanzengeographischen Verhältnisse. Denn die Wälle grenzen zwischen sich ehemalige Lagunen ab, die jetzt geschlossene, seichte Senkungen mit Sümpfen bilden, während auf den Wällen und besonders auf den ebenen Feldern, die sich ausbreiten, wo zwei oder mehr Wälle zusammenstossen, Buchenwald wächst. Die Uferwälle sind jedoch nicht nur dadurch von Bedeutung, dass sie die Insel in verschiedene Gebiete einteilen; sie dürften nämlich auch als natürliche Wasserleitungen dienen, indem sie die Insel wie durch ein reich verzweigtes Röhrensystem drainieren. — Erstaunlich ist die grosse Anzahl und Mächtigkeit der Wälle und damit die bedeutende Masse losen Materials, das sie aufbaut. Das Material besteht nämlich, abgesehen von einem unbedeutenden Prozentsatz von Feuerstein und kambrischem Sandstein, aus Bruchstücken des auf der Insel anstehenden Gneises. Ich glaube, dass nur ein kleiner Teil des Gneismaterials auf die Insel als Moräne hinauftransportiert worden ist; der grösste Teil stammt von dem eigenen Gesteinsgrund der Insel her. Dies war geeignet, Erstaunen zu erwecken, solange man keine nähere Kenntnis von der sehr grossen lokalen Verwitterung besass. Nach dem Studium von Lilla Tånge ist es dagegen wahrscheinlich geworden, dass die grossen Uferwälle von den Wellen angesammelte und bearbeitete Schollenfelder und Ansammlungen von durch Polyederverwitterung gebildeten Bruchstücken sind. Die Hebungen und Senkungen der Insel während der Postglazialzeit haben in hohem Grade diese Ausbildung von Uferwällen befördert.

Stora Tånge (Taf. XX C).

Die nördlichste Spitze von Väderön ist aufgebaut aus zwei verschiedenen Gesteinen, Gneis und Amphibolit.

Der Gneis bildet ein niedriges, ziemlich ebenes Gebiet, über das der Amphibolit sich als ein scharf markierter Rücken erhebt, der sich nordwärts in die äusserste Spitze der Landzunge fortsetzt. Zwischen diesem Rücken und dem Gneisgebiet liegt eine seichte bewachsene Senke, mit Blöcken und kleineren Steinen.

Der Gneis besteht zum grössten Teil aus der von Lilla Tånge her beschriebenen rötlichen Varietät; ausserdem kommt im südlichen Teil des Gebiets eine grobkörnigere, aber der ersteren mineralogisch gleichartige Varietät vor. Der Amphibolit besteht laut SUNDIUS' Untersuchung aus gewöhnlicher, olivgrüner Hornblende, Plagioklas (saurem Andesin), Quarz, Granat, Diopsid, Eisenglanz, Biotit, Apatit und vereinzelt Schwefelkieskörnern. Der Diopsid ist stark umgewandelt, wobei vorzugsweise Serpentin und Körner von hellgrüner Hornblende gebildet worden sind.

Die Mineralien sind frisch mit Ausnahme des Diopsides und einer stellenweise vorkommenden schwachen Dekomponierung des Plagioklases. Die Struktur ist granoblastisch, hornfelsartig-kristallisationsschiefrig. Die Begrenzungen der Mineralien sind überwiegend gerade und einfach; die Form ist isometrisch mit Ausnahme der Hornblende, die längs der Prismaachse gestreckt ist. Der Granat bildet schwammartig (von Quarz und Plagioklas) durchbohrte Individuen, die oft grösser sind als die übrigen Mineralien. — Im Gegensatz zum Gneis zerfällt der Amphibolit in seine mineralogischen Bestandteile infolge von Porositätsverwitterung und chemischer Verwitterung. Die totale Denudation auf dem Amphibolitrücken dürfte indessen — in Übereinstimmung mit dem, was beim Kullen und bei den Hofs Hallar der Fall ist — geringer als auf dem Gneisterrain sein, da dieses letztere als von zahlreicheren Spaltenlinien durchsetzt und eine ausgeprochene Bankung aufweisend, grösserer mechanischer Verwitterung ausgesetzt ist.

Die Senke zwischen dem Amphibolitrücken und dem Gneisterrain bietet möglicherweise ein Beispiel für die Regel, die im folgenden näher behandelt werden soll, dass nämlich die grösste Denudation an dem Kontakt zwischen zwei verschiedenen Gesteinen stattfindet.

Betreffs der Frage, wann und wie das Amphibolitgebiet zu einem Höhenrücken im Verhältnis zu dem Gneisgebiet ausgebildet wurde, haben wir zunächst drei Möglichkeiten in Betracht zu ziehen, nämlich, dass es in präglazialer Zeit, in glazialer Zeit durch die Eiserosion oder während postglazialer Zeit durch Verwitterung geschehen ist. Dass der Rücken vollständig während der letztgenannten Periode zur Ausbildung gekommen sein sollte, ist nicht möglich, besonders wenn die Beobachtung von noch vorhandener Reste der glazialen Oberfläche auf dem Gneisgebiet richtig ist. Auf Grund der petrographischen Zusammensetzung und der Spaltenverhältnisse des Amphibolits halte ich es für in hohem Grade wahrscheinlich, dass er weniger von dem Inlandeise als der gebankte und von Spalten erfüllte Gneis erodiert worden ist. Es lässt sich daher denken, dass der Amphibolitrücken zum grössten Teil während der Eiszeit hervorpräpariert worden ist. Aber es ist auch möglich, dass er bereits in präglazialer oder interglazialer Zeit vorhanden gewesen und durch Glazialerosion nur verschärft und mehr freigelegt worden ist.

Wird der gegenwärtige Zyklus nicht durch Niveauveränderungen oder durch den Eintritt neuer morphologischer Kräfte abgebrochen, so wird das Gneisgebiet allmählich auf das Basisniveau gesenkt werden und dann dort liegen bleiben, während die Verwitterung an dem Amphibolitrücken fortfährt, bis auch dieser in die Nähe desselben Niveaus gelangt und das ganze Gebiet in ein ebenes oder schwach welliges übergegangen ist. —

Zwischen Stora Tånge und dem Leuchtturm von Väderön stimmt die Topographie mit der oben geschilderten überein. Markierte Höhenrücken aus Amphibolit mit nord-südlicher Haupttrichtung erheben sich

zwischen mehr oder weniger breiten und tiefen Depressionen auf Gneisgrund. An einigen Stellen liegen, unterhalb der markierten Höhenzüge aus widerstandskräftigeren Gesteinen spaltenreiche Gneisgebiete, die durch intensive Polyederverwitterung eine Ähnlichkeit mit Stoppeläckern erhalten haben.

Vinga Skär (Taf. XX D).

Vinga Skär ist die grösste Insel in der Schärenflur von Väderön. Sie liegt am weitesten hinaus nach SW und besteht aus zwei langgestreckten

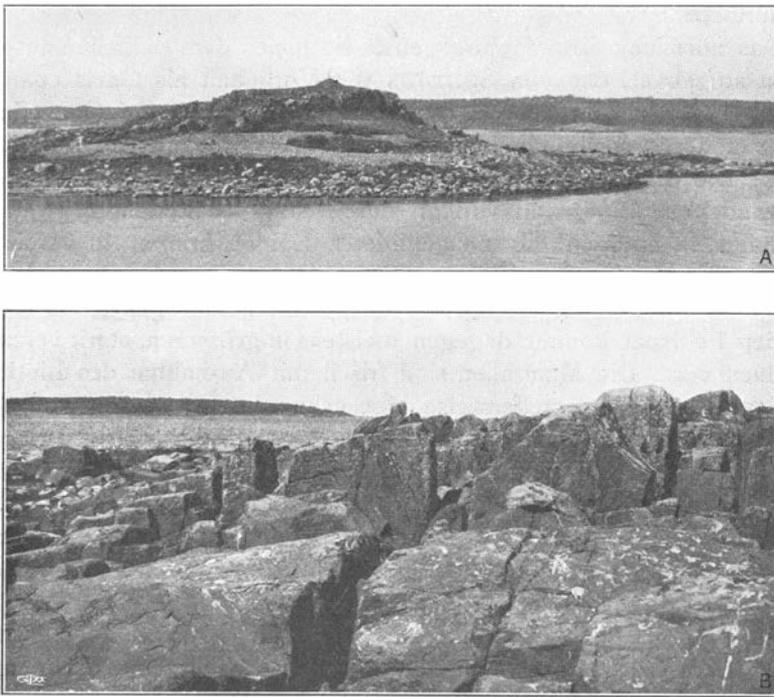


Fig. 7.

H. Lundegårdh u. Verf. phot.

- A. Norra Vinga Skär, von SO gesehen.
- B. Das südliche Gneisgebiet auf Norra Vinga Skär.

Inseln, die fast einen rechten Winkel mit einander bilden und durch ein niedriges, blockbestreutes Gebiet und eine Sandbank verbunden sind. Auf der südlichen Insel mit der Längsausdehnung von W nach O liegt ein kleiner Leuchtturm; die nördliche mit der Längsausdehnung von N nach S ist Gegenstand meiner Untersuchungen gewesen.

Norra Vinga Skär besteht aus zwei ebenen Grundgebirgsgebieten, über welche sich ein Diabasgebiet mitten auf der Insel, markiert wie eine Bas-

tion, erhebt (Fig. 7 A). Auf der Südseite ist diese Anhöhe zersprengt, da hier eine Zeitlang Stein zu Makadam gebrochen worden ist. Ganz im Süden liegt ein kleineres Diabasgebiet, das die Südspitze der Schäre und die kleine Insel neben derselben bildet. Ausserdem kommen Diabasgänge vor, von denen die grössten auf der Westseite auf der Karte verzeichnet sind. Die westliche, nach dem Meere zu frei exponierte Seite der Schäre ist reingespült und birgt nur in geschützten Klüften und Spalten loses Material; die dem Festlande zugewandte Ostseite (Fig. 7 A) nehmen dagegen innerhalb des zentralen Diabasgebiets ein Blockfeld und ein bedeutender Ufersteinwall ein, der sich nordwärts auf das nördliche Grundgebirgsgebiet hinaus erstreckt und nach Südosten hin in ein kleines bewachsenes Gebiet übergeht, das seinerseits sich in einer schildförmig gewölbten Sandbank fortsetzt.

Das nördliche Grundgebirgsgebiet ist gleich dem südlichen aus einem Gestein aufgebaut, das von SUNDIUS mit Vorbehalt als Gneis charakterisiert wird. Es besteht aus rot pigmentierten Mikroklin und Quarz in gleichem Verhältnis sowie Plagioklas (fast reinem Albit) in etwas geringerer Menge. Die dunklen Mineralien sind repräsentiert durch einen chloritisch umgewandelten Biotit, ausserdem durch stark leukoxenumgewandelten Titanmagnetit und Zirkon; neugebildeter Epidot kommt in vereinzelt Körnern vor. Der grösste Teil der Mineralien ist in ziemlich hornfelsartigen Aggregaten von kleiner Korngrösse ausgebildet. Der Quarz und teilweise auch der Feldspat kommt dagegen meistens in grösseren, stark verzahnten Individuen vor. Die Mineralien sind frisch mit Ausnahme des Biotits und des Plagioklases, der stellenweise eine schwache Dekomponierung durch neugebildeten hellen Glimmer aufweist. — Das Gestein dürfte sehr widerstandskräftig gegen Porositätsverwitterung sein, zeigt aber eine bedeutende mechanische Verwitterung, indem es von einer grossen Anzahl markierter Einzelspalten im System N—S (mit kleineren Abweichungen) und von dem etwas weniger reichlich ausgebildeten System W—O durchsetzt ist. Ausserdem kommt Bankung mit 20° Fallen in NW vor.

An gewissen kleinen Stellen ist die glaziale Oberfläche noch erhalten, obwohl alle glaziale Schrammung verwischt ist. Trotzdem dürfte man in den meisten Fällen ziemlich sicher entscheiden können, ob man es mit der narbigen Glazialoberfläche oder mit einer Bruchfläche zu tun hat.

Das Gneisgebiet auf Vinga Skär wird durch Polyederverwitterung rasch zersplittert. Der Prozess stimmt mit dem vorher beschriebenen überein, doch mit dem Unterschied, dass die Polyeder infolge der weiter auseinander liegenden Einzelspalten bedeutend grösser sind und damit auch die abgesprengten Bruchstücke.

Die Topographie des nördlichen Gneisgebiets bot einige Zeit, nachdem es sich in spätglazialer Zeit über den Wasserspiegel erhoben hatte, vermutlich das Bild dar, wie es die schematische Fig. 8 A zeigt. Die grossen, ebenen Bankungsoberflächen waren durch die eben eröffneten Einzelspalten in ein

System Parallelogramme aufgeteilt. Während der fortgesetzten Verwitterung wurden die Spalten mehr und mehr geöffnet, so dass mehr oder weniger freistehende Polyeder von parallelepipedischer Grundform gebildet wurden. Die kleineren dieser Polyeder wurden bald nach der Absonderungsebene abgesprengt, während die grösseren mehr Widerstandskraft besaßen und die glaziale Oberfläche beibehielten. Einen derartigen Fall illustriert Fig. 8 B, die direkt

nach der Natur gezeichnet ist. Von zwei freistehenden Polyedern, die durch markierte Spaltenflächen begrenzt sind, ist das grössere noch nicht abgeschlagen, während das kleinere eine unregelmässige Bruchfläche ein paar Dezimeter unter der glazialen Oberfläche des anderen zeigt. Fig. 8 C illustriert einen komplizierteren Fall, wo eine Gruppe Polyeder auf verschiedene Niveaus unter der obersten glazialen Oberfläche abgesprengt sind.

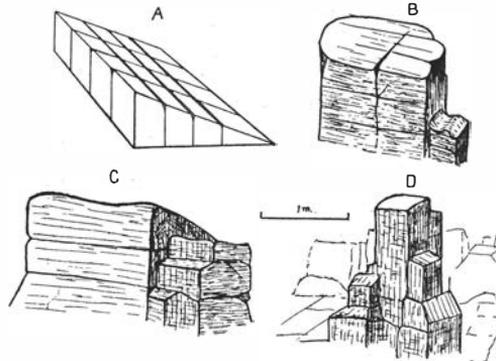


Fig. 8. Polyederkomplex auf dem Gneisgebiet von Norra Vinga Skär.

Da das ganze nördliche Gneisgebiet verschiedene Stadien dieser Verwitterung zeigt, so wird die Topographie im Detail äusserst unregelmässig.

Auf dem südlichen Gneisgebiet sind die Spaltensysteme etwas unregelmässiger als auf dem nördlichen Gebiet. Die grössten Einzelspalten und Spaltenzüge verlaufen in der Richtung N—S und NNO—SSW, die kleineren in W—O und WNW—OSO. Die Verwitterung ist ganz von derselben Art wie die auf dem nördlichen Gebiet, nur mit dem Unterschied, dass viele Spalten zu bedeutenderer Breite aufgesprengt (Fig. 7 B im Vordergrund) und mehrere Spaltenzüge zu wirklichen Klüfte ausgewittert sind, so dass sehr grosse Polyeder isoliert worden sind. Diese sind dann auf verschiedene Niveaus abgesprengt worden, so dass zwischen den Hauptspaltenlinien zusammengesetzte Komplexe von prismatischen Polyedern gebildet worden sind (Fig. 8 D). Die Verwitterung ist auch auf dem südlichen Gebiet kräftiger gewesen und ist in ihren Wirkungen weiter gelangt, so dass die glaziale Oberfläche nur noch in kleinen Resten ganz oben auf den grössten Blöcken erhalten ist, wie das z. B. auf dem hohen Parallelepipedon, Fig. 8 D, der Fall ist. Infolgedessen bietet das Gebiet ein äusserst zerbrochenes Aussehen dar (Fig. 7 B), weit verschieden von dem, das das schwedische Grundgebirgsterrain im allgemeinen zeigt.

Das zentrale Diabasgebiet erhebt sich, wie gesagt, über das Grundgebirgsterrain als eine steil begrenzte Bastion. Das Gestein ist der gewöhnliche Kongadiabas, der in den Gneis als ein breiter Gang oder ein kleinerer Lakkolith injiziert worden ist. Auf den Seiten finden sich eine geringe Anzahl kleiner Apophysengänge, die sich bald mit schmalen Spitzen in

dem Gneis verlieren. Der Diabas ist reich durchsetzt von kleinen Spalten mit der Hauptrichtung N--S. Die Verwitterung ist daher gross und geschieht der Hauptsache nach in derselben Weise wie innerhalb der Gneisgebiete. Da indessen Bankung und Schiefrigkeit fehlen, ist die aus Bruchflächen zusammengesetzte Topographie bedeutend unregelmässiger und bietet ein anderes Aussehen als innerhalb der Grundgebirgsgebiete dar.

Das südliche Diabasgebiet unterscheidet sich recht bedeutend von dem zentralen. Das Gestein ist zwar dasselbe, aber auf dem südlichen Gebiet kommt ausser dem Spaltensystem N—S mit 90° Fallen noch ein anderes ausgeprägtes System mit 20—25° Fallen in Osten vor. Infolgedessen sind scharfe Rücken mit nord-südlicher Längsausdehnung, steiler Westseite und aus ebenen Spaltenflächen, mit Fallen 20—25°, zusammengesetzter Ostseite gebildet worden. Auf der Schmalseite dieser Rücken zerbricht der Diabas in unregelmässige Stücke mit muscheligem Bruch.

Aus der oben gegebenen Beschreibung geht hervor, dass wir auf Vinga Skär deutliche Beispiele dafür besitzen, dass verschiedene Gesteine und Gesteinsgebiete individuelle Verschiedenheiten bezüglich der Verwitterungsweise und der dadurch entstandenen Topographie darbieten. Jedes Gestein verwittert auf seine besondere Weise und erhält dadurch seine spezielle Formausbildung, und ein Gebiet wird nach einer anderen Methode als ein anderes, von demselben Gestein aufgebautes, zersplittert, wenn nur Spaltensystem und Bankung etwas verschieden sind. Auf diese Weise macht sich jede Verschiedenheit in petrographischer Zusammensetzung und geologischer Ausbildung in der äusseren Topographie geltend.

Der grosse Diabasgang auf der Westseite der Schäre erscheint in der Form eines schmalen, scharf markierten Rückens, auf den Seiten umgeben von kleinen, aber recht tiefen Depressionen oder Gräben. Diese zeigen auf dem Boden einen äusserst zersplitterten Gesteinsgrund, der auf eine intensive Polyederverwitterung hindeutet. In derselben Weise kommen Vertiefungen auf der Grenze zwischen dem zentralen Diabasgebiet und den beiden Gneisterrains vor. Ich erblicke in diesen Verhältnissen Beispiele für die oben erwähnte Regel, dass die Verwitterung besonders gross an dem Kontakt zwischen verschiedenen Gesteinen ist, vor allem wenn das eine intrusiv ist und eine von dem Spaltensystem der Umgebung abweichende Begrenzung besitzt (siehe weiter S. 343).

Die Ufersteinwälle auf der Ostseite erreichen eine Höhe von 12—14 m ü. d. M., d. h. ungefähr das Niveau des postglazialen Grenzwalls in der Gegend. Sie sind im Norden an der Grenze des Grundgebirgsgebiets zusammengesetzt aus 80 % Gneis, 10 % kambrischem Sandstein und 5 % Diabas; innerhalb der Mittelpartie des Diabasgebiets sind die Prozentsätze 60 für den Gneis, 10 für den Sandstein und 30 für den Diabas. Ganz im Süden ist der Diabas auf 50—70 % angestiegen. Aus diesen Zahlen geht hervor, dass das Material hauptsächlich aus dem nördlichen Gneisgebiet herkommt. Infolge der Schiefrigkeit des Gneises und der dadurch beding-

ten Sprödigkeit sind die Gneissteine nicht wohlgerundet, was dagegen bei dem mehr homogenen Diabas und dem Sandstein der Fall ist.

Das Sandfeld und die Sandbank auf der Ostseite der Lagune besteht aus Material, das wahrscheinlich zu grossem Teile von der nördlichen Schäre her stammt und die feinsten Verwitterungsprodukte darstellt, die durch Wellen und Strömungen in den geschüttesten Teil hineingeführt worden sind. Die Sandpartien können darum als »Distalpartie« des Ufersteinwalles betrachtet werden.

Es ist schwierig, sich ein Urteil darüber zu bilden, innerhalb welches Gebietes auf Vinga Skär die Verwitterung jetzt am grössten ist, und wo sie während postglazialer Zeit am meisten gewirkt hat. Auf dem Gneisterrain ist ja die glaziale Skulptur zersplittert und aufgebrochen, so dass die glaziale Oberfläche nur noch in kleinen Resten an zerstreuten Stellen vorhanden ist. Innerhalb der Diabasgebiete ist die glaziale Oberfläche auch zum grössten Teil verwischt (südlich von der Zentralpartie teilweise infolge Dynamitsprengungen) und auch ein vorher etwa vorkommender Unterschied zwischen der nördlichen Stosseite und der südlichen Leeseite aufgehoben. Die Zusammensetzung des östlichen Ufersteinwalls scheint für eine grössere Verwitterung auf den Gneisgebieten als auf den Diabasgebieten zu sprechen. Ein sicheres Urteil betreffs des gesamten Verwitterungsbetrages dürfte man jedoch auf Grund dieser Verhältnisse nicht aussprechen können. Zug Beleuchtung der Frage kann jedoch darauf hingewiesen werden, dass am Kullen alle Kongadiabasgänge stärker verwittert sind als das umgebende Gneisterrain und demnach im Verhältnis zu diesem Klüfte und Rinnen bilden. Die Ursache dafür, dass der Gegensatz auf Vinga Skär, besonders betreffs der zentralen Partie, herrscht, kann möglicherweise darin gesucht werden, dass diese Partie während der Glazialzeit aus dem Gneis zu einer so bedeutenden Höhe herauspräpariert oder herausgeschält worden ist, dass die Verwitterung noch nicht die Höhenunterschiede hat ausgleichen können, wiewohl sie kräftiger auf den Diabas als auf den Gneis gewirkt hat. Wenn auch nicht das zentrale Diabasgebiet vollständig durch die Eiserosion herauspräpariert worden ist, so habe ich doch die bestimmte Auffassung, dass es während der Eiszeit in hohem Grade schärfer ausgebildet und zu grossem Teil aus dem Gneis freigelegt worden ist. Alles spricht nämlich dafür, dass die Eiserosion grösser auf dem spaltenreichen, gebankten Gneisterrain gewesen ist als auf dem Gebiete des mehr kompakten und homogenen Diabases. Denken wir uns, dass ein Inlandeis jetzt über das Gebiet hingehe, so würden innerhalb der Gneisgebiete sehr bald alle emporstehenden Polyeder weggefegt werden; sodann würde mit dem höchsten Grade von Wahrscheinlichkeit der Gesteinsgrund bis zu der Tiefe, bis zu welcher die geöffneten Spalten hinabgehen, d. h. bis auf 3—5 m unter dem Niveau der jetzt noch vorhandenen Reste der Glazialoberfläche, schnell aufgebrochen werden. Kommt während der Inlandeiszeit ein Wechsel zwischen Frost und Auftauen vor, was anzunehmen ist, so würde die Zerblöckung des Gneisterrains, obwohl bedeutend langsamer, doch fortfahren.

Auf dem Diabasegebiet würde das Eis, nachdem die Oberfläche, die jetzt nur auf eine unbedeutende Tiefe zersplittert ist, reingefegt worden, die übriggebliebene homogene und mehr spaltenarme Gesteinsmasse mountonieren und danach über diese ohne nennenswerte Erosion hinweggleiten.

In der obigen Beschreibung habe ich eine Übersicht über die innerhalb des Grundgebirgsgebiets des nordwestlichen Schonen gewöhnlichst vorkommenden Verwitterungsweisen geliefert und gleichzeitig damit zu zeigen versucht, wie die Verwitterung — bedingt durch die Frakturen des Gesteinsbodens — die glaziale Oberfläche aufbricht, die glaziale Skulptur zersplittert und den verschiedenen Gebieten eine individuelle, postglaziale Topographie verleiht. Wir gehen nun zur Behandlung der Gebiete über, wo die Verwitterung intim mit der Tätigkeit der Wellen zur sog. Abrasion verbunden ist. Die Bedeutung der Frakturen des Gesteinsgrundes kommt dort ebenso deutlich bezüglich der dominierenden Formen des Strandgebiets zum Ausdruck wie auf Väderön in der Detailtopographie. — Die Strandzone des Kullen befindet sich im ersten Stadium des marinen Zyklus, Hofs Hallar in einem weiter vorgeschrittenen; wir wenden uns daher zunächst der Beschreibung des Kullen zu.

KAP. II.

Der Kullen.

Allgemeine Einleitung.

Es ist aus mehreren Gesichtspunkten zweckmässig, zwischen der *Strandzone* und dem *Küstengürtel* zu unterscheiden. Die Strandzone ist, wie ich sie früher (I) definiert habe, das Gebiet, innerhalb dessen die Wellen und die Brandung sich gegenwärtig geltend machen. An vielen Stellen ist indessen eine Strandzone oder eine Reihe solcher gehoben und dem Bereich der Wellen entzogen worden. Da diese Zonen in ihrer neuen Lage ihre charakteristische Strandtopographie behalten, so entsteht ein grösserer oder kleinerer Küstengürtel, gekennzeichnet durch die typischen Formen des marinen oder, wie ich ihn lieber nennen will, des litoralen Zyklus.

Die Begrenzung der Strandzone in horizontaler Richtung ist in der Praxis schwer festzustellen, auch wenn man der obigen Definition gemäss sie so bestimmt, dass sie nach dem Meere hinaus und ins Land hinein durch Linien gegeben ist, ausserhalb welcher die Wellenbewegung sich nicht geltend macht. Die Schwierigkeit in der Feststellung der Grenzen beruht nicht nur darauf, dass es schwer ist zu entscheiden, wo Wellen und Brandung direkt oder indirekt aufhören, morphologisch wirksam zu sein, sondern auch auf dem Umstande, dass die morphologische Arbeit innerhalb der Strandzone nicht nur von der Wellenbewegung, sondern auch

von anderen Kräften ausgeführt wird. Die Tätigkeit des mehr oder weniger komplizierten Komplexes von Denudationsprozessen, die innerhalb der Strandzone wirken, geht unter dem Namen *Abrasion*.

Trotz der grossen Bedeutung, die die Abrasion für die Entwicklung der Topographie der Erdrinde hat, ist unsere Kenntnis von den Abrasionsprozessen selbst noch mangelhaft. In der Litteratur kommen zwar mehrere Beschreibungen von aus festen Gestein aufgebauten Küstengebieten vor, aber wenige eingehende Detailuntersuchungen über ihre charakteristischen Formen und die Bildungsweisen dieser letzteren. Um eine genaue Kenntnis von der Morphologie der Strandzone und des Küstengürtels zu erhalten und um überhaupt berechtigt zu sein, den Begriff Abrasion anzuwenden, muss man — gemäss meinen früher (2) ausgesprochenen Ansichten über Ziel und Mittel der Geomorphologie — zuerst im Detail die Abrasionsprozesse analysieren und ihre Tätigkeit verfolgen und danach die Formen untersuchen, welche entstehen.

Wie eben erwähnt wurde, ist die Wellenbewegung nicht allein herrschend innerhalb der Strandzone; Verwitterung kommt stets in grösserer oder geringerer Ausdehnung vor und geht als ein sehr wichtiges Glied in die Abrasion ein. A. GEIKIE z. B. betont dies klar durch folgenden Ausspruch (II, S. 448): »But were it not for the potent influence of sub-aerial decay, the process of the sea would be comparatively feeble«. Was die Grundgebirgsküste des nordwestlichen Schonen betrifft, so will ich bezüglich des Abbaus des Gesteinsgrundes in der Bewertung der Bedeutung der mechanischen Verwitterung einen Schritt weiter gehen und die Tätigkeit des Meeres ganz der mechanischen Verwitterung unterordnen. Was aber die Rolle der Verwitterung bei dem Abrasionsprozess in seiner Gesamtheit anbelangt, so ist es indessen nicht richtig, sie mit der Wellenbewegung zu vergleichen, da die beiden Prozesse verschiedene Funktionen besitzen. *Die mechanische Verwitterung ist der wichtigste Faktor bezüglich des Abbaus des Gesteinsbodens; die Wellenbewegung wirkt hauptsächlich durch ihre transportierende Tätigkeit.* Die Wellenbewegung spielt an Küsten, die nicht der gewaltsamen Brandung der Ozeane ganz offen ausgesetzt sind, der Hauptsache nach die Rolle einer Art von Abfuhramt, das die losen Verwitterungsprodukte wegschafft und dadurch ständig den Gesteinsgrund entblösst hält.

Die direkte Denudationstätigkeit der Wellenbewegung geschieht nach A. GEIKIE auf folgende sechs verschiedene Weisen: 1) durch die Schlagkraft der Brandung, 2) durch Verdichtung und Verdünnung von Luft in Klüften und Spalten, 3) durch den hydraulischen Druck der Wassermasse der Brandung in Klüften und anderen Höhlungen, 4) durch Abnutzung mittelst loser Steine (Ufersteine), 5) durch Transport infolge der Wellen und Strömungen von Flut und Ebbe sowie 6) durch Erosion und Transport durch schwimmendes Eis. Die vier ersten Weisen wirken direkt denudierend; die zwei letzteren hauptsächlich transportierend. In der ersten Gruppe ist wohl die Abnutzung durch lose Steine die wichtigste

und die, woran man bezüglich der Denudationstätigkeit der Wellen zunächst denkt. PLAYFAIR bezeichnet auch die Ufersteine als die Artillerie des Strandes. Damit diese Denudationsweise grössere Bedeutung besitzen soll, ist es jedoch erforderlich, dass der Strand von nicht zu harten Gesteinen aufgebaut ist. An den Grundgebirgsküsten Schwedens kommt Abnutzung vor, aber so wenig, dass man ihr keine grössere Bedeutung für die Entwicklung des marinen Zyklus beimessen kann. Innerhalb dieser Gebiete besteht die wichtigste Tätigkeit des Meeres, wie oben erwähnt wurde, in dem Transport oder der Wegschaffung der Verwitterungsprodukte. Hierbei haben jedoch weder Flut und Ebbe und ihre Strömungen noch das Eis grössere Bedeutung. Der Transport geschieht vor allem durch das Reinspülen der Verwitterungsgebiete seitens der Wellen und der Brandung.

In Anbetracht der komplizierten Natur der Abrasion bedarf es einer näheren Präzisierung ihres Begriffs sowie einer Sonderung und Benennung der verschiedenen Prozesse, die in die Abrasion eingehen. Im folgenden werde ich demnach den Ausdruck *Abrasion* als Kollektivbegriff für alle die Prozesse verwenden, die direkt oder indirekt in Zusammenhang mit Wellenbewegung stehen und die Strandzone denudieren. Die direkte Mitwirkung der Wellenbewegung dabei durch Schlag, hydraulischen Druck und Ufersteinabnutzung bezeichne ich als *direkte Denudationstätigkeit der Wellen*. Die *Verwitterung* geht in allem wesentlichen in derselben Weise innerhalb wie oberhalb der Strandzone vor sich; da sie jedoch innerhalb der genannten Zone unter dem Einfluss und in Zusammenhang mit der Wellenbewegung steht, so könnte man möglicherweise von *litoraler Verwitterung* im Unterschied von vollständig subaerialer Verwitterung sprechen. Das Basisniveau der Verwitterung ist der Normalwasserspiegel. Die direkte Denudationstätigkeit der Wellen kann, wie bekannt, sich jedoch mehr oder weniger tief unter den Wasserspiegel hinab erstrecken.

Für den Abrasionsprozess haben die Lagerungsverhältnisse des Gesteinsgrundes grosse Bedeutung. Jede Schichtfuge ist eine Schwächezone, längs welcher die Abrasion leichter und racher als in dem homogenen Gestein geschieht. Hierbei spielt auch das Fallen der Schichten eine grosse Rolle. In Übereinstimmung mit dem, was oben betreffs des Verhaltens der mechanischen Verwitterung zur Bankung gesagt worden ist, gilt nämlich als allgemeine Regel, dass die Abrasion grösser an den Schichtenköpfen als an den Schichtenflächen ist, d. h. dass sie grösser an Stellen, wo die Schichten einfallen, als wo sie nach dem Wasserspiegel ausfallen, ist.

Ebenso grosse oder noch grössere Bedeutung für die Abrasion besitzen die Spaltenbildungen. Schon DAUBRÉE (7) betont den orientierenden Einfluss der Spalten auf die Abrasion und führt Beispiele hierfür an. Nach DAUBRÉE haben die meisten Geographen und Geologen dieser Tatsache Beachtung geschenkt, obwohl sie sich meistens damit begnügt haben, ihrer in allgemeinen Worten Erwähnung zu tun, ohne auf eine

nähere Analyse einzugehen oder genauere Illustrationen zu ihren Bemerkungen zu liefern.

Im folgenden will ich versuchen über die Prinzipien zu berichten, denen die Abrasion am Kullen folgt, d. h. über die morphologischen Kräfte, die dort vorkommen, die Faktoren, welche die Arbeit orientieren, und die Formen, die dabei entstehen. Mangels genauerer Karten, und da es auf sehr grosse Schwierigkeiten stösst, solche zu beschaffen, wird das Illustrationsmaterial aus Photographien und Zeichnungen bestehen.

Die geologische Struktur des Kullen und die initialen Formen der Strandzone.

Oben ist bereits erwähnt worden, dass der Kullen ein Verwerfungsblock ist, begrenzt von Dislokationen, die auf der Südseite während der Zeit zwischen dem Silur und dem Keuper, auf der Nordseite hauptsächlich während der Tertiärzeit vor sich gegangen sind. Die Gesteine des Kullen hat A. HENNIG (12) einer genauen Analyse unterzogen. Seit der Zeit, wo seine Untersuchungen ausgeführt wurden, hat indessen die allgemeine Auffassung von der Entstehungsweise der kristallinen Gesteine in vielen Beziehungen eine Veränderung erfahren, und ebenso auch die Namen und Termini der Gesteine. Daher sind die Stufen, die ich vom Kullen genommen, gleich denen von Väderön her von Privatdozent Dr. N. SUNDIUS untersucht und kurz charakterisiert worden, wodurch Einheitlichkeit erreicht worden ist. Betreffs der Mineralogie und Chemie der Gesteine sei auf HENNIG's ausführliche Arbeit verwiesen.

Das dominierende Gestein auf dem Kullen ist ein hellroter Gneis, der im grossen und ganzen mit dem auf Väderön übereinstimmt. Eine Probe dieses Gesteins aus dem Gebiet zwischen Ablahamn und Visitgrottan zeigt Quarz, Plagioklas (fast reiner Albit) und Mikroklin in fast gleicher Proportion. In untergeordneter Menge kommt Biotit in kleinen tafelförmigen und stark chloritumgewandelten Körnern vor, ausserdem vereinzelte Körner von Magnetit, Apatit, Zirkon und stark glimmerumgewandelter Granat. Das Gestein ist nicht völlig frisch, was darauf beruht, dass der Plagioklas recht reichlich kleine Interpositionen von Muskovit und Perthit aufweist. Die Struktur ist granoblastisch, die Begrenzungen des Minerals sind verzahnt; die Korngrösse wechselt. — Eine Gneisprobe aus dem Gebiet zwischen Mölle und Ransvik zeigt schwach undulösen Quarz, perthitischen Mikroklin und Plagioklas in ungefähr gleicher Proportion. Ausserdem kommt olivgrüne Hornblende in recht bedeutender Menge vor. Die akzessorischen Mineralien sind dieselben wie in der vorigen Probe, ebenso die Struktur. Das Gestein ist frisch mit Ausnahme der Chloritumwandlung des Biotits. — Der eben beschriebene Gneis dürfte eine sehr unbedeutende Porositätsverwitterung besitzen. Eine chemische Verwitte-

rung von nennenswerter Bedeutung ist gleichfalls an keiner Stelle beobachtet worden.

Die Bankung des Gneises tritt mit sehr verschiedener Schärfe hervor; an manchen Stellen ist sie so deutlich, dass sie der Topographie vollständig ihr Gepräge aufdrückt, an anderen Stellen ist sie kaum wahrnehmbar. Sie scheint regelmässig in der Richtung N—S zu streichen und zeigt meistens ein Fallen nach W. zu, obwohl in Ausnahmefällen auch andere Richtungen vorkommen. Der Fallwinkel ist sehr verschieden und variiert zwischen 5° und 55° .

In dem Gneis kommen Stöcke, Gänge und grössere Massen von Amphibolit vor. Eine Probe aus der Gegend gleich westlich von Visitgrottan zeigt Plagioklas (Labrador, invers zonar gebaut), dessen Menge ebenso gross ist wie die der übrigen Mineralien zusammen; der Pyroxen besteht teils aus monoklinem, schwach hellgrünem Diopsid, teils aus Hypersthen; ausserdem kommen stark bräunliche Hornblende, Granat sowie Biotit vor; die akzessorischen Bestandteile sind Magnetit, Apatit und vereinzelte Pyritkörner. Alle Mineralien sind frisch. Die Struktur ist granoblastisch und durch die wechselnde Grösse der dunklen Mineralien und ihre oft verzahnten Begrenzungen charakterisiert. Dagegen besitzt der Feldspat, wo er homogen ist, pflasterartige Ausbildung. Im Gegensatz zum Gneis verwittert der Amphibolit in seine mineralogischen Bestandteile (siehe weiter S. 349).

An mehreren Stellen bilden der Gneis und der Amphibolit eine heterogene Masse, indem Stöcke von verschiedener Grösse und Form sowie unregelmässige Gänge des letzteren Gesteins den Gneis in allen Richtungen durchsetzen. Die grösseren Amphibolitmächtigkeiten sind entweder ziemlich scharf gegen den Gneis abgegrenzt oder mit einer breiteren oder schmäleren Grenzzone versehen, in welcher die beiden Gesteine wechseln. Wie später gezeigt werden wird, besitzen die Amphiboliteinlagerungen wie auch ihre verschiedenen Grenzverhältnisse zum Gneis recht grosse Bedeutung für die Abrasion.

Die Gneis- und die Amphibolitgesteine können als die primären Bestandteile des Kullen betrachtet werden. Die zahlreichen Disbasgänge, die Breccien und der grösste Teil der Spaltenbildungen sind sekundär und stehen in mehr oder weniger intemem Zusammenhang mit der Dislokation.

Die Diabasgänge, die sehr grosse Bedeutung für die Abrasion haben, sind wahrscheinlich während der Dislokationen emporgepresst. Die mächtigsten Gänge streichen auch ungefähr parallel mit dem nördlichen und dem südlichen Verwerfungsabhänge des Kullen. Der grösste zieht sich am Barakullen nördlich von Mölle hin und setzt sich nach SO hin in einem Tal fort (siehe Fig. 9), das eine Reihe schmaler, langgestreckter Teiche und Sümpfe enthält; fester Diabas tritt zwar in diesem Tal nicht zutage, dagegen kommen aber so zahlreiche Blöcke vor, dass HENNIG'S Ansicht von dem Tal als einer ausgewitterten Fortsetzung des obenerwähnten Diabasganges sehr plausibel ist. Ob zerstreute Gänge noch weiter nach

SO gleichwie nach NO hin bei den Leuchtturm zu demselben grossen Gange zu rechnen sind, ist dagegen unsicher. Von kleineren Gängen scheinen die meisten neben den Verwerfungsabhängen vorzukommen, wo sie jedoch kein ausgesprochenes Streichen in WNW—OSO zeigen; alle Richtungen und alle Neigungen kommen vor von vertikalem Stehen bis zu horizontalem Liegen. Viele Gänge sind auch in vertikaler Richtung verworfen und in horizontaler verschoben, was darauf hinweist, dass grössere und geringere Dislokationen auch, nach dem sie injiziert worden, vorgekommen sind. Dies ist besonders deutlich innerhalb des Gebiets zwischen Näsan und Kullalå. Die meisten Gänge bestehen aus dem in Schonen allgemein vorkommenden Kongadiabas mit nur unbedeutend wechselnder petrographischer Zusammensetzung. In einem und demselben Gange ändert sich jedoch, wie das die Regel ist, das Korn des Gesteins so, dass dieses in der Mitte mittelkörnig, nach den Seiten zu dagegen mehr feinkörnig oder sogar ganz dicht mit basaltähnlichem Bruch ist.

Von einer anderen petrographischen Zusammensetzung als die gewöhnlichen Kongadiabasgänge ist der breite Gang von olivinführendem Diabasporphyrit, der die Tånga Hallar gleich westlich von Arild bildet. Eine Sonderstellung in petrographischer Hinsicht nehmen auch die drei Gänge von »Kullait« ein, welches Gestein TÖRNEBOHM (20) und HENNIG (12) von dem Gange gleich östlich von Ablahamn her genau beschrieben haben.

In unmittelbarem Zusammenhang mit den Verwerfungen wurden Breccien gebildet. Gegenwärtig haben sie keine grössere Bedeutung für die Denudation, da sie nicht zahlreich oder nennenswert mächtig sind. Zu betonen ist auch, dass es oft nicht die Breccien selbst sind, welche Schwächezonen bilden, sondern die Spaltenzonen, die stets bei Dislokationen um die Breccien herum gebildet werden. Die Breccien können durch Zementierung ebenso hart und widerstandskräftig wie das ungebrochene Gestein sein, was auch an ein paar Stellen am Kullen der Fall zu sein scheint. Für die Auffassung von den Verwerfungen des Kullen haben sie indessen Interesse. HENNIG hat Breccie an der Westwand des Kullalå sowie an der Landstrasse zwischen Barakullen und Kulla gefunden. An der letzteren Stelle besteht die Breccie aus zermahlenden, nicht zusammenhängenden Bruchstücken von Monzonit und einem schwarzem Schiefer von unzweifelhaft silurischem Alter. Die mächtigste Breccie findet sich indessen auf Skarvenås, wo sie eine Breite von ein paar Metern erreicht und auf den Seiten von Quetschzonen und Spaltenzügen umgeben ist. Ausserdem habe ich eine weniger mächtige Breccie in einer Kluft westlich der Visitgrottan ungefähr 50 m innerhalb des Verwerfungsabhanges, ein schmales Breccienband im Innern der oberen Josefinelustgrottan (siehe weiter S. 347) und einen meterbreiten Gang von stark zerbrochenen, fest zementierten Gneisbruchstücken am Strande östlich von Ransvik angetroffen.

Diese zerstreuten Funde von Breccie in verschiedenen Abständen von

den Verwerfungsabhängen zeigen, dass die Dislokationen längs mehreren verschiedenen Linien vor sich gegangen sind, von denen einige nun *innerhalb des von den Abhängen begrenzten Verwerfungsblockes* liegen. Das Kullagebiet war offenbar in eine Anzahl Blöcke aufgeteilt, die sich gegen einander verschoben. Die gegenwärtigen Verwerfungsabhänge stellen nur die Zone der grössten oder einseitigsten Bewegungen dar. Ein paar von den Breccien zeigen auch verschiedene Generationen, wie HÖGBOM sie nennt, d. h. die Bruchstücke sind zu wiederholten Malen zerbrochen und nach jedem Mal wieder zusammengekittet worden, auf diese Weise zeigend, wie die Dislokationen in mehreren Absätzen, durch ruhige Perioden von einander getrennt, vor sich gegangen sind.

Wichtiger für die postglaziale Denudation als alle eben erwähnten Bildungen sind jedoch die Spaltensysteme. Es ist schwierig, sich ein bestimmtes Urteil darüber zu bilden, wie und wann die Spaltensysteme zur Ausbildung kamen; wahrscheinlich aber ist es doch, dass sie ihre endgültige Ausbildung während der Dislokationsperioden durch die damals entstandenen Spannungen in der Gesteinsmasse erhielten. Das hervortretendste und auf der Nordseite fast ganz dominierende Spaltensystem verläuft in der Richtung N 40° W mit kleineren Abweichungen an einzelnen Stellen; das Fallen ist im allgemeinen 70°—90°. Reich vertreten ist auch das System N 10°—30° O; dieses weist jedoch seiner Richtung nach grössere Verschiedenheiten auf, so dass es stellenweise in der Richtung N 50° und gar bis zu 75° O verlaufen kann. Dazu kommt, wie oben erwähnt, die Bankung des Gneises, die an gewissen Stellen so markiert ist, dass sie über die Spalten dominiert.

Die oben erwähnten Spaltensysteme sind die allgemeinst vorkommenden und diejenigen, welche am deutlichsten innerhalb des grössten Teils des Küstengürtels des Kullen hervortreten. Bei näherer Prüfung des Gesteinsgrundes wird man indessen eine gewisse Verschiedenheit zwischen dem Nordabhang, dem Südabhang und der äussersten Spitze der sog. Näsan finden. Auf dem Nordabhang dominiert, wie soeben erwähnt wurde, das System N 40° W. Auf dem Südstrande kommt dieses System gleichfalls vor, aber nicht so markiert; die Bankung gewinnt an vielen Stellen hier die Oberhand, und Einzelspalten sowie Gruppen von Spaltenlinien in anderen Richtungen kommen zahlreich vor. Auf Näsan ist der Gesteinsgrund am reichsten durchsetzt und am stärksten zerfetzt durch Spalten, die verschiedenen Systemen angehören, von denen das eine an einer Stelle, das andere an einer anderen dominiert. Wahrscheinlich stehen diese Verschiedenheiten, die deutlichen Einfluss auf die Abrasion ausüben, mit den verschiedenen Verwerfungsperioden in Zusammenhang. Der Südabhang soll ja bedeutend früher als der Nordabhang gebildet werden sein, weshalb die Spaltenbildungen unter verschieden geologischen Verhältnissen entstanden sein und sich verschiedenen zu den gegenwärtigen Abhängen verhalten können. Was Näsan betrifft, so liegt sie in der Winkelspitze zwischen den beiden Verwerfungsabhängen und wird daher von den Spalten-

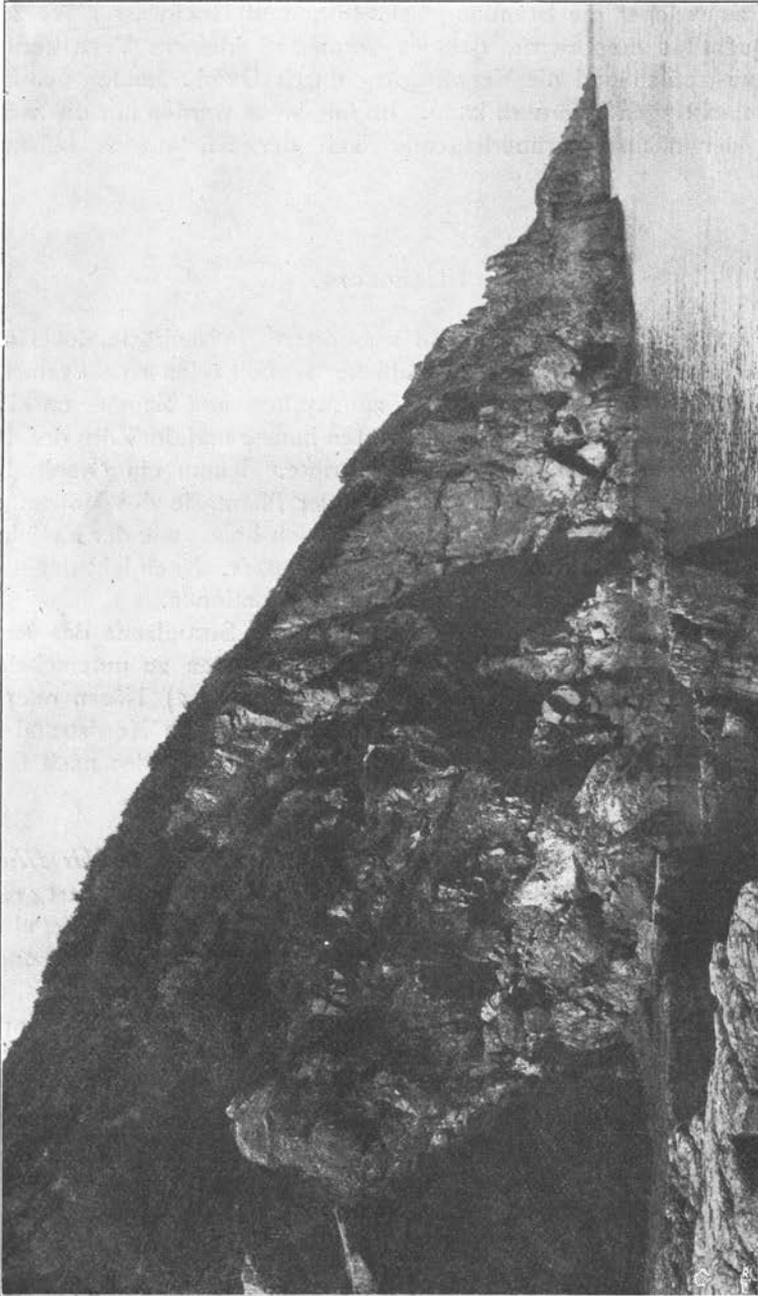
systemen beider Dislokationsperioden überquert; daher ihr Reichtum an Spalten in verschiedenen Richtungen.

Die eben geschilderten Bildungen stellen die geologischen Faktoren dar, die primäre Bedeutung für die morphologische Entwicklung besitzen, und die man daher notwendigerweise kennen lernen muss, um die Natur und Bildungsweise der Landformen recht zu verstehen.

Was die initialen Formen des Küstengürtels, d. h. die Topographie zu Beginn des jetzt herrschenden Zyklus betrifft, so habe ich in Kap. I eine allgemeine Übersicht über die Hauptzüge der Konfiguration des Kullen geliefert. Ich betonte dort, dass die beiden Seiten des Kullen — vor allem aber die nördliche — steil sind, und dass sie bezüglich ihrer Stellung in dem geographischen Zyklus als dem ersten Jugendstadium zugehörig betrachtet werden müssen. Die beiden Abhänge werden indessen von Quertälern geschnitten, deren man mindestens vier unterscheiden kann. Dem Leuchtturm zunächst liegt das Kullalå—Åkersbergstal (siehe Fig. 9); darauf folgen in der Reihenfolge nach O: das Ablahamn—Kulla—Ransviktal, das Josefinelusttal und das Håkullmaltal. Diese Täler sind die einzigen Stellen, an denen man ohne grössere Schwierigkeit zum Strande hinabgelangen kann. Sie sind scharf in der Topographie markiert und fallen, wie oben erwähnt, steiler nach N als nach S ab. Da sie in keiner nennenswerten Weise in postglazialer Zeit umgewandelt zu sein scheinen, haben sie den initialen Formen des Küstengürtels angehört. Zwischen den Tälern liegt der Bergabhang der Hauptsache nach noch ungeteilt, auf der Nordseite jedoch innerhalb seines unteren Teils zersplittert in Schluchten, Klüfte, Landzungen und Inseln, auf der Südseite aber fast ungebrochen bis zum Wasserspiegel hinab.

Zu Beginn des jetzt herrschenden litoralen Zyklus war die Topographie noch weniger gebrochen; die von dem Inlandeise geschaffenen ebenen, runden Formen waren damals auch noch erhalten. *Die Abrasion stiess also auf einen, von geographischem Gesichtspunkt aus gesehen, äusserst unentwickelten oder jungen Abhang, der vom Inlandeise mit einer relativ ebenen oder schwach gewellten Oberfläche versehen worden war.*

Als die Wellen und die Verwitterung beim Wegschmelzen des Inlandeises Gelegenheit erhielten, dieses »jungfräuliche« Terrain anzugreifen, lag, wie oben erwähnt, das Land 60 m tiefer als jetzt. Da die Abrasion an dieser Grenzlinie für die tiefste Senkung des Landes zu wirken begann und dann fortfuhr, mehr oder weniger typische Strandformen während der fortgesetzten Niveauveränderungen auszubilden, muss man die Küstenzone von dem Kliffgrat der marinen Grenze an bis zum gegenwärtigen Wasserspiegel rechnen. Die subaeriale Strandtopographie setzt sich indessen unverändert unter den Wasserspiegel hinab fort bis zu dem Niveau, bis zu welchem das Land einmal gehoben war. Die gegenwärtige Strandzone erstreckt sich von dem Normalwasserspiegel an bis zur oberen Grenze des Wirkungsgebietes der Wellen. Auf abfallendem Ufersteinstrand besteht



Rube, Mölle, phot.

Fig. 10. Der Küstengürtel des Kullen westlich vom Djupadal.

diese Grenze aus der Linie, bis zu welcher die Brandung bei Sturm und Hochwasser hinaufspült; auf steiler abfallendem Kliff besteht sie aus der Linie, bis zu welcher die Brandung bei Sturm und Hochwasser Wasser in solcher Quantität emporwirft, dass es vermutlich kleinere Verwitterungsprodukte wegspülen und die Verwitterung durch Durchtränkung von Spalten und Schichtfugen befördern kann. Im folgenden werden nur die Strandzone und der nächst darüberliegende Teil der Küstenzone behandelt werden.

Die Strandzone.

Seit uralten Zeiten hat die wild zersplitterte Felsenküste des Kullen Staunen erweckt. Um die für das südliche Skandinavien so seltsame Natur zu erklären, griff man wie stets zu Mythen und Sagen von einem Riesen, dem Kullamann, der in den Grotten hauste und, im Zorn den Berg zertrümmernd, Felsblöcke übereinander türmte. Kaum ein Ort in Südschweden dürfte auch so umspinnen von der Phantasie des Volkes sein und einen so geheimnisvollen Schimmer um sich haben wie der Kullaberg, die Zufluchtsstätte der Riesen, Hexen und Seeräuber. Noch lebt der Kullamann in vielen Namen eigentümlicher Strandformationen.

Bei einer wissenschaftlichen Behandlung der Strandzone des Kullen ist es am zweckmässigsten, vier verschiedene Partien zu unterscheiden, nämlich 1) den Südstrand von Mölle bis Åkersberg, 2) Näsan oder die westliche Landspitze vom Åkersberg bis Kullalå, 3) den Nordstrand von Kullalå bis Håkull und 4) die Fortsetzung des Nordstrandes nach Osten hin (auf der Karte Fig. 9 bis Stensnäs reichend).

Wir behandeln zunächst den *Nordstrand von Kullalå bis Håkull*. Fig. 10 zeigt, wie die Konturlinie des nördlichen Küstengürtels fast gerade von der oberen linken Ecke des Bildes bis hinab zum Wasserspiegel verläuft. Nächst über dieser ist der Gesteinsgrund zwar gebrochen und in eine Masse Landzungen, Halbinseln und kleinere Inseln aufgelöst, ihre Kammlinie fällt aber im grossen und ganzen in die allgemeine Konturlinie des Abhanges. Ein schematisches Profil zeigt demnach das Bild wie Fig. 11 A. Im Mittelgrunde von Fig. 10 geht nicht der Abhang ungebogen bis zum Meeresspiegel hinab, sondern er ist an diesem zu einem steilen Kliff verschärft, der den zweiten Haupttypus des Küstenzoneprofils repräsentiert (Fig. 11 B).

Das Bild, das Fig. 10 zeigt, ist typisch für den ganzen Nordstrand zwischen dem Håkull und Kullalå. Ein zusammenhängendes, gerades und steiles Kliff findet sich nicht, sondern der Abhang ist nur bis zu einer gewissen Höhe über den Meeresspiegel zerklüftet und zersprengt. Nur in den Mündungen der grosse Quertäler kommen kleine Ufersteinstrände vor. Der ganze allgemeine Charakter zeigt demnach, dass *die Abrasion nur ihren*

ersten Anlauf gemacht und die äusserste Zone des Felsabhanges zersplittert hat. Da der Abhang auch nicht innerhalb grösserer Gebiete durch die Tätigkeit der Wellen untergraben ist, so können wir schon jetzt feststellen, dass die Abrasion nicht in der Weise vor sich geht — wie man es sich meistens vorstellt und wie sie an aus weniger harten und widerstandskräftigen Gesteinen aufgebauten Küsten wirklich vorkommt — dass nämlich die Wellen den Strand am Wasserspiegel unterminieren und ausnagen, und dass die überhangende Wand dann abbricht und hinabstürzt, ein hohes steiles Kliff zurücklassend, das sukzessiv landeinwärts wandert, während eine Strandterrasse vor demselben freigelegt wird. Es ist auch nicht gerechtfertigt, beim Kullen gleichwie auch bei Hofs Hallar und innerhalb des Grundgebirgsgebiets des ganzen nordwestlichen Schonen die Tätigkeit des Abrasionsprozesses als eine sägende zu bezeichnen; sie ist vielmehr eine zersplitternde, zerfetzende oder zähnelnde.

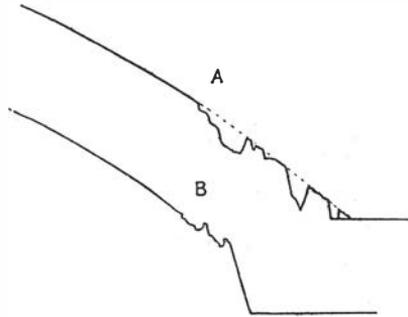


Fig. 11. Schematische Zeichnung der Küstenprofile des Nordabhanges des Kullen.

Betrachten wir genauer die Unzahl von Formen, die die Strandzone des Kullen zusammensetzen, so werden wir finden, dass fast alle von Spaltenoberflächen begrenzt werden. Der Gesteinsgrund ist gleichsam unendlich facettiert. *Die Spaltensysteme und die Bankung drücken der Konfiguration sowohl in ihrer Gesamtheit als im kleinsten Detail ihren Stempel auf.* Nur innerhalb einer geringen Anzahl sehr kleiner Gebiete begegnen uns Formen, die durch Ufersteinabnutzung gerundet sind. In diesem gewaltigen Formenkomplex, der auf den ersten Blick hin wie ein chaotisches Wirrwarr erscheint, kan man indessen bald zwei dominierende Richtungen unterscheiden, die mit der Bankung des Gneises und dem Spaltensystem $N 40^\circ W$ zusammenfallen. Die meisten Landspitzen besitzen so eine Längsausdehnung in $N-S$, wobei die Westseite aus Bankungsebenen besteht, die Ostseite aber steil und unregelmässig ist, weil sie die Bänke überquert. Die Landspitzen werden schräg von Klüften, Spalten und Kanälen überquert, die nach anderen Spaltensystemen, und zwar hauptsächlich $N 40^\circ O$, orientiert sind.

Die wichtigsten topographischen Bildungen, orientiert nach der Bankung, sind die grossen Quertäler. Wie aus Fig. 9 ersichtlich, variieren sie etwas ihrer allgemeinen Längsausdehnung nach, was darauf beruhen dürfte, dass das Streichen nicht konstant und dass eine und dieselbe Gruppe Bankungsebenen nicht über die ganze Strecke hin die ausschlaggebende für die Bildung des Tales gewesen ist. Man muss sich vielmehr denken, dass die Denudation durch Zonen benachbarter Absonderungsflächen orientiert worden sind, die mehr als andere scharf markiert gewesen sind, und dass die Täler infolgedessen aus verschiedenen Sektionen mit übereinstimmender

Längsausdehnung, aber etwas schräg im Verhältnis zu einander liegend, bestehen. Die Quertäler sind im allgemeinen reich bewachsen und weisen auf den Seiten und den Böden grosse Ansammlungen von Verwitterungsprodukten auf. Innerhalb der Strandzone ist jedoch der Gesteinsgrund reingspült und die Verwitterungsprodukte entweder weggeführt oder in Ufersteine umgewandelt, die ein schmales Feld aufbauen.

Hier innerhalb der Strandzone fällt zunächst ins Auge der Unterschied zwischen der aus grösseren und kleineren Bankungsebenen zusammengesetzten östlichen Seite der Täler und der steilen, unregelmässigen Westseite. Diese Verschiedenheit, die sich mehr oder weniger deutlich bei allen Quertälern auf der Nordseite und bei sämtlichen Ravinen und Klüften auf der Strecke zwischen Djupadal und Håkull geltend macht, hat eine recht grosse Bedeutung für die morphologische Entwicklung. Die Westseite wird nämlich rascher als die Ostseite denudiert, was zur Folge hat, dass die Täler und die Ravinen nach der ersteren Seite hin erweitert oder verschoben werden. Wir sind hiermit zu einem sehr bedeutsamen Umstande in der durch Bankung und Spalten bedingten Topographie gelangt, nämlich der für die Denudation schützenden und orientierenden Bedeutung der grösseren Bankungs- und Spaltenebenen. Die Frage wird später (S. 375) noch eingehender behandelt werden, besonders betreffs der Spaltenebenen. Schon hier muss jedoch hervorgehoben werden, dass die grossen, markierten Spaltenlinien — wie wir es auf Väderön gesehen haben — die Verwitterung lenken, gleichwie eine ebene Uferbekleidung den Strom des Flusses leitet und diesen das ausserhalb derselben liegende Material erodieren lässt, das landeinwärts davon liegende aber schützt. Auf dieselbe Weise schreitet die Verwitterung längs einer markierten Spaltenlinie fort, die Seite derselben freilegend. Diese Seite schützt dann den Gesteinsgrund, den sie bedeckt. Auf einer geneigten Bankungs- oder Spaltenebene spülen oder gleiten die Wellen auch hinauf und hinab, ohne eine nennenswerte Schlagkraft auszuüben, während sie dagegen eine bedeutende Schlagkraft gegen

unregelmässige, steile Abhänge besitzen können. Ferner fliesst Wasser leichter und rascher von einer geneigten ebenen Fläche ab als von einem in Gruben und Spitzen aufgelösten Gebiet, wo das Wasser Gelegenheit hat, hinabzudringen und Spalten und Höhlungen anzufüllen, wodurch die Verwitterung gefördert wird.

Von Bedeutung für die Auffassung von der Grösse der postglazialen Abrasion ist die Tatsache, dass die Quertäler ungefähr dieselbe Breite und dieselbe Natur in-

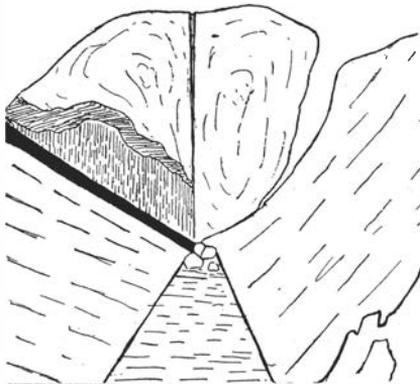


Fig. 12. Schematische Zeichnung einer Kluft westlich von Ablahamn. (Das schwarze Band markiert den Diabasgang).

nerhalb wie oberhalb der Strandzone und des Küstengürtels aufweisen. Innerhalb der Gebiete, die am längsten der Abrasion ausgesetzt gewesen sind, sind demnach die Täler nur wenig oder gar nicht weiter als dort, wo die Abrasion nur kurze Zeit oder überhaupt nicht gewirkt hat. Es zeigt dies teils, wie unbedeutend die Abrasion in quantitativer Hinsicht, und teils wie dominierend die Verwitterung in dem Abrasionsprozess ist.

Ein instruktives Beispiel dafür, wie eine Kluft längs der Gneisbankung gebildet wird, begegnet uns zwischen Ablahamn und Visitgrottan (Fig. 12). Die Bankung, die regelmässig in N—S streicht, hat ein Fallen von 40° in WNW und wird von einem Spaltensystem in N 50° W mit 90° Fallen und einem anderen, weniger markierten in ungefähr der Richtung N—S streichenden mit 50° Fallen nach O überquert. Parallel mit der Bankung geht ein Diabasgang von ein paar Dezimeter Mächtigkeit. Dieser ist wahrscheinlich die primäre Ursache für die Bildung der Kluft gewesen, denn der Gang ist ausgewittert, und damit ist sein Hangendes infolge der Gegenwart der Spaltensysteme zerbrochen und hinabgefallen. Hierbei bildete sich eine Kluft, deren linke Seite aus Bankungsebenen und deren rechte Seite aus Spaltenflächen nach dem System N—S mit 50° Fallen nach O bestand. Die Verwitterung fuhr fort, bis eine besonders markierte und grosse Spaltenfläche nach dem System N 50° W entblösst wurde. Diese hielt die Verwitterung in der Mitte der Kluft auf und steht dort nun als eine hohe Wand. An den Seiten der Wand fanden sich indessen so bedeutende Schwächezonen infolge der Gegenwart des Diabasganges und der Spaltenlinien nach dem System N—S, dass die Verwitterung dort weitergehen konnte und an dem Diabasgang eine seichte Grotte oder Nische und an der entgegengesetzten Seite eine offene Kluft ausbildete.

Senkrecht oder schräge gegen die Täler und Ravinen, nach dem Streichen des Gneises orientiert, kommen Klüfte und Kanäle vor, gebildet längs Spaltensystemen und Diabasgängen, die ungefähr parallel der Längsausdehnung des Strandes verlaufen und der Hauptsache nach dem System N 40° W angehören. Dieser letztere Komplex von Klüften und Ravinen ist ebenso reichlich vertreten wie der erstere und ist zusammen mit diesem von konstituierender Bedeutung für die ganze Entwicklung der Strandzone. — Die Entstehung und Ausbildung des Klüftekomplexes parallel dem Strande dürfte am besten durch Beschreibung einiger repräsentativer Beispiele illustriert werden.

Die Jungfrugrottan (Fig. 13 A) ist entstanden durch Auswitterung eines vertikal stehenden, recht mächtigen Diabasganges, der in derselben Richtung streicht wie das markierte Spaltensystem auf den Seiten. HENNIG (12) hat darauf hingewiesen, dass der Gang in der Mitte aus gewöhnlichem Kongadiabas besteht, auf den Seiten dagegen aus einem Olivin-Diabas-Porphyrith gleich dem bei Tånga Hallar. Der ganze Gang ist mehr denudiert als der umgebende Gneis, besonders aber ist die Mitte zu einer grottenähnlichen Kluft ausgewittert. Die Seiten des Ganges stehen gerade

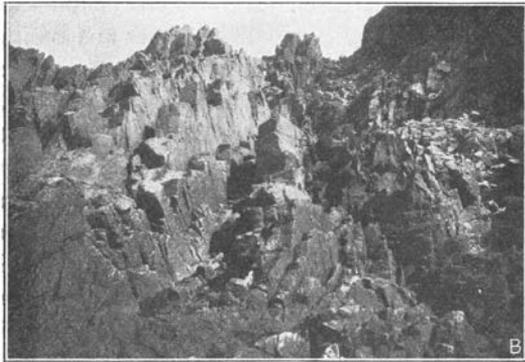


Fig. 13.

Verf. phot.

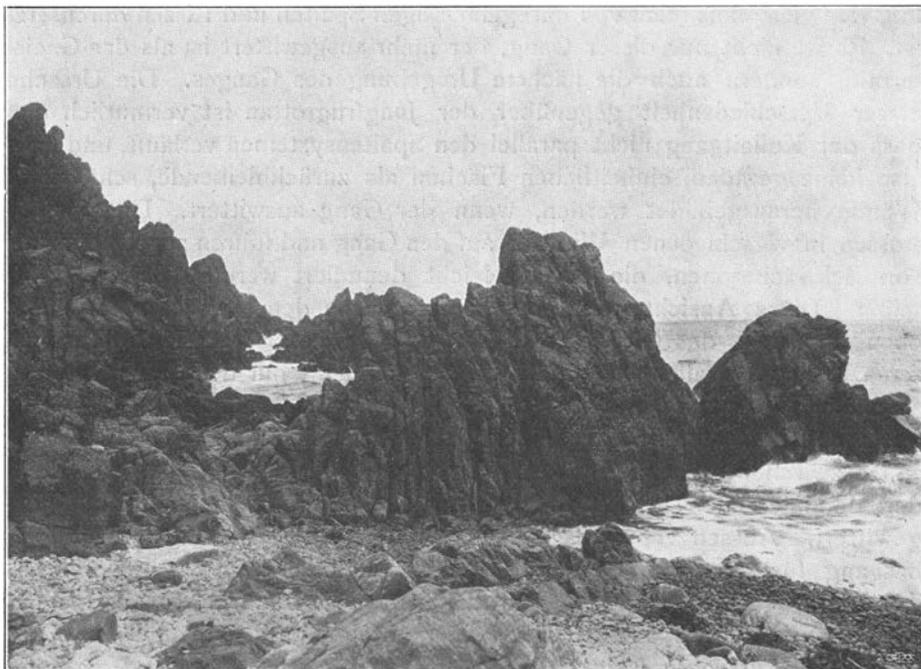
- A. Die Jungfrugrottan.
B. Gebiet östlich von Ablahamn, überquert von einem Kullaitgang.
C. Kluft gleich östlich von der Visitgrottan.

wie Wände, was von grosser Bedeutung für den Bestand der Umgebung im Verhältnis zu der ausgewitterten Kluft ist. Die Jungfrugrottan zeigt das erste Stadium in der Entwicklung einer Längsravine; ähnliche Bildungen begegnen an mehreren Stellen innerhalb des Küstengürtels des Kullen.

Der Kullaitgang gleich östlich von Ablahamn (Fig. 13 B) zeigt etwas andere Verhältnisse. Das Gebiet wird ganz von dem ausgeprägten Spaltensystem N 50° W mit 70—90° Fallen beherrscht. Nicht parallel diesem System, sondern in buchtigem Lauf zieht sich der 4 m breite Diabasgang hin, der gleichfalls reich von unregelmässigen Spalten und Rissen durchsetzt ist. Es ist nicht nur dieser Gang, der mehr ausgewittert ist als das Gneissterain, sondern auch die nächste Umgebung des Ganges. Die Ursache dieser Verschiedenheit gegenüber der Jungfrugrottan ist vermutlich die, dass der Kullaitgang nicht parallel den Spaltensystemen verläuft, und dass also keine geraden, einheitlichen Flächen als zurückbleibende, schützende Wände herausgebildet werden, wenn der Gang auswittert. Die Spalten stossen in verschiedenen Winkeln auf den Gang und führen zur Entstehung von Schwächezonen, die ebenso leicht denudiert werden wie der Gang selbst. Diese Ansicht erhält eine Stütze durch den Umstand, dass ganz oben innerhalb des Gebietes der Fig. 13 B, wo der Gang auf einer kürzeren Strecke parallel dem Spaltensystem streicht, nur der Kullait zu einer schmalen Rinne im Verhältnis zur Umgebung herausdenudiert ist. — Ein bedeutend schmalerer Gang einer Kullaitvarietät kommt auf einer Landspitze zwischen Ablahamn und Visitgrottan vor. Er streicht dort parallel der dominierenden Spaltenrichtung und ist zu einer schmalen Kluft ausgewittert. Aussen vor demselben liegt eine breitere Bucht. Ob der Diabasgang für die Entstehung dieser letzteren von Bedeutung gewesen ist, darüber wage ich mich nicht zu äussern. Die Erfahrungen aus meinen Untersuchungen am Kullen haben aber gezeigt, dass man *den morphologischen Einfluss auch kleiner Gänge, die aus einer von der Umgebung abweichenden Gestein zusammengesetzt sind, nicht unterschätzen darf*. Die Bedeutung derartiger Gänge für die Anlegung von Klüften und Ravinen sowie ihre orientierende Rolle bei der späteren Entwicklung derselben lässt sich am besten an so wenig entwickelten Strandzonen wie der des Kullen studieren. In reiferen Gebieten sind die Gänge schwer oder unmöglich zu beobachten, weil sie ganz ausgewittert oder von Verwitterungsprodukten bedeckt sind; man kann das Resultat sehen, zu dem sie geführt haben, nicht aber sie selbst.

Zu den längst entwickelten Klüften, die durch Auswitterung eines Diabasganges entstanden sind, gehört die, welche in Fig. 13 C wiedergegeben ist, und die gleich östlich von Visitgrottan liegt. Eine Bucht schneidet hier ins Land ein, nach Süden hin in einer Ravine fortsetzend. Der schmale Ufersteinstrand der Bucht und die Landspitze westlich davon werden von einem ziemlich breiten Diabasgang überquert, der ungefähr in N 40° W streicht. Die Umgebung wird gleichfalls von diesem System

beherrscht, ausserdem aber von anderen markierten Systemen durchsetzt. Der Diabasgang ist nun nahezu vollständig ausgewittert und bildet eine tiefe, markierte Kluft, die den nach aussen belegenen Teil der Landspitze zu einer Halbinsel abtrennt. Die Nordseite der Kluft steht steil und ist noch an mehreren Stellen mit Resten des dichten, basaltähnlichen Salbandes des Diabasganges bekleidet — ein Umstand, der deutlich zeigt, welchen Einfluss des Gesteinskorn auf die Verwitterung hat. Kann die Jungfrugrottan als das erste Stadium der Auswitterung eines Diabasganges



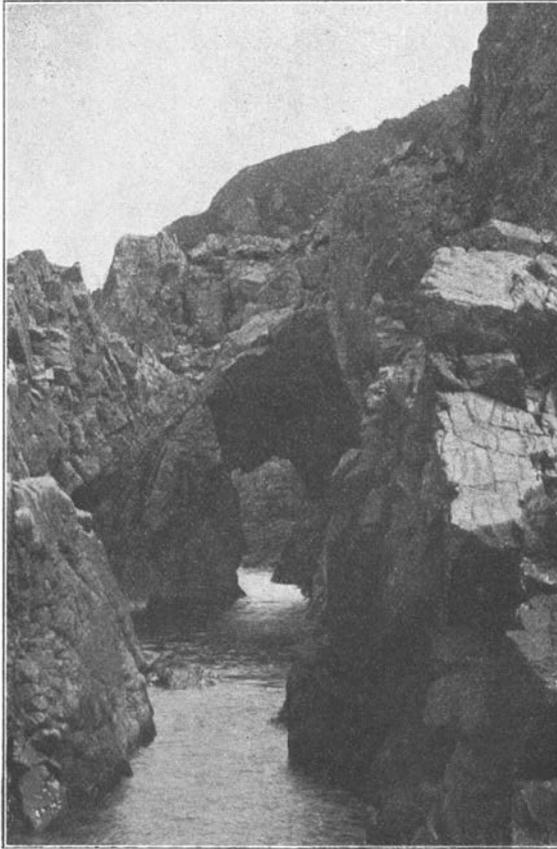
Rube, Mölle, phot.

Fig. 14. Eine Reihe von Rinnen, Inseln gleich westlich von Josefinelust isolierend.

repräsentierend angesehen werden, so kann die Kluft östlich von der Visitgrottan als sich dem Endstadium nähernd betrachtet werden.

Ebenso grosse Bedeutung für die Förderung der Denudation und damit für die Entwicklung der Topographie wie die Diabasgänge haben die Spaltenzüge. Schon auf Väderön haben wir ihre Bedeutung für die Splitterung und Zerschneidung der glazialen Oberfläche gesehen. Am Kullen sind viele Spaltenzüge zu so grossen Klüften und Kanälen herausabradiert, dass sie das ganze Gebiet, in dem sie sich befinden, dominieren. Zu den lehrreichsten Beispielen gehört die Reihe von Rinnen, die gleich westlich von Josefinelust die dort vorkommenden Landspitzen zu Halbinseln und Inseln abschnüren (Fig. 14). Bei hohem Wasserstand oder starkem Seegang sind die Böden der Rinnen überflutet und die Buchten zwischen ihnen von

so tiefem Wasser bedeckt, dass die Einzelheiten des Gesteinsgrundes nicht wahrgenommen werden können. Bei niedrigem Wasserstand und ruhigem Wetter kann man jedoch deutlich sehen, dass wir es hier mit einem ausgewitterten, breiten Spaltenzuge zu tun haben. Sowohl die Böden der Klüfte als die der Buchten zeigen die für die Spaltenzonen charakteristischen dichtliegenden, nicht völlig parallelen Spaltenlinien. Ihre Frequenz



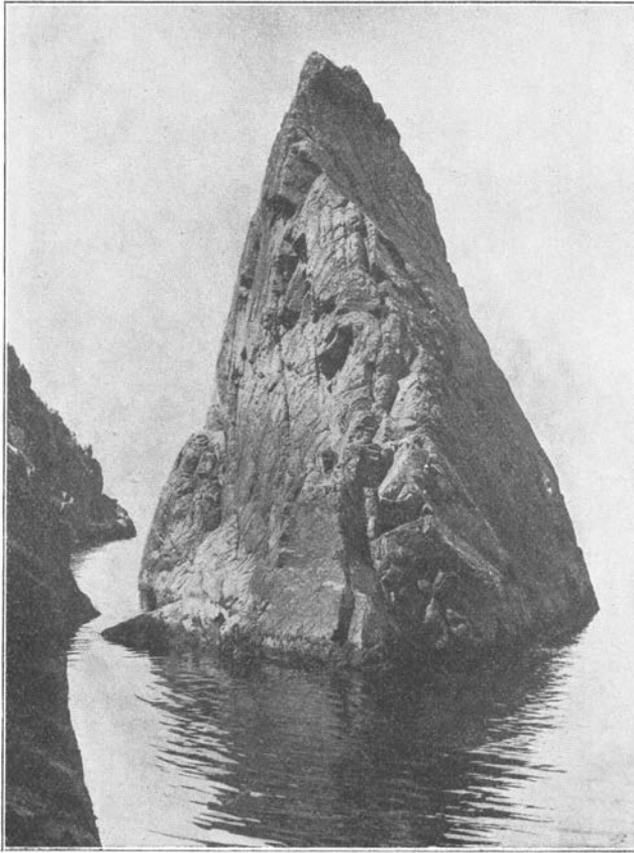
Lundh, Mölle, phot.

Fig. 15. Der Kliffunnel »Porten«, von W gesehen.

ist stellenweise sogar so gross, dass vollkommene Quetschzonen entstanden sind. Einen Beweis dafür, wie rasch die Verwitterung vor sich gegangen ist, bietet der Umstand, dass keine rundgeschliffenen Formen und keine runden Ufersteine vorkommen, obwohl lose Steine innerhalb des Gebietes liegen und bei Seegang der Wellenschlag dort sehr kräftig ist.

Die bekannteste Kluft oder kanalförmige Vertiefung des nördlichen Kullastrand es ist die, welche gleich westlich vom Djupadal (innerhalb des Gebietes der Fig. 10) zur Entstehung des Kliffunnels Porten (Fig. 15)

geführt, und die die kleine pyramidenförmige Insel Sockertoppen (Fig 16) isoliert hat. Der Boden der Kluft liegt nun so tief unter Wasser, dass man ihn nicht sehen kann. Infolgedessen ist es schwierig, mit Sicherheit sich über die Bildungsweise auszusprechen. Das Gebiet ringsherum wird von dem Spaltensystem N 40° O beherrscht, obwohl auch zahlreiche bedeutende Spalten in anderen Richtungen vorkommen. Auf der Landspitze,



Lund, Mölle, phot.

Fig. 16. Der Sockertoppen, von O gesehen.

die im Westen in der geraden Verlängerung des Kanals liegt, kommt indessen ein von Spalten stark zeretztes Gebiet vor, das möglicherweise einen Rest des Spaltenzuges oder der ausgesprochenen Schwächezone darstellen könnte, die die Ursache der Kanalbildung gewesen sind. Die Brücke über den Tunnel zeigt jedoch keine Schwächezone von entsprechender Breite. Dagegen kommen in der Verlängerung der geraden Wände des Tunnels nach aufwärts zwei deutliche Spaltenlinien vor, die zweifellos von grösster Bedeutung für die Orientierung der Abrasion und der sub-

aerialen Verwitterung gewesen sind. Die Entstehung der Porten hat daher wahrscheinlich auf der Anwesenheit einer Schwächezone beruht, entweder bestehend aus ein paar nahebelegenen, grossen Einzelspalten oder einem Spaltenzuge, den die durch Wellen und Brandung verstärkte Denudation innerhalb der Strandzone zu einem Tunnel ausgegraben hat. Die Bildungsweise ist demnach ganz ähnlich der unten zu beschreibenden Grotten. Nun geht die Verwitterung, orientiert nach den beiden Spaltenlinien in dem Dach der Porten, weiter, so dass dieses mehr und mehr rasiert wird; die Brücke wird daher allmählich ganz durchbrochen und die nach aussen davon liegende Gesteinspartie zu einer Insel isoliert werden.

Betreffs des Sockertoppen glaube ich nicht, dass dieser einmal mit dem Lande durch eine Brücke verbunden gewesen ist. Das nach dem Lande zu liegende Gebiet ist immer eine offene Kluft gewesen, die sich sukzessiv zu dem gegenwärtigen breiten Kanal entwickelt hat. Der Sockertoppen stellt sich von Westen her als eine unregelmässige Pyramide dar; auf der Ostseite zeigt er dagegen ganze, ebene Flächen, die einander in spitzem Winkel schneiden (Fig. 16). Diese Flächen scheinen gegenwärtig kaum zu verwittern; auch auf der Westseite der Sockertoppen ist die Verwitterung dem Anschein nach unbedeutend. An der Wasserlinie zeigt die Insel ungewöhnlicherweise schwach gerundete oder abgenutzte Kanten, so dass die ganze Gesteinspartie sich jetzt in einem hinsichtlich der Denudation ruhigen Stadium befindet. Dies ist um so bemerkenswerter, als die Insel sehr offen liegt und somit der Wellenbewegung und der Brandung stark ausgesetzt ist. Der unbedeutende Betrag der Verwitterung kann möglicherweise darauf beruhen, dass die Insel aus einer an Spalten verhältnismässig armen Gesteinsmasse besteht, die abgeschält worden ist und nun gleich einem festen Kern von grösseren, zusammenhängenden Spaltenflächen begrenzt wird, die vor fortgesetzter Denudation schützen.

Grösseres theoretisches Interesse als wirkliche Bedeutung für die Abrasion und für die Entwicklung der Strandzone haben die Grotten. Ausser der oben erwähnten Junfrugrottan finden sich an dem nördlichen Kullastrande zwei kleinere Grotten bei Josefinelust und die grosse Visitgrottan zwischen Kullalå und Ablahamn; ausserdem liegen hier und da kleinere Klüfte und Höhlungen, die möglicherweise als Grotten bezeichnet werden könnten, aber kein grösseres Interesse besitzen. Von den beiden Grotten bei Josefinelust ist die untere durch eine sehr markierte Spaltenlinie nach dem System N 40° W und mit Fallen 70° in SW bedingt. Ihr Boden liegt so niedrig, dass dessen Formen von Ufersteinen rundgeschliffen worden sind. Die obere, grössere Grotte ist gleichfalls nach dem System N 40° W orientiert. An ihrer Innenwand sieht man eine 2 dm breite Quetsch- oder Breccienzone verlaufen, die wahrscheinlich die hauptsächlichste Ursache dafür gewesen ist, dass eine erhöhte Denudation hier zustande gekommen ist. Die Visitgrottan, die sich in einen hohen, von einer grossen Spaltenfläche nach dem System N 40° W begrenzten Ab-

hang hinein erstreckt, scheint dadurch verursacht zu sein, dass das genannte System von einem anderen kräftig ausgebildeten in der Richtung N—S überquert wird. Die Grotte ist jetzt ca. 10 m. breit und 9 m tief; in der südöstlichen Ecke findet sich eine Vertiefung nach dem System N 40° W, in der südwestlichen Ecke eine nach dem System N—S. Gegenwärtig scheint keine nennenswerte Verwitterung stattzufinden; die Grotte liegt oberhalb des Wirkungsbereichs der Brandung, und eine Abnutzung durch Ufersteine scheint auch früher keine nennenswerte Bedeutung für die Ausbildung der Grotte gehabt zu haben.

Die oben angeführten Tatsachen zeigen, dass die Grottenbildung durch vermehrte Verwitterung und Abrasion innerhalb eines begrenzten Gebiets vor sich geht. Die Ursache der erhöhten Denudation ist eine Schwäche des Gesteinsgrundes, entweder ein Diabasgang, eine Quetsch- oder Breccienzone, eine besonders stark ausgeprägte Spaltenlinie oder ein Gebiet, in dem dichte Spaltensysteme mit verschiedenen Richtungen einander schneiden. In den meisten Fällen scheint die Grotte zum grössten Teil ein Werk der Verwitterung zu sein; die Wellenbewegung hat vorzugsweise transportierend gewirkt, indem sie die losgebrochenen und hinabgefallenen Verwitterungsprodukte weggeführt hat. Die direkte Wellendenudation hat dagegen keine grössere Rolle gespielt, sondern nur an gewissen Stellen die Detailformen abgerundet.

Das Resultat der obigen Beschreibung ist der Nachweis der fundamentalen Bedeutung, die die Schwächezonen in Form von Bankungsebenen, Einzelspalten, Spaltenzügen und Diabasgängen für die Orientierung der Abrasion und der subaerialen Verwitterung und damit für die Entwicklung der gesamten Topographie haben. Durch die Herausdenudierung dieser Schwächezonen sind Spalten, Klüfte, Kanäle, Gänge und Grotten gebildet worden, die den Gesteinsboden zersplittert und ihn in einzelne Partien zerstückt haben, welche dann ihrerseits in kleinere Stücke nach Spaltenlinien und Absonderungsebenen zerteilt worden sind. *Auf diese Weise wird der Gesteinsboden innerhalb der Strandzone in grössere und kleinere Partien zerbrochen, die durch die fortgehende Abrasion und subaeriale Verwitterung mehr und mehr zerblöckt und auf das Niveau des Normalwasserspiegels herabgebracht werden.*

Die Art und Weise, wie die Schwächezonen herausdenudiert werden, ist recht verschieden innerhalb von dichten Spaltensystemen in verschiedenen Richtungen durchzogenen Gebieten und innerhalb solcher Gebiete, die von mehr zerstreut parallel verlaufenden Spalten durchschnitten werden. Innerhalb der ersteren Gebiete gleichwie innerhalb der Spaltenzüge geht die Verwitterung auf dieselbe Weise vor sich, wie sie von Väderön beschrieben worden ist. Die Spaltenzüge werden sukzessiv ausgekeilt, und an den anderen Stellen geschieht Polyederverwitterung in grösserer oder geringerer Ausdehnung. Die Breccien werden in grössere und kleinere Bruchstücke von dezimetergrossen Steinen bis zu feinem Kies zerstückt. Recht anders gestalten sich die Verhältnisse innerhalb der von nur einem dominieren-

den, wenig dichten Spaltensystem durchsetzten Gebiete. Hier geschieht kein sukzessives Losbrechen kleinerer Bruchstücke. Ist nämlich die mechanische Verwitterung in einer Spalte, die neben einem freien Abhang liegt, so weit gelangt, dass die Stabilität in der ausserhalb liegenden Gesteinsschicht aufgehoben worden ist, so stürzt diese in grösserer oder geringerer Ausdehnung in kubikmetergrossen Blöcken hinab. Dabei wird die Innenwand der Spalte zu einem neuen hohen Abhang freigelegt. Ein neuer Rutsch geschieht erst, wenn die Verwitterung in der nächsten Spalte die Festigkeit der Wand gebrochen hat; und dies kann oft lange — mehrere Jahre — dauern. Die Denudation geht somit periodenweise vor sich; grosse Rutsche geschehen mit längeren oder kürzeren Zwischenzeiten. An mehreren Stellen innerhalb der Strandzone des Kullen kann man auch Haufen von grösseren Blöcken am Fusse von Abhängen sehen, die von bedeutenden Spaltenflächen begrenzt sind. Die hinabgestürzten Blöcke zerbrechen in kleinere Stücke, werden an den Kanten abgenutzt und zu Ufersteinen abgeschliffen oder schon vorher von der Brandung weggespült. Können die niedergefallenen Blöcke nicht wegtransportiert werden, so sammeln sie sich zu Talusbildungen an. Die meisten von diesen liegen längs den Seiten der Quertäler und grösseren Ravinen, ausserhalb der Reichweite der Wellen.

Die Stöcke und Linsen von Amphibolit, die in reichlicher Anzahl vorkommen, verhalten sich der Verwitterung gegenüber etwas anders als der Gneis. Der Amphibolit zerfällt nämlich durch Porositätsverwitterung und chemische Auflösung in seine mineralogischen Bestandteile. Die dunklen Mineralien, der Amphibolit und der Glimmer, werden noch weiter längs ihren kristallographischen Spaltenrichtungen in kleinere Körner zersplittert, die von den Wellen weggeführt werden. An geeigneten, schützenden Stellen kann dagegen der Quarz liegen bleiben und Sand bilden. Kommt Granat in grösseren Aggregaten vor, so werden diese zu emporstehenden Knollen oder losen kleinen Bällen ausgewittert. Trotz dieser Verwitterung, der der Gneis nicht anheimfällt, wird der Amphibolit langsamer als der Gneis denudiert, was darauf beruht, dass ersterer weniger von Spalten durchsetzt und daher mechanischer Verwitterung weniger ausgesetzt ist (siehe weiter S. 380).

Bei der Beschreibung von Väderön wurde hervorgehoben, dass die Denudation an dem Kontakt zwischen zwei Gesteinen oft verstärkt vor sich geht. An mehreren Stellen innerhalb des Küstengürtels des Kullen scheint dies auch bezüglich der Grenzgebiete zwischen dem Gneis und dem Amphibolit der Fall zu sein. Da der letztere in unregelmässigen Stöcken und grösseren Mächtigkeiten vorkommt, so stossen die Spaltensysteme in verschiedenen Winkeln auf diese, und es entstehen Schwächezonen. Die Gebiete, wo mehrere Amphibolitstöcke in den Gneis eingelagert sind, so dass eine heterogene Masse vorliegt, zeigen auch eine besonders bedeutende Denudation, z. B. Käringamalen (Fig. 17 A), das gleich hinter dem Gebiet der Fig. 13 B liegt. Dieses Gebiet ist auch von der Fortsetzung des oben

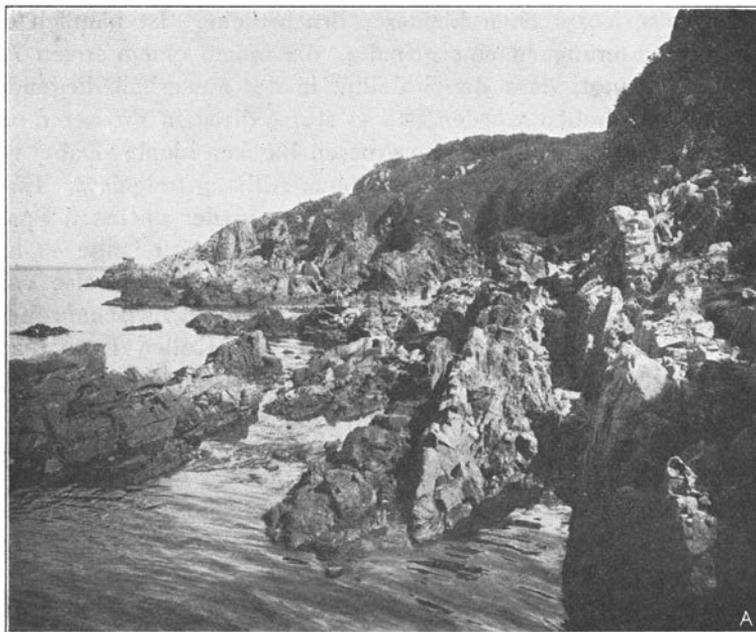


Fig. 17.

Verf. phot.

- A. Käringamalen, von W gesehen.
B. Das Gebiet zwischen Näsan und Åkersberg (Näsan im Hintergrund, Stenstugorna im Vordergrund).

beschriebenen Kullaitganges überquert. Letzterer ist an mehreren Stellen bis zur Oberfläche der schmalen Ufersteinfelder oder bis zum Wasserspiegel herabdenudiert worden; der Amphibolit bildet, wo er in grösseren Massen vorkommt, rückenförmige Landzungen gleich der auf Stora Tånge bei Väderön.

Zum Schluss einige Worte über die Ufersteinabnutzung innerhalb der soeben behandelten Sektion des Kullastrandes! Die Ufersteinfelder sind, wie oben angedeutet wurde, sehr klein; sie kommen nur als schmale Zone in den Mündungen der Quertäler und der grösseren Ravinen vor. Im allgemeinen besitzen sie eine recht bedeutende Neigung, so dass auch bei ziemlich schwacher Wellenbewegung die Steine mit klapperndem Geräusch heftig hin und her rollen; infolgedessen sind die Steine sehr gut abgerollt. Trotzdem ist ihre Abnutzung des Gesteinsgrundes undedeutend. Zwar weisen die Gesteinsböden, die innerhalb der Ufersteinfelder und an der Grenze derselben liegen, meistens wohlgerundete Formen auf, aber sie sind in keiner Weise geebnet. Die unregelmässige, zersplitterte Topographie, zu der die Verwitterung geführt hat, ist noch vorhanden; es sind nur die scharfen Formen, die durch die Abfeilung der Kanten gerundet worden sind. Die schönst gerundeten Formen zeigt der feinkörnige Diabas sowohl in anstehender Masse als in Ufersteinen. An ein paar Stellen kommt »Evorsion« durch Drehseln mittelst Ufersteinen vor, die von dem ein- und ausströmenden Wasser von Wellen und Brandung in Bewegung gesetzt und in ausgewitterten Vertiefungen und Löchern belegen sind.

Ein Transport von Ufersteinen längs dem Strande dürfte nicht vorkommen, da die weit hinausragenden Landzungen dies verhindern. Dagegen findet ein Transport vom Strande aus nach tieferem Wasser hin statt. Der Boden ist nämlich 20—30 m vom Strande ab mit blossen Steinen belegt, d. h. mit solchen, die noch nicht mit Tang (*Fucus vesiculosus*) bewachsen sind; dieser letztere bekleidet sonst in reichlicher Menge sowohl den festen Gesteinsgrund als auch lose Steine unter dem Normalwasserspiegel.

Näsan ist wie oben erwähnt reicher von Spalten, die verschiedenen Systemen angehören, durchschnitten als irgend ein anderes Gebiet innerhalb der Küstenzone des Kullen. Der Gesteinsgrund ist hier auch heterogen infolge Einlagerungen von Stöcken und grösseren Mächtigkeiten von Amphibolit. Die Bankung, in N—S streichend und mit verschiedenen Fallwinkeln sowohl nach W als nach O, tritt auch deutlich hervor und dominiert an gewissen Stellen über die Spaltensysteme. Infolge dieser Verhältnisse ist *Näsan* tiefer denudiert als andere Gebiete. Nun bildet es ein im Detail äusserst zersplittertes und zeretztes Terrain auf einem Niveau von 8—10 m ü. d. M. Zu diesem niedrigen Gebiet hinab senkt sich der Kullaberg in steilen Absätzen, bedingt und orientiert durch die Spaltensysteme. An Stellen, wo die Spalten sehr dicht liegen oder wo mehrere verschiedene Systeme einander schneiden oder Spalten-

züge vorkommen, werden Klüfte und Depressionen gebildet. Zwischen diesen steht noch der zersplitterte Gesteinsgrund, meistens begrenzt von kleinen senkrechten Abhängen. An einigen Stellen, wo die Bankung deutlich ist und zahlreiche Spalten sich finden, sind an den Abhängen hervorragende Ecken und Spitzen gebildet worden, die durch Verwitterung zu halbkugelige Form abgerundet worden sind.

Das *Gebiet zwischen Näsan und dem Åkersberg* (Fig. 17 B) ist gleichfalls reich durchsetzt von Spaltenlinien, und der Gesteinsgrund ist heterogen infolge von Amphiboliteinlagerungen sowie Diabasgängen. Das Gebiet ist stärker abradert als der nördliche Strand, weniger aber als Näsan. Es scheint demnach, als wenn *der Abrasiongrad in direktem Verhältnis zur Frequenz von Spaltenlinien des Gesteinsbodens steht*. Das Gebiet weist ein sehr zersplittertes Aussehen auf (siehe Fig. 17 B); Buchten mit schmalen Ufersteinstränden sind von einander geschieden durch rückenförmige, zerblöckte Landzungen, die sich in grösseren und kleineren Felseninseln fortsetzen. Da die Topographie in allem Wesentlichen auf dieselbe Weise und nach denselben Prinzipien ausgebildet worden ist wie der Nordstrand, wollen wir hier nur einige Details von grösserem Interesse erwähnen.

Vor der Silfvergrottan (siehe unten) ist der Gesteinsboden durchsetzt von zwei Spaltensystemen, die fast einen rechten Winkel mit einander bilden. Diese Spalten sind geöffnet worden, dann ausgewittert und haben zwischen sich Parallelipipeda isoliert, auf dieselbe Weise, wie es oben von Vinga Skär beschrieben worden ist. Als der Gesteinsboden in die Nähe des Normalwasserspiegels gebracht worden war, konnte die Verwitterung nicht weitergehen, sondern die Abnutzung der zu Ufersteinen umgebildeten Verwitterungsprodukte gewann die Oberhand und rundete alle Kanten ab. In den Schnittpunkten der Spalten, wo die Verwitterung am grössten war und wo Vertiefungen entstanden waren, blieben die Ufersteine liegen und drechselten Evorsionsschalen aus.

Im Vordergrund von Fig. 17 B liegt der Stenstugvikén, von einem 4 m breiten Gange einer Kullaitvarietät überquert, der jedoch hier keine erhöhte Verwitterung um sich herum verursacht zu haben scheint. Auf der Nordwestseite der Bucht finden sich zwei Grotten, die sog. Stenstugorna (die untere ist in Fig. 17 B zu sehen). Beide sind unter einer sehr markierten Kontaktlinie zwischen Gneis und Amphibolit eingegraben, der ein Fallen ca. 30° in W hat, und dessen obere Fläche nun das Dach der Grotten bildet. Ihre Böden liegen in gleichem Niveau mit dem Ufersteinfeld und sind gleich der unteren Partie der Seiten mit runden Formen versehen.

Die grösste Grotte auf dem südlichen Kullastrande ist die Lahebiagrotte, die sich in die innere Wand einer Ravine mit WNW—OSO-licher Längsausdehnung hinein erstreckt. Die Grotte ist 7 m breit und 5 m tief; sie ist durch die Wirkung derselben Faktoren entstanden wie die Visitgrottan, d. h. durch Auswitterung eines Gebiets der Gesteinsmasse, das

durch einander kreuzende, dichte Spaltensysteme geschwächt worden ist. — Die Silfvergrottan ist ein von Menschenhand ausgebrochener Pegmatitgang, mit Streichen $N 70^{\circ} W$ und Fallen 80° in S; ihre Seiten sind gerade und ganz eben.

Der *südliche Kullastrand vom Åkersberg bis Mölle* ist, wie oben erwähnt, nicht so durch Abrasion zerklüftet wie die anderen Sektionen. Der Gesteinsboden ist jedoch wie auf dem ganzen Kullen nach Spaltensystemen zersplittert; keine Spur von der glazialen Oberfläche findet sich erhalten; meines Erachtens hat diese indessen nicht weit ausserhalb der gegenwärtigen Gesteinsoberfläche gelegen. Die Abrasion hat demnach hier nur die Oberflächenzone der initialen Topographie aufgebrochen. Die kuppelförmigen Berge fallen ohne nennenswerte Änderung des Neigungswinkels vom Gipfel ab zum Meeresspiegel (siehe Fig. 18). Zu beachten ist jedoch, dass an gewissen Plätzen in ca. 10 m Höhe ein kleiner Bruch oder Einschnitt in der Konturlinie sich findet, vermutlich die Grenze der postglazialen Senkung des Landes darstellend. Wo Diabasgänge und Amphiboliteinlagerungen vorkommen, ist jedoch auch der südliche Kullastrand an gewissen Stellen zwischen dem Åkersberg und Mölle in Klüfte sowie in grössere und kleinere freistehende Felspartien zersprengt.

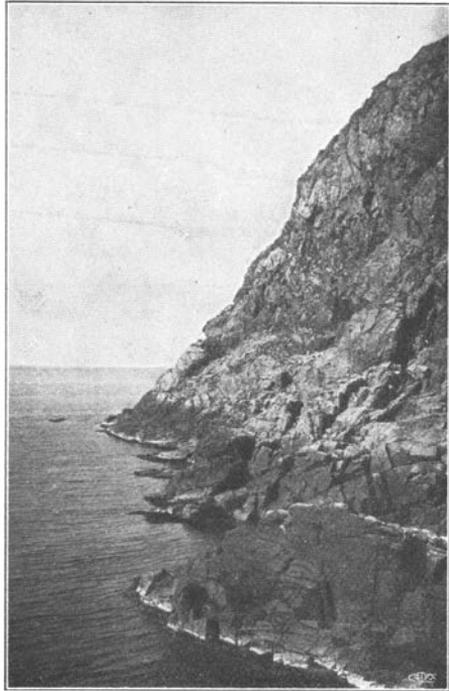
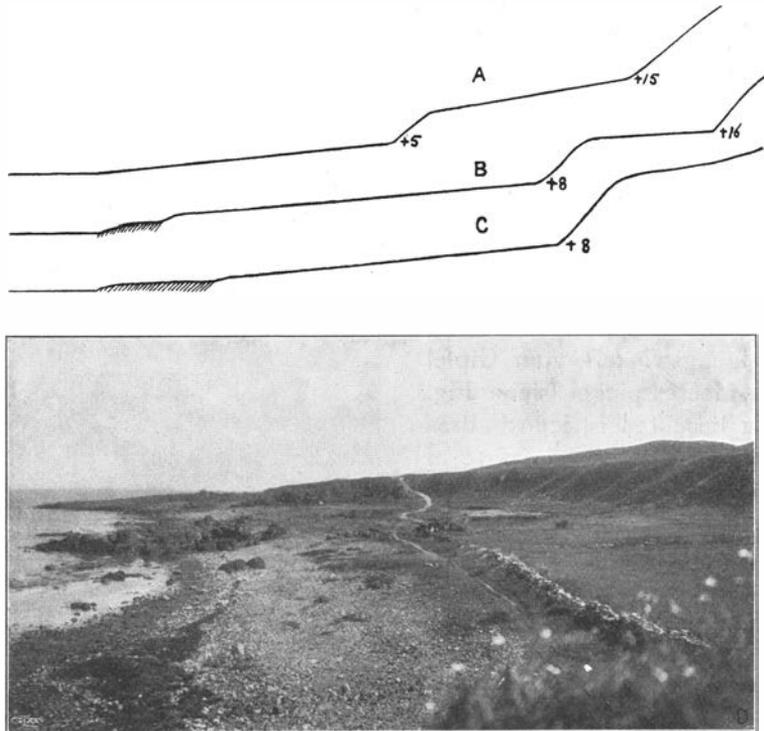


Fig. 18. Der Berg »Stora Björn».

Was die Ursache des Unterschiedes in der litoralen Ausbildung zwischen der Nordseite und der Südseite des Kullen betrifft, so hat vermutlich die Lage im Verhältnis zum offenen Meere eine gewisse Bedeutung. Die Grösse der Wellen und der Brandung spielt zweifellos eine Rolle für die Entwicklungsgeschwindigkeit des litoralen Zyklus. Die Nordseite am Kullen liegt nach dem offenen Kattegatt zu, während die Südseite den Öresund begrenzt, was zur Folge hat, dass die Wellenbewegung bei Sturm grösser an der ersteren Stelle ist. Ich bin jedoch überzeugt, dass dieser Unterschied nicht so gross ist, dass er allein die beträchtliche Verschiedenheit in der litoralen Entwicklung der beiden Strände zu erklären ermog. Die wichtigste Ursache hierfür dürfte man vielmehr in der geologischen Struktur der Bergabhänge zu suchen haben, *zunächst da in der Verschiedenheit bezüg-*

lich Frequenz, Verlauf und Dichte der Spaltensysteme, was — wie oben betont wurde — wahrscheinlich mit dem verschiedenen Alter der Verwerfungsabhänge in Zusammenhang steht.

Wenden wir uns nun der *Küstenzone östlich vom Håkull* zu, so treten uns dort beträchtlich verschiedene Verhältnisse entgegen. Nur auf kürzeren, isolierten Strecken reicht das feste Gestein bis zum Wasserspiegel



Verf. phot.

Fig. 19.

- A—C. Profile des Küstenzone beiderzeits von Arild.
D. Die Küstenzone östlich von Arild.

herunter. Eine 50—100 m breite Zone, bedeckt von Blöcken und mehr wohlgerundeten kleineren Steinen, breitet sich statt dessen an der Wasserlinie aus. Danach beginnt der Abhang des Kullaberg, der unten deutlich zu einem Kliff verschärft ist und darüber in einem blockbedeckten Abhang sich fortsetzt. Dieser allgemeine Charakter variiert etwas an verschiedenen Stellen. Gleich westlich von Haga kommt so ein mit Fig. 19 A übereinstimmendes Profil vor. Das Blockfeld nächst der Wasserlinie wird scharf von einem kleinen Kliff begrenzt, dessen Basis zwischen 5 und 6,5 m und dessen Rand zwischen 10 und 11 m hoch liegt. Das Kliff ist in mehr oder weniger weit hinausragenden Landzungen ausgebildet, zwischen denen

weite oder schmale Einbuchtungen liegen; hier und da nach aussen von dem Abhang stehen isolierte, fest anstehende, aber zersplitterte Gesteinspartien. Oberhalb des Kliffs beginnt ein ebneres Terrain, das bei 15–16 m Höhe in einen markierten Abhang übergeht. Gleich westlich von Arild findet sich ein Profil (Fig. 19 B), das im grossen und ganzen mit dem vorhergehenden übereinstimmt, ausgenommen dass niedrige Felsenpartien an der Wasserlinie zutage treten, und dass die Basis des niedrigen Kliffs in + 8 m Höhe liegt.

Östlich von Arild ist der Kullaberg bedeutend niedriger als innerhalb der vorher behandelten Gebiete. Ein mehr oder weniger steiler, hoher Abhang kommt nicht vor, sondern das schwach gewölbte Grundgebirgsterain senkt sich von ca. 30 m Höhe hinab zum Meeresspiegel. In diesem Terrain ist eine Küstenzone ausgebildet, die einen bedeutend reiferen Charakter zeigt als alle zuvor beschriebenen. Weite, offene Erosionsterrassen, belegt mit Ufersteinen oder an den Kanten abgenutzten Blöcken und Steinen, über welche sich niedrige Felspartien erheben, sind nach innen zu von bogenförmigen Kliffabhängen begrenzt (Fig. 19 D). Die eine Terrasse wird von der anderen durch breitere oder schmalere Bergrücken geschieden, von denen einige bis zum Wasserspiegel hinabreichen, andere nur Vorsprünge oder Landzungen von dem Kliff aus bilden. Die Topographie stimmt in hohem Grade mit der überein, die wir bei Hofs Hallar kennen lernen werden, was auch unmittelbar aus einem Vergleich von Fig. 19 D und 24 hervorgeht. Ein Profil des Kullastrandes gleich östlich von Arild zeigt das Aussehen wie in Fig. 19 C. Dem Wasserspiegel zunächst liegt eine bis zu 20 m breite Zone von niedrigen Felsenplatten, darauf folgt die Erosionsterrasse, die bei + 8 m in das zum grössten Teil bewachsene Kliff von 8–12 m Höhe übergeht. Die Basislinie des Kliffs bei + 8 m ist wohlmarkiert und bezeichnet wahrscheinlich die Grenze der tiefsten Landsenkung während der Postglazialzeit. Westlich von Arild liegt die Kliffbasis, wie oben erwähnt, auf niedrigerem Niveau und ist durch keine völlig horizontale Linie repräsentiert. Dies beruht darauf, dass der Küstengürtel hier weniger entwickelt ist als östlich von Arild; die Abrasion ist mit anderen Worten nicht dazu gekommen, eine Erosionsterrasse, begrenzt von einem Kliff, bei + 8 m auszubilden, sondern ist bei verschiedenen Niveaus während der Niveauperänderungen des Landes stehen geblieben.

Bei Haga reicht festes Gestein bis zum Wasserspiegel hinab, wo der Gesteinsgrund äusserst zersplittert und aufgebrochen ist. Die bemerkenswerteste Bildung ist ein 16–18 m breiter Diabasgang, der im Gegensatz zu anderen Gängen beim Kullen einen 4 m hohen Rücken, die sog. Tånga Hallar, bildet. Die Erklärung für die Anomalie muss teilweise in dem Umstände gesucht werden, dass der Gang auf den Seiten von Spaltenzügen begrenzt ist, die leichter verwitterten als selbst der Diabasgang und daher bei Auswitterung diesen zu einem Rücken freilegten. Ausserdem ist zu berücksichtigen, dass der Gang nicht aus gewöhnlichem Konga-

Diabas, sondern, wie HENNIG (12) hervorgehoben, aus olivinführendem Diabasporphyrit besteht. — Im Zusammenhang hiermit kann nach HENNIG (12) angeführt werden, dass bei Rekekroken (siehe Fig. 1) ein Diabasgang einen markierten Rücken über dem dort vorkommenden kambrischen Sandstein, aber ein Tal innerhalb des danebenliegenden Grundgebirgsterrains bildet.

KAP. III.

Die Hofs Hallar.

Auf der Nordseite des Hallandsås haben wir eine Küstenzone, die bezüglich ihrer Stellung in dem litoralen Zyklus bedeutend weiter entwickelt ist als diejenige des Kullen. Das schönst ausgebildete und zu wissenschaftlicher Untersuchung geeignetste Gebiet sind die sog. Hofs Hallar, belegen auf dem nördlichsten und der Wellenbewegung stärkst ausgesetzten Teil des Hallandsås, wo dieser nach Westen abfällt. Diese Partie dürfte auch das am meisten entwickelte Abrasionsgebiet der ganzen schwedischen Grundgebirgsküste darstellen und ist infolgedessen von besonderem Interesse.

Im östlichen Teil des Gebiets findet sich der 125 m hohe Abhang des Knösen; danach nimmt die Höhe ab, so dass diese ganz nach Westen zu nur etwa 40 m beträgt. Über das Gebiet habe ich eine detaillierte Karte, Taf. XXI, aufgenommen. Die nachstehende Beschreibung wird daher ihrer Disposition nach von der des Kullen abweichen. In den vorigen Kapiteln habe ich versucht zu schildern, was DAVIS unter dem Ausdruck »Vorgang« rubriziert, d. h. die morphologisch effektivem Prozesse und den Gang ihrer Arbeit. Im vorliegenden Kapitel soll eine detaillierte Analyse der verschiedenen morphologischen Zonen und Elemente geliefert werden, welche vorkommen und welche für das erreichte Entwicklungsstadium und für die geologische Struktur des Gebiets charakteristisch sind. Darauf folgt eine Zusammenfassung der Entwicklung des litoralen Zyklus innerhalb des behandelten Gebiets und eine Übersicht der Resultate, die bezüglich des allgemeinen litoralen Zyklus erreicht worden sind.

Geologische Struktur, initiale Formen und allgemeine Einteilung der Küstenzone.

In dem einleitenden Kapitel sind die Hauptzüge der Geomorphologie des Hallandsås geschildert worden. Ich habe dabei hervorgehoben, dass die Nordseite aus einem hohen, steilen Abhange besteht, der alle Kennzeichen des Jugendstadiums aufweist. Beim Eintritt des jetzt herrschenden

litoralen Zyklus war der Abhang noch weniger entwickelt. Die glazialen Formen waren damals noch erhalten und verliehen dem Abhang wie beim Kullen den Charakter grösserer Einheitlichkeit. Die Neigung des Abhangs ist indessen verschieden an verschiedenen Stellen gewesen. So war wahrscheinlich das Gebiet zwischen Spetsen und Vasse Hall am steilsten (Profil IV, Taf. XXI); westlich hiervon senkt sich der Hallandsås, und gleichzeitig nimmt die Neigung ab (Profil I—III). Östlich vom Vasse Hall reicht zwar der Abhang bis zum Gipfel des Knösen hinauf, die Neigung ist aber nicht so steil gewesen wie innerhalb der erstgenannten Sektion, wie das aus der zwar von der Abrasion beeinflussten, aber nicht ganz umgewandelten Partie am Burdus Hall (Profil V) und östlich davon (Profil VI) hervorgeht. Infolge dieser Verschiedenheiten der Neigung ist die Abrasion auf die grösste Gesteinsmasse innerhalb der Sektion Spetsen—Vasse Hall und auf die geringste innerhalb der Sektion Spetsen—Svarte Hall gestossen.

Die Küstenzone ist aus demselben rötlichen Gneis aufgebaut, dem wir auf Väderön und am Kullen begegneten. Eine Probe aus dem Gebiet (850+225)¹ zeigt, nach SUNDIUS' Untersuchungen, Plagioklas (An_{22}), Quarz und ungestrichelten Kalifeldspat in ungefähr derselben Menge; ausserdem in untergeordnetem Grade grüne Hornblende, Magnetit, Titanit, Apatit sowie hier und da Zirkon. Sämtliche Mineralien sind frisch; die Struktur ist granoblastisch, jedoch nicht hornfelsartig, da die Konturen der Mineralkörner unregelmässig sind. Der Gneis zeigt eine deutliche Bankung mit Streichen OSO—WNW und Fallen 10—20° in SSW. Bei Burdus Hall ist der Gneis mit den Amphiboliteinlagerungen zusammengefaltet, wie bereits von HUHMEL (16) erwähnt.

Der Amphibolit kommt entweder als Linsen, Stöcke oder als grössere unregelmässige Mächtigkeiten vor. Eine Probe aus dem Gebiet (40×150) zeigt: Plagioklas (An_{30}), braune, olivgrüne und stark pleochroitische Hornblende, Biotit, Granat, schwach grünen monoklinen Pyroxen und Quarz; die akzessorischen Mineralien sind Magnetit, Apatit, vereinzelte Kieskörner und Titanitkörner. Die Mineralien sind sämtlich frisch ausser den Pyroxenen, die teilweise in eine einfaserige serpentinartige Masse umgewandelt sind. Die Struktur ist vollständig sekundär und charakterisiert durch die höchst ungleichmässige Ausbildung der Mineralkörner hinsichtlich der Grösse und der sehr unregelmässigen Formen der dunklen Mineralien; die letzteren schliessen auch Körner von einander oder von Feldspat und Quarz ein. Eine Parallelstruktur kommt in dem Schriff nicht zum Vorschein. Hinsichtlich der Verwitterung verhält sich dieser Amphibolit auf dieselbe Weise wie der am Kullen. — Der Gesteinsgrund innerhalb des Gebiets (100—200×70—100) besteht aus einem Gang oder Stock, der zum grössten Teil aus Quarz und Feltspat in grösseren und kleineren Kristallen zusammengesetzt ist.

¹ Die Zahlen geben den Abstand in Metern von der Südwestecke der Karte an, welche Ecke als Origo angenommen worden ist. Die erste Zahl bezieht sich auf die Abszisse, x, die zweite auf die Ordinate, y.

Bei den Hofs Hallar habe ich im Gegensatz zu der Küstenzone des Kullen *keine typische Breccie* beobachtet, *auch keinen Diabasgang*. Möglicherweise sind kleinere Breccienzonen vorgekommen, nun aber durch Abrasion und subaeriale Verwitterung zerstört. Die Spaltenlinien, die in ungeheurer Anzahl den Gesteinsgrund durchschneiden, haben wie am Kullen wahrscheinlich ihre endgültige Ausbildung bei den Dislokationen erhalten. Die gewöhnlichst vorkommenden Spaltensysteme und die, welche an mehreren Stellen ganz dominieren, sind N 60° W und N 20° O. Das Fallen nach diesen Systemen variiert, ist aber meistens steil (70°—90°). An vielen Stellen weichen die Spaltenrichtungen um etwa 10 Grad von den ebenerwähnten ab, so dass sowohl Einzelspalten als Spaltensysteme nach N 50°—70° W und N 10°—30° O vorkommen.

Wie erwähnt, ist die Küstenzone der Hofs Hallar mehr entwickelt als der des Kullen. Man kann ihn jedoch nicht anders als jung charakterisieren. Dies gilt für die Hofs Hallar in ihrer Gesamtheit, man hat aber zu beachten, dass das Gebiet recht verschiedene Entwicklungsstadien innerhalb verschiedener Sektionen zeigt, je nach den dort herrschenden geologischen und geographischen Verhältnissen, die die Abrasion befördert oder erschwert haben. Infolge der höheren Entwicklung der Hofs Hallar begegnen wir dort einer reicheren topographischen Ausbildung und differenzierteren Typen litoraler Formen als am Kullen.

Eine erste Prüfung der Karte Taf. XXI zeigt, dass ein in Buchten und schärfere Einschnitte zerteiltes Kliff vorkommt, ausserhalb dessen sich grössere oder kleinere niedrige Gebiete ausbreiten, belegt mit Ufersteinen oder bestehend aus zersplitterten Felsenplatten und isolierten Felspartien. Diese niedrigen Gebiete werden durch grössere oder kleinere Landzungen und Gesteinsrücken, die von dem Kliffabhang ausgehen, in verschiedene Sektionen geteilt. Einige dieser Landzungen reichen bis zur Wasserlinie hinab; sie heissen Svarte Hall, Röde Hall, Spetsen und Burdus Hall. Andere erstrecken sich nicht völlig so weit hinab; von diesen ist das Vasse Hall die grösste. Das Burdus Hall scheidet das Slättemal von dem übrigen Gebiet, das von Vasse Hall, Spetsen, Röde Hall und Svarte Hall in vier verschiedene Sektionen geteilt wird. Diese Sektionen werden ihrerseits durch kleinere, von dem Kliff ausgehende Rücken in Untersektionen geteilt. Unter diesen Rücken sind zu nennen die Kulissen innerhalb der Sektion Burdus Hall—Vasse Hall und Rytaren innerhalb der Sektion Spetsen—Röde Hall.

Die Basislinie des Kliffs liegt in ca. + 12 m Höhe, Wellen und Brandung gelangen aber nur bis 3—5 m empor. Wir besitzen demnach eine Strandzone zwischen diesem letzteren Niveau und dem Normalwasserspiegel. Unter dieser gehen subaeriale Formen weiter bis zu dem Niveau, bis zu welchem das Land einmal gehoben war. Da die Abrasion auf den Abhang des Hallandsås von der Zeit an einzuwirken begann, wo das Land am tiefsten lag, so erstreckt sich die Küstenzone gleichwie am Kullen

hinauf bis zu dem Klifftrand, der sich an der marinen Grenze (in + 52 m Höhe ü. d. M.) ausbildete. Die Kliffbasis im Niveau + 12 m bezeichnet die Grenze der postglazialen Senkung. Westlich und östlich von den Hofs Hallar setzt sich der Kliff nach Osten hin in festem Gestein gearbeitet, nach Westen hin dagegen in losen quartären Bildungen fort. An beiden Stellen liegt indessen die Basislinie in nur ca. + 8 m Höhe und kann möglicherweise mit dem innerhalb der Hofs Hallar liegenden Ufersteinwall übereinstimmen, dessen Kamm bis zu demselben Niveau emporreicht (siehe weiter S. 369). Möglicherweise bezeichnet diese Grenze in + 8 m Höhe eine Pause in der Hebung des Landes nach dem Maximum der postglazialen Senkung oder die Grenzlinie zwischen verschiedenen kleinen Niveauveränderungen. Es ist jedoch schwer zu erklären, weshalb ausserhalb der Hofs Hallar keine Kliffbasis in + 12 m Höhe vorhanden ist, zumal da das Gebiet nach Westen hin zufolge seines Aufbaues aus losen quartären Ablagerungen leichter abradierbar sein muss. Das bisher eingesammelte Material von Tatsachen erlaubt indessen keine nähere Diskussion der spät- und postglazialen Niveauveränderungen.

Die gegenwärtige Strandzone.

Die allgemeine Einteilung der Strandzone habe ich früher (1) anlässlich der ausserordentlich deutlichen Verhältnisse am See Arpojaure in der Torne Lapmark behandelt. Ich teilte dort den Strand ein in *Erosionsterrasse* (nach FOREL: ausgewaschene Uferbank) und *Akkumulations-terrasse* (nach FOREL: angeschwemmte Uferbank); die Terrassen enden nach aussen hin in dem Terrassenabhang (Halde) und gehen nach innen zu in die Zone der direkten Wellenerosion oder den Wellenstrand (PENCK: *Brandungskehle*, welcher Ausdruck besser ist) über, der nach innen zu von dem *Kliff* begrenzt wird. Die Linie zwischen der Brandungskehle und dem Kliff ist die *Strandlinie*, die Linie zwischen dem Normalwasserspiegel und der Strandterrasse ist die *Wasserlinie*. In vielen Fällen, besonders bei wenig entwickelten Strandzonen, fehlt eine deutliche Akkumulationsterrasse. In den Fällen, wo beide vorhanden sind, ist es meistens schwer oder unmöglich, die Grenze zwischen ihnen scharf festzustellen (am Arpojaure war dagegen die Grenze sehr deutlich). Bei gehobenen Strandzonen, die nicht mehr von den Wellen gespült werden, fällt die Brandungskehle fort, so dass die Erosionsterrasse scharf von dem Kliff begrenzt wird oder mehr undeutlich in dasselbe übergeht. Die Strandzonen, die nur einen Teil einer breiteren Küstenzone ausmachen — z. B. deren Erosionsterrasse, wie das bei den Hofs Hallar der Fall ist — entbehren wirklich selbständiger Elemente und einer deutlichen Einteilung, da diese Strandzonen aus nur teilweise umgewandeltem Erbe von früheren Stadien besteht.

Die *Wasserlinie* der gegenwärtigen Strandzone bei den Hofs Hallar ist von morphologischem Gesichtspunkt aus keine einheitliche Bildung. Sie

besteht zwar aus dem recht scharf markierten Tangrande, der den Normalwasserspiegel des Meeres bezeichnet, derselbe zieht aber teils über festes Gestein und teils über Uferstein- oder Blockfelder hin. Wie aus der Karte ersichtlich, besitzt auch die Wasserlinie einen äusserst unregelmässigen Verlauf; nur an den Ufersteinfeldern ist sie gerade oder schwach gebuchtet. Innerhalb Slättemal kommt die längste, best zusammenhängende Linie vor, die als wohlentwickelt oder reif bezeichnet werden kann. An anderen Stellen muss sie dagegen als unentwickelt oder sehr jung charakterisiert werden. Die kleinen Schären und Felsen, die über den Meeresspiegel aus-



Verf. phot.

Fig. 20. Übersichtsbild der Hofs Hallar zwischen Röde Hall und Burdus Hall (letztenanntes im Hintergrund).

serhalb der Wasserlinie emporragen (Fig. 20), charakterisieren auch das ganze Strandgebiet als in dem ersten Stadium des litoralen Zyklus sich befindend. Der völlig reife Strand besitzt eine ebene, ungebrochene Wasserlinie, ausserhalb welcher keine vorspringenden Landzungen oder zurückgebliebenen Schären vorkommen. Aus diesem Umstande — dass Schwedens grösstes Abrasionsgebiet an der Grundgebirgsküste sich nur in dem ersten Stadium des litoralen Zyklus befindet — geht hervor, dass die gegenwärtige Küsten- und Strandzone ganz Schwedens als eine im jetzigen Zyklus sehr junge Küste betrachtet werden muss. Innerhalb der grössten Gebiete kann man kaum von einer litoral Entwicklung sprechen, da die Abrasion noch nicht vermocht hat, die glaziale Oberfläche, viel weniger denn die glaziale Topographie zu zerstören.

Es fällt bei den Hofs Hallar an vielen Stellen in die Augen, dass festes Gestein allgemeiner ist an der Wasserlinie und um sie herum als

höher hinauf innerhalb der Ufersteinfelder. Dies beruht darauf, dass die Wellen die Felsplatten »reinhalten« und entblößen, während diese höher hinauf von den Ufersteinen begraben oder verdeckt werden. *Wo festes Gestein die Wasserlinie bildet, ist diese ausnahmslos sowohl ihrem allgemeinen Verlauf nach als im Einzelnen durch Spaltenlinien und Bankung orientiert.* Wir können demnach schon hier die Aufmerksamkeit darauf lenken, dass Svarte Hall und das Gebiet gleich östlich davon von dem Spaltensystem N 60° W (mit kleineren Abweichungen) dominiert wird, während Röde Hall und die Gebiete gleich seitwärts davon von dem System N 20° O (mit kleineren Abweichungen) beherrscht wird. Das erstere System wird wieder vorherrschend bei Spetsen und behält dann seinen Einfluss mehr oder weniger deutlich auf der Strecke weiter nach Osten hin. Nirgends ist der Gesteinsgrund an der Wasserlinie unterminiert; die direkte Abrasionstätigkeit der Wellen steht hinter der Verwitterung vollständig zurück.

Der Transport loser Steine, der durch die Wellenbewegung über der Wasserlinie stattfindet, geschieht wie am Kullen ausschliesslich nach aussen hin. Keine tangbewachsenen Steine finden sich auf den Strand aufgeworfen, dagegen liegen aber mehrere reine oder unbewachsene nach aussen von der Wasserlinie. Infolgedessen geht die Wasserlinie über Gebiete hin, die infolge Auswaschens und Reinspülens einen bedeutend höheren Prozentsatz grösserer Steine und Blöcke aufweisen, als es sonst nach innen und nach aussen davon vorkommt. Die Wellen veranlassen so die Entstehung einer Uferbekleidung gegen sich selbst. Nur bei hohem Wasserstand oder Sturm, wenn die Wellen und die Brandung weit über das normale Mass hinausgehen, werden die Ufersteinfelder in nennenswertem Grade beeinflusst. Ein Tag heftigen Sturmes bei exceptionellem Hochwasser führt auch — wie GILBERT sagt — grössere morphologische Arbeit aus als jahrelange Wellenbewegung bei Normalwasserstand. Im Gegensatz zu den losen Steinen, die rollend nach aussen hin transportiert werden, wird in dem Wasser schwebendes oder schwimmendes Material vorzugsweise einwärts nach dem Strande hin geführt. Überall kommen auch die wohlbekanntenen Tangwälle mit Treibgut vor. Der Transport von Ufersteinen längs der Strandlinie hat als sehr unbedeutend festgestellt werden können. In der nächsten Umgebung von Svarte Hall, das aus Amphibolit aufgebaut ist, bestehen alle Ufersteine aus diesem Gestein, aber bereits innerhalb des Gebietes (100×180) sind die Amphibolitsteine auf ca. 10% heruntergegangen, und bald hören sie ganz auf. Dieselbe unbedeutende Verbreitung zeigen die Ufersteine, die von dem kleinen Amphibolitfels bei Punkt 765×300 herkommen. Die äussere Grenze für das Vorkommen der Amphibolitsteine im Ufersteinmaterial verläuft hier nämlich etwa 10 m nach aussen von der Felsenplatte. Der charakteristische Pegmatit aus dem Gebiet (100—200×70—100) wird auch nur stellenweise mit 1—5% bis zur Ostgrenze des benachbarten Ufersteinfeldes angetroffen.

Da die Strandzone bei den Hofs Hallar nur einen Teil der Küstenzone ausmacht, sind innerhalb der erstgenannten die verschiedenen morphologischen Elemente — *Strandterrasse*, *Brandungskehle*, *Strandlinie* und *Kliff* — wie oben erwähnt, nicht deutlich herausdifferenziert. Liegt die Strandzone innerhalb eines Ufersteinfeldes, so sieht das Profil folgendermassen aus: der Wasserlinie zunächst breitet sich eine flache Zone aus, bestehend aus an den Kanten abgenutzten Blöcken und mehr wohlgerundeten Steinen von 3—7 dm Grösse. Diese Zone, die als der Erosionsterrasse entsprechend bezeichnet werden kann, geht nach oben hin in einen markierten Abhang über, der die Brandungskehle darstellt und aus weniger grobem Material zusammengesetzt ist. Die Brandungskehle schärft sich nach oben hin in ein kleines Kliff zu, das von den Ufersteinfeldern der Küstenzone scharf niederbricht. Die Kammlinie des Kliffs, gebildet bei Sturm während Hochwassers, bezeichnet die obere Grenze der Strandzone. Alle losen Steine unterhalb dieser sind reingespült und von heller Farbe, während die oberhalb derselben liegenden durch Flechtenanflug dunkel sind. Dieser Unterschied tritt in der Natur scharf hervor. Die obere Grenze der Strandzone liegt indessen nicht überall in demselben Niveau (Siehe Taf. XXI). An Stellen, die den Wellen exponiert sind, z. B. innerhalb des offenen Ufersteinfeldes bei Slättemal, erreicht sie das Niveau von 4—5 m; an weniger exponierten Stellen fällt sie mit der 3 m-Kurve zusammen oder liegt gleich oberhalb derselben, was innerhalb der ganzen Sektion Röde Hall—Spetsen der Fall ist. Die fragliche Grenze ist wahrscheinlich zu grossem Teil während des heftigen Sturmes Weihnachten 1905 ausgebildet, zu welcher Zeit auch ein sehr hoher Wasserstand herrschte.

An vielen Stellen wird die Strandzone von festem Gestein in zusammenhängendem Gebiet oder in getrennten Partien eingenommen. Das grösste Gesteinsgebiet ist das Burdus Hall, das die einzige Stelle ist, wo das Kliff des Küstengürtels bis zur Wasserlinie hinabreicht. Das Burdus Hall erhebt sich als ein 30 m hohes, unzugängliches Vorgebirge aus dem Meere; sein steiles Kliff ist von einer grossen Anzahl Spaltenlinien durchkreuzt. Wie oben erwähnt, sind die Gneisbänke und die Amphibolit-einlagerungen hier stark gefaltet. Die letzteren sind im allgemeinen tiefer denudiert als der Gneis, was zur Zersplitterung des Vorgebirges beigetragen hat.

Die Bedeutung der Spaltenlinien, vor allem aber der schmalen Spaltenzüge für die Topographie, tritt in instruktiver Weise innerhalb der hohen Seitenpartie hervor, die auf der Nordostseite des Burdus Hall von dem steilen Abhang der Landspitze durch eine Kluft isoliert ist (siehe Profil V). An dem nach dem System N 70° W ausgebildeten Kliffabhang dieser Partie kommen scharf markierte Einschnitte oder Nischen vor, die nach Spaltenzügen und Einzelspalten im System N 40° O orientiert sind. Fig. 21 A zeigt eine derartige Nische. In der Verlängerung ihrer geraden Seiten verlaufen schmale, aber deutliche Spaltenzüge, die zweifellos die

erste Auswitterung und Abrasion orientiert haben, wobei zwei schmale Klüfte entstanden. Die Zwischenpartie hatte dann nicht mehr die Kraft, sich zu halten, sondern wurde gleichfalls abgebaut, so dass sich eine breitere Nische bildete. Nun wird die innere, südliche, Wand der Nische von einem schmalen Spaltenzuge begrenzt der nach Osten hin sich in zwei dünne Züge und eine Reihe Einzelspalten verzweigt, welche eine freistehende Säule isolieren. Eine danebenliegende Nische bietet das Bild Fig. 21 B dar. Sie besitzt dicht oberhalb des Wasserspiegels einen Boden, dessen Aussenrand nur wenig innerhalb des Kliffabhangs liegt. Oberhalb dieser letzteren erstrecken sich die geraden, steilen Steiten der Nische ein paar Meter in die Felswand hinein. Die Westseite ist nach einem Spaltenzuge orientiert, dessen Anwesenheit sich auch an der Innenwand der Nische durch einen kleinen scharf markierten Einschnitt geltend macht. Die Ostseite steht jetzt nicht in Kontakt mit dem nach aussen davon liegenden Spaltenzuge, ist aber unzweifelhaft seiner ganzen Anlage und Entwicklung nach von demselben abhängig gewesen. Nachdem die erste schmale Kluft durch die Ausdenudierung des Zuges gebildet worden, fuhr nämlich die Verwitterung auf der Seite infolge der Gegenwart von mit dem Zuge parallelen Einzelspalten fort. Der Einfluss des Spaltenzuges kommt andauernd in Ein-

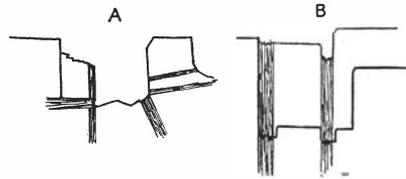


Fig. 21. Schematische Zeichnung der durch Spaltenzüge bedingten Nische auf der Ostseite des Burdus Hall. (Die Spaltenzüge sind gestrichelt.)

schnitten sowohl auf dem Boden der Nische als an der Innenwand derselben zum Ausdruck. — Ich möchte in diesen Verhältnissen ein Beispiel im kleinen für viele der in Fennoskandia vorkommenden Tal- und Beckenbildungen erblicken. Diese sind wahrscheinlich in einer grossen Anzahl von Fällen bedingt durch Spalten- und Schwächezonen, die indessen jetzt nicht mehr direkt nachgewiesen werden können, da die Denudation ausserhalb der Seiten getreten ist, so dass die orientierenden Zonen auf dem Boden oder unter den Talusbildungen der Seiten verborgen worden sind. Kann man somit jetzt die Schwächezonen nicht beobachten, so ist dies kein Beweis gegen die Ansicht einer Abhängigkeit der Täler von ihnen.

Das Röde Hall besteht aus zwei Landspitzen, auf denen die Spaltensysteme N 60° W und N 15°—25° O dominieren. Ausserdem macht sich die Bankung mit Streichen N 10° O und Fallen 20—25° in SW, scharf geltend, besonders auf der östlichen Landspitze (Fig. 22 A). In untergeordnetem Grade kommen unregelmässig verlaufende Sekundärspalten vor, wahrscheinlich verursacht durch Frostsprengung. Durch die Spaltensysteme wird der Gesteinsboden auf der östlichen Landspitze in Parallelogramme aufgeteilt, die bei der Öffnung der Spalten in Parallelipipeda in voller Übereinstimmung mit den Verhältnissen auf Vinga Skär übergehen. Die Parallelipipeda werden nach der Bankungsebene abge-



Fig. 22.

Verf. phot.

- A. Der östliche Teil des Röde Hall.
 B. Zurückgebliebene, isolierte Felsenpartien, aus dem Ufersteinfeld
 heraufragend. (Im Hintergrunde das Kliff)

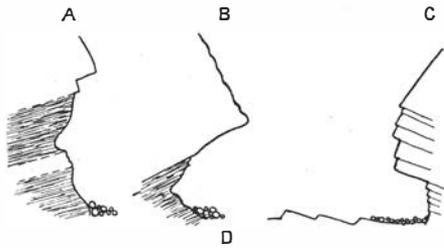
schlagen und bilden ein zusammengesetztes Gebiet von charakteristischem Aussehen (Fig. 22 A). Infolge der unbedeutenden Dicke der Gneisbänke ist im Gegensatz zu Vinga Skär die Höhendifferenz zwischen

den einzelnen Parallelipipeden nicht gross. An einigen Stellen sind jedoch grössere Prismen als sog. »klackar« (d. i. »Absätze«) erhalten geblieben. Auf der westlichen Landspitze macht sich die Bankung nicht so scharf geltend, weshalb die Topographie dort etwas anders ist. Statt eines Komplexes abgewitterter Parallelipipeden finden wir Rücken von verschiedener Höhe und Grösse, die durch geöffnete Einzelspalten und ausgewitterte Spaltenzüge freigelegt worden sind. Infolge der wenig hervortretenden Absonderungsfläche werden die Rücken nicht rasch abgesprengt, sondern bleiben erhalten und nehmen an Höhe zu, wenn benachbarte Schwächezonen sich vertiefen. Dieser Unterschied zwischen den beiden Landspitzen ist lehrreich, da er den Einfluss der verschiedenen morphologischen Faktoren zeigt; die beiden Landspitzen bestehen ja aus ganz demselben Gestein, es dominieren dieselben Spaltensysteme, aber auf der einen ist die Bankung mehr markiert als auf der anderen, und hierin liegt die Ursache des charakteristischen Unterschiedes in der Detailtopographie. Verhältnisse dieser Art gewähren die Möglichkeit einer genaueren Kenntnis von der individuellen Bedeutung der morphologischen und geologischen Faktoren.

Innerhalb des Gebiets des Röde Hall, besonders auf der östlichen Landspitze, ist die Abrasion sehr gross, und der Gesteinsgrund wird mit einer für die Verhältnisse Südschwedens wahrscheinlich exzeptionellen Geschwindigkeit abgebaut. Auf der äusseren, nördlichen Seite finden sich keine Verwitterungsprodukte, da die Brandung hier sie wegspült, sobald sie gebildet werden; auf der inneren, südlichen Seite aber finden sich beträchtliche Ansammlungen solcher Produkte. Diese liegen zwar auf der geschützten Seite der Landspitze, aber doch innerhalb der Strandzone, so dass sie bei Sturm von kräftiger Brandung erreicht werden; trotzdem zeigen die Blöcke und die Steine keine Spur von Rundung oder Kantenabnutzung. Die Verwitterung ist offenbar so gross, dass die Wellenbewegung nicht Zeit gehabt hat, die Bruchstücke in Ufersteine umzubilden.

Das ganze Gebiet gleich westlich vom Röde Hall ist erfüllt von kleineren Gesteinspartien, die gegenwärtig einer intensiven Verwitterung und Abrasion ausgesetzt sind. Darum sind die Gesteinspartien in ein Wirrwarr unregelmässiger kleiner Felsenplatten aufgelöst, so dass man hier sagen kann, man habe es mit *den zersplitterten »Wurzeln« eines früher zusammenhängenden Gesteinsgebiets* zu tun. Im einzelnen werden die Felsenplatten von Spaltenlinien begrenzt, die auch in jedem Detail sich scharf geltend machen und den ganzen Denudationsprozess leiten. Von den Spaltensystemen ist das in N 70° W verlaufende am stärksten hervortretend; ausserdem kommen zahlreiche unregelmässige Sekundärspalten vor; die Bankung tritt nicht so stark hervor wie auf der östlichen Landspitze des Röde Hall. An vielen Stellen ist die Verwitterung so kräftig, dass die Wellen gar nicht dazu kommen, die Verwitterungsprodukte zu Ufersteinen zu bearbeiten. Die Verwitterungsprodukte behalten daher ihre scharfkantigen Formen und sammeln sich mit fortschreitender

Verwitterung mehr und mehr an. An anderen Stellen, wo die Verwitterungsintensität etwas geringer ist, und wo die Brandung vollen Zutritt hat,



Verf. phot.

Fig. 23.

Untergrabene Kliffpartien (Auf A und B markiert das Gestrichelte Amphibolit. Die Höhe der Profile A—C ist 2 m. Fig. D ist die äusserste Spitzedes Vasse Hall.)

sind die Verwitterungsprodukte an den Kanten abgenutzt, aber nicht ganz gerundet. *Nur an Stellen, wo die Abnutzung der Steine durch die Brandung ebenso rasch vor sich geht wie die Lossprengrung von Bruchstücken durch die Verwitterung, kommt es zur Bildung typischer, runder Ufersteine.* Ein derartiges Gebiet ist in Fig. 22 B wiedergegeben. Auf dem Bilde sieht man den letzten Rest einer Felsenpartie, die vermutlich vor nicht langer Zeit bedeutend grösser war. An dieser sind sowohl Bankung als Spaltensysteme scharf hervortretend gewesen, und in dem Masse, wie die Gesteinsmasse abgebaut wurde, wurden die Verwitterungsprodukte von Wellen und Brandung bearbeitet und zu Ufersteinen abgenutzt. Die Abrasion ist nun so weit gelangt, dass nur noch zwei isolierte, aber bereits zersplitterte Polyeder von unregelmässiger, prismatischer Form über einer niedrigen, fast in gleichem Niveau wie das umgebende Ufersteinfeld liegenden Felsenplatte vorhanden sind. Es dürfte

jedoch nicht lange dauern, bis auch diese Reste ganz abgebaut und in dem Ufersteinfeld aufgegangen sind. Auf diese Weise gewinnt das Ufersteinfeld Terrain und breitet sich über die abradierten und zerwitterten Reste der einstmals zusammenhängenden Gesteinspartie aus.

Das Svarte Hall ist zum grössten Teil von Amphibolit aufgebaut und weist in Übereinstimmung mit dem, was oben von der Individualität der Gesteine hinsichtlich der Verwitterungsweise und der dadurch entstehenden Topographie gesagt worden ist, eine von dem des Gneisterrains abweichende Topographie auf. In der Beschreibung des Kullen wurde darauf hingewiesen, dass der Amphibolit oft in seine mineralogischen Bestandteile zerwittert und da er weniger hart als der Gneis ist, nicht unbeträchtlich der Abnutzung durch Ufersteine ausgesetzt ist. Am Svarte

Hall ist auch der Amphibolit an allen Stellen, wo er mit beweglichen Ufersteinen in Kontakt tritt, mit wohlgerundeten Formen versehen; auch typische Evorsionsschalen und runde Nischen kommen vor. Die durch Spalten bedingte schafkantige, zerfetzte Verwitterungstopographie, die überall die Gneisgebiete kennzeichnet, ist völlig ausgetauscht gegen weiche, runde Formen. Da der Amphibolit weniger hart als der Gneis ist, wird er im Verhältnis zu diesem an Stellen, wo bewegliche Ufersteine vorkommen, ausgegraben. Fig. 23 A und B geben zwei derartige Stellen, belegen südwestlich von Spetsen, wieder.

Nur an zwei vereinzelt Stellen bei den Hofs Hallar ist eine unbedeutende Untergrabung in Gneis beobachtet worden. Die eine Stelle (Fig. 23 C) ist gleich südlich von Spetsen belegen. Der Gneis ist deutlich in dünnen Schichten gebankt, mit Fallen in SSW, und reich von Spalten durchsetzt. An der Basis des Abhanges breitet sich eine niedrige Felsenplatte aus, die zu einem seichten, mit wohlgerundeten Ufersteinen belegten Kanal vertieft ist. Bei Seegang pulsieren die Wellen hier hin und zurück, versetzen die Ufersteine in Bewegung und spülen an dem Abhang empor, so dass dieser in hohem Grade sowohl der Verwitterung als der Abnutzung ausgesetzt ist. Die Verwitterung scheint jedoch, wie immer, die kräftigere zu sein, da alle Gesteinsformen scharfkantig sind. Die in den Kanal hinabgefallenen Verwitterungsprodukte werden dagegen sehr rasch zu wohlgerundeten Ufersteinen bearbeitet. Die Ursache für die Untergrabungen des Abhanges ist die dünne Bankung, die hohe Spaltenfrequenz und die günstige Lage des Gebiets in Bezug auf Verwitterung und direkte Wellenabrasion. Dass die Bänke nach innen zu einfallen, ist, wie vorher hervorgehoben wurde, auch von Bedeutung, denn wenn die Schichtenköpfe überqueret sind, werden die Schichtfugen leicht mit Wasser getränkt, was in hohem Grade die Frostwitterung fördert. Die andere Stelle, an der Untergrabung eines Gneisabhanges vorkommt, ist die äusserste Spitze des Vasse Hall (Fig. 23 D). Die Verhältnisse stimmen hier die Hauptsache nach mit denen an der vorhergehenden Stelle überein; die Wellen reichen jedoch bis zur Basis des Abhanges nur bei Hochwasser und Sturm. Eine mitwirkende Ursache der Untergrabung hier ist das Vorkommen einer schmalen Quetschzone, die an gewissen Stellen breccienähnlich ist.

Den oben angeführten Beispielen von Untergrabung kann infolge ihrer geringen Anzahl keine nennenswerte Bedeutung beigemessen werden. Da keine anderen Fälle innerhalb der ganzen Küstenzone beobachtet worden sind, gilt von dieser wie von der des Kullen, dass die Abrasion nicht dadurch geschieht, dass ein Kliff durch direkte Wellenabrasion untergraben wird, herabstürzt und auf diese Weise sukzessiv sich landeinwärts verschiebt, sondern dass der Gesteinsboden durch mechanische Verwitterung in grössere und kleinere einzelne Partien zerbrochen wird, die dann mehr und mehr zersplittert und so allmählich bis zum Normalwasserspiegel abgebaut werden. Ebenso wenig wie auf dem Kullen kann man daher die Abrasion hier als sägend charakterisieren.

Die Küstenzone.

Die Küstenzone breitet sich zwischen der oberen Grenze der Strandzone in 3—5 m Höhe und dem Rand des Kliffs oder der Schärfung des Abhangs aus, an dessen Basis die marine Grenze sich in + 52 m Höhe befindet. Das Gebiet ist durch seine an verschiedenen Stellen mehr oder weniger ausgesprochene litorale Topographie charakterisiert. Gegenwärtig ist das Gebiet dem Einfluss der Wellenbewegung gänzlich entzogen *und ausschliesslich der subaerialen Denudation ausgesetzt*. Die Küstenzone ist durch das markierte Kliff, dessen Basis in + 12 m Höhe liegt, in zwei scharf geschiedene Partien geteilt. Unterhalb dieser Linie breitet sich die Erosionsterrasse aus, die durch die vorspringenden Landspitzen und Berg Rücken des Kliffes in verschiedene Sektionen geteilt wird.

Ich habe oben erwähnt, welche Spaltensysteme innerhalb der Strandzone dominieren. *Diese Systeme behalten ihren Einfluss über die ganze Küstenzone hin*. So liegen in der Fortsetzung des Svarte Hall und der drei niedrigen Landspitzen innerhalb des Gebietes (150×250) Gruppen von kleineren Berg Rücken und Klippen, orientiert nach demselben System, das sich innerhalb der Strandzone geltend macht. Das Röde Hall setzt sich gleichfalls innerhalb der Küstenzone in einem zusammenhängenden, recht hohen Rücken fort. Dieser und die ebenerwähnten beiden Gruppen gehen bei dem Kliff in mehr oder weniger weit vorspringende Landspitzen über und setzen sich auch über das Kliff in isolierten, kleineren Gesteinspartien fort, die sich aus der geschlossenen Vegetationsdecke erheben. In derselben Weise setzt sich der Spetsen in grösseren und kleineren Gesteinsrücken fort, die in ein markiertes Kliffvorgebirge übergehen. Zwischen diesen ebenerwähnten Rücken liegen tiefere herabdenudierte Gesteinspartien, die zusammen mit den vorhergehenden eine instruktive Serie der verschiedenen Entwicklungsstadien bilden, welche die Rücken und Landspitzen unter dem Einfluss der Abrasion und subaerialen Denudation innerhalb des Küstengürtels durchlaufen. Burdus Hall und Vasse Hall stehen noch ziemlich unverändert da und repräsentieren das erste Stadium in der genannten morphologischen Serie; die zersplitterten »Wurzeln« westlich vom Röde Hall nähern sich dem Endstadium, d. h. dem Ufersteinfeld. Diese Rücken und tief abgebauten Gesteinsgebiete zeigen deutlich, wie die Abrasion den Gesteinsboden in getrennte Partien zerklüftet, die dann *ebenso sehr durch subaeriale Denudation an der Oberfläche als durch Abrasion innerhalb der Strandzone rasiert werden*.

Zwischen den Landspitzen nehmen die Ufersteinfelder das grösste Areal ein. Eine kahle Felsenplattform, wie sie innerhalb vieler Küstenzonen unterhalb des Kliffs vorkommen, und deren Vorkommen im allgemeinen vorausgesetzt wird, finden sich demnach nicht.

Das grösste *Ufersteinfeld* ist das Slättemal (Fig. 24); danach kommen in Bezug auf Grösse die Felder innerhalb der Sektion Svarte Hall—Röde Hall und Vasse Hall—Burdus Hall; am schmalsten ist dasjenige unter-

halb des grossen Kliffabhangs zwischen Spetsen und Vasse Hall. Betreffs der topographischen Masse desselben sei ferner auf S. 387 verwiesen.

Die Oberfläche der Ufersteinfelder ist nicht völlig eben, da die Ufersteine in kleinen Wällen angehäuft liegen. Innerhalb des Slättemal tritt besonders ein Wall deutlicher als die anderen hervor und besteht aus besser gerundetem Material als die Umgebung; der Kamm dieses Walles liegt in ca. + 8 m Höhe und findet sich, obwohl bedeutend weniger markiert, auch an anderen Stellen wieder. Dem Wall würde hier keine Bedeutung

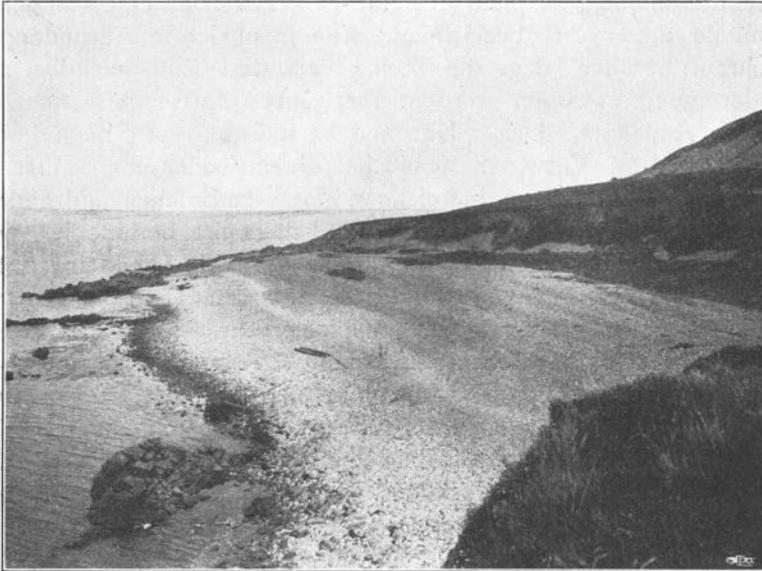


Fig. 24. Das Slättemal, von W gesehen.

Verf. phot.

beigemessen worden sein, wenn ihm nicht, wie vorher erwähnt, nach aussen von Hofs Hallar die Basislinie der dort vorkommenden Kliffabhänge zu äquivalieren schiene. Existierte der Wall nur innerhalb des Ufersteinfeldes der Hofs Hallar, so könnte man meinen, er markiere nur einige heftige Stürme mehr als gewöhnlich zu der Zeit, wo das Land während der postglazialen Hebung seinen Wellenstrand in + 8 m Höhe besass. Nun dürfte man möglicherweise das 8 m-Niveau als eine kurze Pause in der Hebung oder sogar als die Grenze einer kleineren Niveauveränderung bezeichnend anzusehen haben.

Die Ufersteinfelder sind aus losen Steinen zusammengesetzt, die von der Wellenbewegung mehr oder weniger an den Kanten abgenutzt oder abgerundet worden sind. Die unvergleichlich grösste Anzahl Steine besteht aus Lokalmaterial und stammt von Verwitterungsprodukten her. Die Grösse ist sehr variierend; an der Oberfläche der Felder messen die meisten 0,3—3 dm im Durchmesser; dazwischen liegen kleinere von 1—3

cm Grösse; an vielen Stellen ist der Prozentsatz an 3—10 dm messenden Blöcken gross, und sie können innerhalb kleinerer Gebiete vollständig dominieren. Fast alle Blöcke und die meisten Steine sind nur an den Kanten abgenutzt; selten trifft man eine grössere Masse wohlgeschliffener Ufersteine an. Dies beruht auf dem Spaltenreichtum und der Bankung des Gneises sowie auf einer im Verhältnis zur Verwitterung unbedeutenden direkten Wellenabrasion, die nicht zu hinreichenden Rollen Anlass gegeben hat. Vergleicht man, wie es oft geschieht, den Strand mit einer Mühle, in der die Wellen den Gesteinsgrund zu fein gerundeten Körnern und Gesteinsmehl zermahlen, so muss man die Hofs Hallar als eine sehr schlechte Strandmühle dieser Art bezeichnen. Die mangelhafte Abrundung kann nicht darauf beruhen, dass die Steine verwittert sind, nachdem sie der Wellenbewegung entzogen worden; ihr ganzes Aussehen spricht gegen eine solche Annahme. Dieser Umstand ist indessen recht bemerkenswert, da Felspartien and Verwitterungsblöcke, die auf oder unmittelbar neben den Ufersteinfeldern liegen, in reichem Masse zerbrochen und andauernd der Absplitterung ausgesetzt sind. Möglicherweise beruht dies, was die wohlgerundeten Ufersteine betrifft, darauf, dass die Ufersteine, während sie noch der Arbeit der Wellen ausgesetzt waren, abgeschlagen worden sind, bis sie keine grösseren Spaltenlinien mehr besaßen, sondern aus einem Kern oder einer Einheit bestanden. Ist dies richtig, so würde die Grösse der wohlgerundeten Ufersteine innerhalb Gebieten, wo Verwitterung nach Spaltenlinien in dem Abrasionsprozess dominieren, durch die Dichte der Spalten bestimmt sein. Dies scheint eine Bestätigung durch die Verhältnisse innerhalb gewisser Teile des Sandsteingebietes nördlich von Torekov zu erhalten, denn hier besitzen die wohlgerundeten Ufersteine eine Grösse, die mit der Grösse der durch die Spaltensysteme bedingten Verwitterungsbruchstücke wohl übereinstimmt.

Innerhalb der Hofs Hallar kommen zerstreut über die ganze Erosionsterrasse hin Ufersteine von kambrischem Sandstein vor. Ist dieser feinkörnig, so sind die Steine ausnahmslos sehr wohlgerundet und halten in der Regel 1—1,5 dm im Durchmesser. Die Anwesenheit des Sandsteins ist recht bemerkenswert, da fest anstehender nicht in grösserer Nähe als 2 km über die Westgrenze der Karte hinaus angetroffen wird. Die Frequenz des Sandsteins in den Ufersteinen ist verschieden, hält sich aber im allgemeinen zwischen 2—5 % oder 8 %; an gewissen Plätzen, z. B. gleich östlich vom Röde Hall, kommt er indessen stellenweise mit bis zu 25 % vor, während er unmittelbar daneben ganz fehlt. Dieser Umstand kann möglicherweise eine Erklärung dafür liefern, wie der Sandstein nach der Küstenzone der Hofs Hallar hingekommen ist. Dass er längs der Strandlinie von der anstehenden Masse westlich von Kartengebiet aus transportiert worden wäre, ist mit Rücksicht auf das oben betreffs des unbedeutenden Transports der Ufersteine Gesagte ausgeschlossen; die Frequenz des Sandsteins zeigt auch keine gleichmässige Steigerung nach der anstehenden Masse im Westen hin. Im Gegenteil, bis nahe der ersten Sand-

steinplatte ist die Frequenz ebenso gross oder nur wenig grösser als innerhalb der Hofs Hallar; danach steigt der Prozentsatz sehr rasch bis auf 90—100 %. Möglicherweise ist ein Teil der Sandsteine innerhalb der Hofs Hallar mittelst Strandeises dorthin geführt worden, was jedoch jedenfalls zur Erklärung nicht ausreicht. Es ist daher wahrscheinlich, dass der Sandstein von Blöcken herrührt, die das Inlandeis auf den Abhang des Halandsås vom Laholmsbukten hinauftransportiert hat, und die bei der Abrasion des Abhanges auf die Erosionsterrasse hinabgefallen und dort in kleinere Bruchstücke zerbrochen worden sind. Die ungleichmässige Verteilung des Sandsteins mit stellenweise grosser, stellenweise sehr geringer Frequenz würde somit auf dem Vorkommen grösserer Blöcke beruhen, die zerbrochen und innerhalb eines begrenzten Gebietes verstreut worden sind.

Von fremden Gesteinen bei den Hofs Hallar kommen auch vereinzelte Feuersteine und einige wenige Kreidebruchstücke vor. Die ersteren zeigen keine Einwirkung der Wellenbewegung, was auf ihrer grossen Härte beruht. Die Härtegrenze, über die hinaus Steine nicht durch die Wellenbewegung rundgeschliffen werden können, hängt natürlich in erster Linie davon ab, welche Härte die Hauptmasse der umgebenden Ufersteine besitzt. Ein Sandstein erhält daher nicht leicht wohlgerundete Form innerhalb eines Feldes von Kalksteingeröll, leicht dagegen innerhalb eines Gneisgebietes gleich dem der Hofs Hallar. Der Härtegrad des Feuersteins dürfte indessen nahe der absoluten Grenze der Ufersteinbildung liegen.

Innerhalb der Ufersteinfelder bei den Hofs Hallar trifft man an den meisten Stellen ein Stück unter der Oberfläche der Felder scharfkantige, ganz unbearbeitete Verwitterungsprodukte an, wahrscheinlich zum grössten Teil gebildet, nachdem das Gebiet sich gehoben hatte und der Wirksamkeit der Wellen entzogen worden war. Man muss nämlich voraussetzen, dass die Verwitterung sich bis zu einer gewissen Tiefe unter einer nicht allzu mächtigen Ufersteinschicht fortsetzt.

Grosse Teile der niedrigen Gebiete unterhalb des Kliffs bei den Hofs Hallar sind mit Vegetation bedeckt. Diese besteht zum allergrössten Teil aus Heidekraut (*Calluna vulgaris*); dazu kommen in reichlicher Menge Krähenbeere (*Empetrum nigrum*) und Wacholder (*Juniperus communis*) sowie in geringer Menge eine Reihe anderer Kräuter und Sträucher. Die Vegetation breitet sich unablässig nach allen Richtungen hin aus. Es scheint jedoch allgemeine Regel zu sein, dass sie ihre grösste Ausbreitung besitzt und am leichtesten vordringt in Gebieten, die aus unbearbeiteten Verwitterungsprodukten zusammengesetzt und die gegenwärtig einer relativ bedeutenden subaerialen Verwitterung ausgesetzt sind. Auf den Ufersteinfeldern kommt eine Pflanzendecke nur an den Aussenrändern vor, und die Vegetation scheint auch schwer auf den Feldern Fuss zu fassen und sich auszubreiten. Diese Tatsache steht in Zusammenhang mit dem oben erwähnten Umstande, dass die Ufersteine im allgemeinen eine sehr unbedeutende Verwitterung zeigen. Die Ufersteine behalten zwischen sich leere

Zwischenräume, während die unbearbeiteten Verwitterungsprodukte durch weitere Verwitterung bald einen geeigneten Erdboden bilden.

Zu dem *Kliff* rechne ich nicht nur den zusammenhängenden Abhang mit seinen Einbuchtungen und Landzungen und Spitzen, sondern auch die unmittelbar nach aussen von dem Abhang stehenden isolierten Felsenpartien.

Betreffs des gegenwärtigen Kliffs muss man sich erinnern, dass es lange Zeit hindurch dem Einfluss der Wellen entzogen und ausschliesslich der subaerialen Denudation ausgesetzt gewesen ist. Der Kliffabhang ist daher auf grossen Strecken bedeckt mit unbearbeiteten Verwitterungsprodukten. Die subaeriale Denudation hat jedoch noch nicht in höherem Grade den litoralen Charakter des Kliffs zerstört.

Die Höhenverhältnisse des Kliffs ergeben sich direkt aus der Vertikalprojektion auf Taf. XXI. Die Basislinie liegt, wie oben erwähnt, längs dem grössten Teile des Abhangs in ca. + 12 m Höhe. Das Niveau ist jedoch an mehreren Stellen schwer exakt festzustellen, da es von Blockmassen und Ansammlungen kleinerer Verwitterungsprodukte bedeckt ist. Die Basislinie sinkt indessen beträchtlich an den weit hervorragenden Landspitzen und Gesteinsrücken; sie geht so am Vasse Hall herab bis auf + 2 m und am Burdus Hall bis zur Wasserlinie. — Die Höhenlage der Kammlinie hängt von der Neigung des Abhanges des Hallandsåsés und davon ab, wie weit an diesem die Abrasion gelangt ist. Das Kliff ist am höchsten innerhalb der Sektion Spetsen—Vasse Hall, wo der Hallandsås am steilsten ist, und es ist am niedrigsten innerhalb der Sektion Svarte Hall—Röde Hall, wo der Abhang am stärksten geneigt ist.

Das Kliff hat durch die grossen Gesteinsrücken Burdus Hall und Vasse Hall, sowie durch kleinere Landspitzen und Vorsprünge einen aus grossen Bogen, kleineren Buchten und scharfen Einschnitten zusammengesetzten Verlauf erhalten. Einige Buchten besitzen eine wohlgerundete Bogenform von grösserer oder geringerer Weite; anderer besitzen mehr scharf gebrochene Seiten. Dieser bogige und gewundene Verlauf ist während der frühen Stadien des litoralen Zyklus charakteristisch für Abrasionsgebiete, die aus massenförmigen oder unregelmässig geschichteten Gesteinen aufgebaut sind. — Verfolgt man das Kliff, so findet man, dass trotz der oben dargestellten allgemeinen Eigenschaften eine recht wesentliche Verschiedenheit zwischen seinem Aussehen innerhalb der Sektionen Svarte Hall—Spetsen (siehe Fig. 25 A), Spetsen—Vasse Hall (Fig. 25 B) und Slättemal (Fig. 24) herrscht. Das Kliff ist bedeutend mehr zersplittert innerhalb der erstgenannten Sektion als innerhalb der anderen; es ist am höchsten, am geradesten und einheitlichsten zwischen Spetsen und Vasse Hall, und es ist am ebenmässigsten gebogen am Slättemal. Auf die Ursache dieser Verschiedenheiten werden wir weiter unten Gelegenheit haben näher einzugehen. Wir betrachten hier zuerst genauer das Gebiet westlich vom Spetsen.

Die dem Anschein nach unregelmässige Zerklüftung des Kliffs ist in

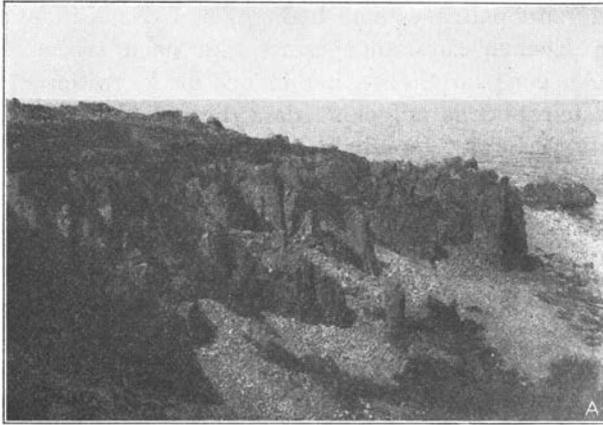


Fig. 25. Das Kliff. A Die westliche Seite des Cirkus. B Zwischen Spetsen und Vasse Hall. C Zwischen Burdus Hall und Vasse Hall.

Verf. phot.

allen Teilen durch Spaltensysteme bedingt, und das Kliff ist aus grösseren und kleineren Ebenen zusammengesetzt, die nach diesen Systemen gebildet sind. An ein paar Stellen hat jedoch die Verwitterung so die Oberfläche des Gesteinsbodens aufgelöst, dass die entstandene Bodendecke die Spaltensysteme verbirgt. Innerhalb bedeutender Gebiete bedecken auch, wie vorher gesagt, Ansammlungen von Verwitterungsprodukten grössere oder geringere Teile des Kliffs.

Ist das eine oder andere der das Kliff dominierenden Spaltensysteme dichter innerhalb einer begrenzten Zone, so ist diese zu einer kleinen Bucht oder einer kleineren Ravine ausdenudiert worden. Werden solche Ravinen dicht neben einander gebildet, so entsteht eine schmale Landspitze. Wird diese durchbrochen, so haben wir eine freistehende Klippe. Diese seewärts von dem Kliffabhang stehenden einzelnen Felsen ziehen im allgemeinen als eine für die Küstenzone besonders charakteristische Erscheinung grosse Aufmerksamkeit auf sich, haben aber in den meisten Fällen keine nähere Erklärung gefunden. Oft hat man sich mit der Behauptung begnügt, dass sie besonders widerstandsfähige Partien des Kliffs darstellen, oder man hat ihre Entstehungsweise als noch nicht völlig aufgeheilt bezeichnet. Die grossen, freistehenden Säulen vor dem Kliff von Helgoland denkt man sich meistens dadurch gebildet, dass die Brücken über Kliff-tunnels infolge fortgesetzter Abrasion und Verwitterung eingestürzt sind. In mehreren Fällen dürfte diese Erklärung auch das Richtige treffen. Bei den Hofs Hallar ist indessen eine derartige Entstehungsweise sicherlich in keinem Falle vorgekommen. J. G. ANDERSSON's (5) Erörterungen über die Anlage und Entwicklung der Raukar von Öland dürften dagegen eher auf unsere Verhältnisse anwendbar sein. ANDERSSON betont die orientierende Rolle der Spalten für die Anlegung und fortgesetzte Entwicklung der freistehenden Säulen. Tunnels sind bei Öland auch nicht vorgekommen, sondern es bildeten sich offene Klüfte, die in Winkeln zusammenstiessen, sich erweiterten und eine Partie des Gesteinsgrundes absonderten. Ein sehr grosser Unterschied herrscht jedoch zwischen dem Küstengürtel Ölands und dem der Hofs Hallar, indem ersterer von Kalkstein aufgebaut ist, der von einer geringen Anzahl Spalten durchsetzt ist, letzterer dagegen von Gneis, der von einer Menge Spalten nach verschiedenen Systemen erfüllt ist. Bei Öland scheint auch die direkte Wellenabration die grösste Rolle zu spielen, also ein Verhältnis ganz entgegengesetzt dem im Grundgebirgsgebiet des nordwestlichen Schonen herrschenden. — Denken wir uns innerhalb der Hofs Hallar ein Gebiet, nach Norden hin begrenzt von einem Kliff und reich durchsetzt von Spalten, deren die meisten dem System $N 60^\circ W$ und $N 20^\circ O$ angehören. In einem jeden dieser Systeme kommen zwei Spaltenlinien vor, die stärker markiert sind als die anderen. Das von den Spaltenlinien gebildete Parallelogramm *abcd* schliesst dann in sich eine Gesteinsmasse ein, die durch die Flächen der genannten Spaltenlinien von der Umgebung isoliert werden. Ich habe keinen hinreichenden Beweis, um das folgende sicher be-

haupten zu können, auf Grund direkter Beobachtungen und aus theoretischen Gründen scheint es mir aber, als wenn die weniger markierten Spaltenlinien oft an dem Kontakt mit besonders ausgeprägten Linien abbrechen und etwas ihre Richtung ändern. Solchenfalls fänden sich innerhalb des Parallelogramms *abcd* weniger Spaltenlinien als nach aussen davon, was in hohem Grade die Widerstandskraft dieser Partie im Verhältnis zur Umgebung erhöhen würde. Wie sich hiermit nun auch verhalten mag, so wird doch die fortschreitende Abrasion, wenn sie an die Spaltenflächen *ab* oder *ad* herangelangt, seitwärts von diesen gelenkt, da die Verwitterung und die direkte Wellenabrasion leichter die nach aussen hin liegende Gesteinsmasse, wo Spaltenlinien einander in unregelmässig dichtliegenden Punkten schneiden, abzubauen als die zusammenhängende ebene Spaltenfläche zerbrechen vermag. Hierdurch wird je nach den Umständen eine Landspitze nach den Linien *a—d*, *b—c* oder *a—b*, *d—c* gebildet, die allmählich an der Basis *d—c* bzw. *b—c* abgeschnitten wird. Danach fährt das Kliff zurückzuweichen fort, eine freistehende prismatische Gesteinspartie zurücklassend, die von den Spaltenflächen zusammengehalten wird. — Die Widerstandskraft der Spaltenflächen gegen Denudation und ihr dadurch bedingtes schützendes Vermögen beruht auf ihrer Ebenheit oder, mit anderen Worten, auf dem Mangel an Angriffspunkten. Eine Felsenpartie, durchsetzt von gleichwertigen Spaltenlinien in verschiedenen Richtungen, wird gleich einer Masse Polygone, deren sämtliche Kontakte leicht angriffbare und leicht zu erobernde Schwächelinien sind. Die gegenseitige unregelmässige Überquerung der Spaltenlinien ist hierbei von der grössten Bedeutung. Wird dagegen das Gebiet von einer Spaltenlinie überquert, die mehr markiert ist als die anderen, so beherrscht diese das Gebiet. Die ebenste Seite desselben bildet eine Zone, wo die leichtangreifbaren Schwachpunkte nicht unregelmässig zerstreut in allen drei Dimensionen, sondern in einer Fläche zusammengehalten liegen. Die Widerstandskraft dieser Fläche steht dann in direktem Verhältnis zu ihrer Ebenheit. — Besonders wenn diese Flächen senkrecht stehen, schützen sie in hohem Grade gegen Verwitterung, da die an der Oberfläche ausmündenden Spalten sich schwer mit Wasser füllen. Am gefährlichsten für den Bestand der von vertikalen Spaltenflächen umgebenen Klippen ist die obere Fläche, da die hier ausmündenden Spalten leicht von Wasser angefüllt werden und beim Gefrieren grössere oder kleinere Partien an den oberen Kanten der Seiten lossprengt. Die Klippen gehen auch charakteristischerweise allmählich aus prismatischer in eine mehr und mehr ausgesprochen pyramidale oder konische Form über.

Die grösste Klippe bei den Hofs Hallar ist der sog. »Osten«, d. i. »der Käse« (Fig. 26 A) innerhalb der Sektion Svarte Hall—Röde Hall. Der »Osten« weist gegenwärtig ein recht zeretztes Aussehen auf. Er verschmälert sich deutlich nach oben hin, und seine Seiten sind zersplittert, so dass keine grösseren Spaltenflächen mehr vorhanden sind. Eine mitwirkende Ursache hiervon ist der Umstand, dass die Spaltenlinien an

der Südostseite in NO einfallen, während sie an der anderen Längsseite vertikal stehen; es kommen demnach einander schneidende Spaltensysteme vor, und die Südostseite zeigt eine Tendenz untergraben zu werden. Trotzdem finden sich keine grösseren Ansammlungen von Verwitterungsprodukten an der Basis. Auf den benachbarten Kliffabhang und unterhalb



Verf. phot.

Fig. 26. Freistehende Klippenpartien nach aussen von dem Kliff zwischen Svarte Hall und Röde Hall.

desselben sowie vor allem in der nach SSO hineinragenden kleinen Ravine kommen dagegen grosse Massen von Blöcken vor, welcher Umstand zeigt, dass doch ein bedeutender Unterschied in Bezug auf Verwitterungsintensität zwischen dem Kliff und der Klippe herrscht. – Gleich westlich von diesem Felsen, bei Punkt (380 × 250), kommt eine kleinere, freistehende Gesteinspartie, Fig. 26 B, vor, die infolge der vertikal stehenden Seiten und der deutlichen Spaltenlinien sowie der Bankungsfugen einer aus Quaderblöcken aufgebauten Mauerpartie ähnelt. Hier herrscht ein noch grösserer Unterschied zwischen der Menge von Verwitterungsprodukten, die am Fusse der freistehenden Felspartie und die am Fusse des Kliffabhanges liegen.

Die komplizierteste und die Aufmerksamkeit des Beschauers am meisten auf sich ziehende freistehende Felspartie ist die, welche bei Punkt (690 × 290) den äussersten Teil der vorspringenden Spitze des Kliffes westlich vom Cirkus

bildet (Fig. 27). Die erwähnte Landspitze ist so schmal und hoch, dass sie einer Mauer ähnelt. Dadurch dass die Spitze an ihrer schmalsten Stelle durchbrochen ist, ist eine freistehende Partie isoliert worden. An dieser macht sich das Spaltensystem N 20° O am meisten geltend, es kommen aber noch grössere und kleinere Spaltenflächen nach anderen Systemen vor, weshalb die Klippe ein zusammengesetztes Polyeder bildet. Dieses

wird von vertikal stehenden Zonen durchsetzt, in welchen die Spaltenlinien zahlreicher sind und unregelmässiger verlaufen als an anderen Stellen, und die daher Schwächezonen ausmachen, welche rascher zerstört werden als die Umgebung. Die kleine Kluft, in welcher zu oberst ein Strauch steht, wird so nach unten zu von einer derartigen Zone fortgesetzt. Die Grotte an der Basis der Felspartie (in der Figur ganz schwarz bezeichnet) liegt gleichfalls in der Verlängerung einer ähnlichen Zone und scheint auf der

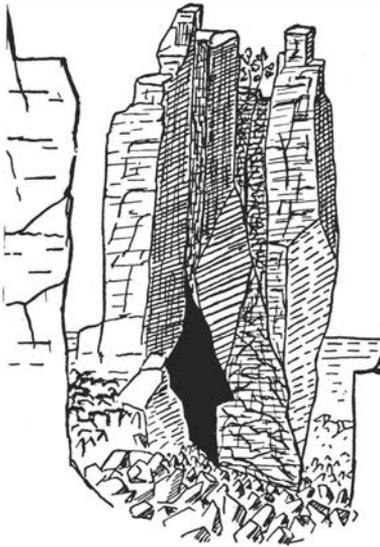


Fig. 27. Die freistehende Klippenpartie westlich vom Cirkus (nach Phot. gezeichnet).

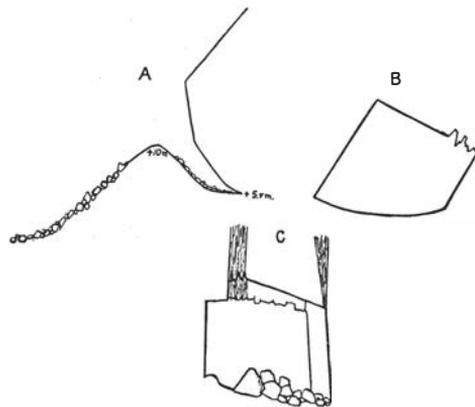


Fig. 28.

A Längsprofil der Grotte bei Punkt (780×250).
B Die Mündung derselben Grotte.
C Die westliche Mündung der Arildsport.

Anwesenheit dieser sowie darauf zu beruhen, dass Spaltenlinien nach dem System N 20° O von anderen einem abweichenden System überquert werden. Die Ursache dafür, dass die isolierte Klippe und die landeinwärts davon liegende Mauer überhaupt gebildet worden sind und noch aufrecht stehen, ist die, dass das System N 20° O so scharf hervortritt, und dass so bedeutende vertikal stehende Flächen nach diesem entstanden sind. Infolge der Gegenwart der Schwächezonen und der anderen Spaltensysteme ist indessen die Widerstandskraft der Felspartie nicht gross; der Zerfall der Gesteinsmasse geht auch rasch vor sich, und um die Klippe herum liegen grosse Mengen von Verwitterungsprodukten.

Unter den bogenförmigen Einbuchtungen, die den Verlauf des Kliffs charakterisieren, ist der sog. Cirkus am schönsten ausgebildet. Westwärts wird er von der oben beschriebenen freistehenden Gesteinspartie sowie der landeinwärts davon liegenden mauerähnlichen Landspitze begrenzt. Nach Osten hin wird er von einer anderen weit vorspringenden Spitze begrenzt. Die zwischen diesen Landspitzen liegende bogenförmige Strecke

ist bedeckt mit grossen Talusansammlungen, die nunmehr zum grössten Teil mit einer geschlossenen Vegetationsdecke bewachsen sind. Der Abhang fällt gleichmässig nach dem Zentrum des Cirkus hin ab. Dieser besitzt also eine Form, die in vielen Beziehungen an das glaziale Cirkustal erinnert. Man kann auch gewisse Ähnlichkeiten zwischen den beiden wirksamen Kräften finden, der Abrasion an der Wasseroberfläche und der Eiserosion am Gletscher. Die grösste Kraft beider ist lokalisiert im Boden des Cirkus, ihre Wirksamkeit erstreckt sich aber sowohl direkt als indirekt nach den Seiten hinauf. In beiden Fällen ist auch die transportierende Tätigkeit, bestehend im Wegführen von Verwitterungsprodukten, von grösster Bedeutung. Einen Unterschied zwischen dem Cirkus bei den Hofs Hallar und dem glazialen Cirkustal bilden die schmalen, aber scharf markierten Rücken, die von der bogenförmigen Strecke zwischen den beiden Landspitzen aus vorspringen, und die mit freistehenden Säulen enden (siehe Fig. 25 A). Diese Rücken sind infolge des Auftretens besonders ausgeprägter Spaltenlinien nach dem System N 20° O zur Ausbildung gekommen. Ausser diesem System kommen jedoch auch markierte Einzelspalten in anderen Richtungen vor, die zur Entstehung der Säulen geführt haben. — Eine andere schön bogenförmige Einbuchtung an dem Kliffabhang ist innerhalb des Gebiets (380×200) belegen. Besser aber als die Beschreibung giebt die Karte die charakteristischen Klifförmungen wieder: die Einbuchtungen, Einschnitte, Ravinen, Landspitzen, Rücken und Vorsprünge!

Zum Schluss seien noch einige Worte den Grotten gewidmet. Die bekannteste ist Arildsport, die als ein enger Tunnel eine schmale Landzunge bei Punkt (530×290) durchsetzt. Der Tunnel beruht auf dem Auftreten zweier vertikal stehender Spaltenzonen (Fig. 28 C), die unter Mitwirkung der Wellen während der Seit der maximalen postglazialen Senkung des Landes zu schmalen Klüften abradiert worden sind; da die zwischenliegende Partie schmal und auch durch Spaltenlinien geschwächt war, konnte sie sich nicht halten, sondern wurde auch zerbrochen, so dass eine Grotte zustande kam. Die Seiten derselben bestehen jetzt aus geraden Spaltenflächen; das Dach ist dagegen zersplittert und einer beträchtlichen Verwitterung ausgesetzt, so dass die Grotte jetzt voller Blöcke und kleinerer Bruchstücke liegt. Auf der Südseite des Tunnels ragt nun eine schmale Kluft empor, verursacht durch eine Quetsch- oder Breccienzone, die gegenwärtig zu Kies und Sand zerwittert. — Die grösste Grotte bei den Hofs Hallar erstreckt sich in die steile Felswand bei Punkt (780×250) hinein. Fig. 28 B zeigt die Öffnung der Grotte mit ihren von Spaltenflächen gebildeten Seiten und dem aus einer 30° in SSV einfallenden Bankungsebene bestehenden Dache. Die Mündung der Grotte wird durch einen Wall barriadiert (siehe Fig. 28 A), gebildet aus den Verwitterungsprodukten, die von der darüber befindlichen Kliffwand herabgefallen sind. Die Grotte ist in der Weise zustande gekommen, dass die Gesteinsmasse durch dichtliegende Spaltenlinien nach verschiedenen Systemen geschwächt gewesen ist, und

dass die Bankungsflächen hinreichend hervortretend und stark gewesen sind, um eine Decke zu bilden und ein Einstürzen der Grotte zu verhindern.

Das Kliff zwischen Spetsen und Vasse Hall ist, wie oben erwähnt, bedeutend höher als das eben behandelte und weist auch einen geraderen Verlauf sowie eine mehr ungebrochene Wand auf (Fig. 25 B). Diese Eigenschaften stehen wahrscheinlich in einem Kausalverhältnis zu einander. Die Spaltensysteme wechseln nämlich recht rasch hinsichtlich Dichte, Fallen und Stärke, so dass es wenig wahrscheinlich ist, dass einer dieser Faktoren einen hohen Abhang dominieren kann, während dies bei einem niedrigeren wohl vorkommen kann. Im letzteren Falle werden daher Landspitzen und Buchten gebildet, die sich über das ganze Kliff hinauferstecken; im ersteren Falle dagegen entsteht, infolge des Einflusses, den jede kleine Änderung in den Spaltensystemen besitzt, ein unregelmässiger Komplex von Vorsprüngen und Einschnitten. Keiner von ihnen besitzt die Kraft, den ganzen Abhang zu dominieren, sondern sie überqueren einander und werden dadurch eine leichte Beute der Denudation; sie werden so abgebaut und gehen in einem zusammenhängenden und mehr oder weniger steilen Abhänge auf. Dazu kommt, dass an dem hohen Kliff der Einfluss der Wellen im Verhältnis zur subaerialen Verwitterung geringer ist als an niedrigeren Kliffen, da an der ersteren Stelle eine bedeutend grössere Fläche sich über der Strandzone befindet. An dem hohen Kliff vermögen demnach nur diejenigen Faktoren sich geltend zu machen, die in hinreichend grosser Frequenz vorhanden sind und hinreichende Stärke besitzen, um ganz zu dominieren. Der »individuelle« Einfluss, den, wie wir gesehen haben, einzelne, markierte Spaltenlinien oder Spaltenzüge, z. B. an der freistehenden Felspartie beim Cirkus, ausüben, wird durch den gemeinsamen Einfluss grösserer Gruppen von Spaltenlinien mit ungefähr derselben Richtung, demselben Fallen und derselben Dichte unterdrückt. Den grossen Rücken Vasse Hall mit seinen ungebrochenen Kliffen muss man daher als durch breite Zonen einheitlich orientierter Spaltensysteme bedingt ansehen. Die Abhänge sind jetzt einer recht bedeutenden Verwitterung ausgesetzt. Die Verwitterungsprodukte, die innerhalb der Strandzone herabfallen, werden zu Ufersteinen bearbeitet; die anderen sammeln sich zu Talusbildungen oder Wällen an, die allmählich von Vegetation bedeckt werden.

Innerhalb der Sektion Vasse Hall—Burdus Hall ist das hohe Kliff dicht neben dem Bergrücken »Kulissen« gerade und ungebrochen; danach nimmt die Höhe nach dem Burdus Hall hin ab, und der Abhang löst sich gleichzeitig mehr und mehr in Landspitzen, und Buchten, Vorsprünge und Einschnitte auf. Die Kulisse springt als eine hohe, schmale und äusserst scharfrückige Landspitze vor. Sie bietet von Westen her das Bild in Fig. 29 A dar. Die Gneisbänke, die deutlich hervortreten und ein Fallen in SSW aufweisen, sind mit Amphibolitschichten interfoliert (von denen die mächtigsten in der Figur verzeichnet sind). Die oberste dieser Schichten

bildet eine Decke des Rückens und scheint von grösster Bedeutung für die Entstehung und den Bestand desselben zu sein. Der Rücken geht nämlich von dem Kliffabhang eben an der oberen Grenze der Amphibolitschicht aus. Oben ist hervorgehoben worden, dass der Amphibolit infolge seiner im Verhältnis zum Gneis geringeren Härte leichter als dieser von Ufersteinen abradiert wird, dass der Gneis aber infolge seines grösseren Spaltenreichtums einer bedeutend kräftigeren mechanischen Verwitterung ausgesetzt ist. Dies tritt an der Kulisse deutlich zutage. Die Oberfläche

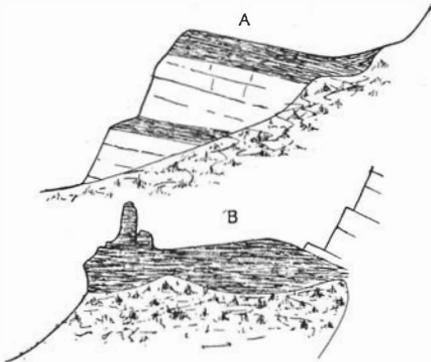


Fig. 29. Vorspringende Bergrücken, von Amphibolit bedeckt.

A Die »Kulissen«, von W gesehen.
B Der »Ryttaren«, von W gesehen.

der Amphibolitschicht ist zwar in kleine Plättchen zersplittert, die aber durch chemische Verwitterung aufgelöst worden sind, so dass sie sich leicht mit den Fingern zerkrümeln lassen. Grössere Bruchstücke werden nicht gebildet, weshalb auch die Denudation in ihrer Gesamtheit verhältnismässig gering ist. Ausserdem werden die Verwitterungsprodukte des Amphibolits nicht so leicht wegtransportiert, sondern sie sammeln sich wie zu einem schützenden Pappdach über der harten, aber leicht zerbrechenden Gneissmasse an. Durch die chemische Auflösung wird auch die Amphibolitoberfläche bald zu einem geeigneten Pflanzenstandort, so dass die Vegetationsdecke hier sich rasch ausbreitet und in hohem Grade zum Schutze der Schicht und der ganzen Landspitze beiträgt. — Ganz ähnlich der Kulisse ist der »Ryttaren« (Fig. 29 B), die scharf vorspringende Landspitze zwischen Röde Hall und Spetsen. Gleich der Kulisse ist auch diese Landspitze von einer mächtigen Amphibolitschicht bedeckt, an deren oberem Kontakt sie aus dem Kliffabhange vorspringt. Die beiden Gesteinsrücken stellen Beispiele dafür dar, wie die mechanische Verwitterung und die Spaltenfrequenz bei gewissen Gesteinen einen bedeutend grösseren Einfluss auf die Denudation haben als die chemische Verwitterung und die Härte. Der Ausdruck »widerstandskräftig« bei einem Gestein ist daher sehr relativ zu nehmen, indem die Widerstandskraft verschieden für verschiedene Denudationsprozesse ist.

Es ist recht bemerkenswert, dass unterhalb der hohen Kliffstrecken an das Vasse Hall die Erosionsterrasse ungefähr gleich breit ist wie unterhalb der bedeutend niedrigeren; an den ersteren Stellen muss ja die wegabradierte Gesteinsmasse bedeutend grösser sein als an den letzteren. Die Ursache, weshalb die Abrasion an Stellen mit niedrigem Abhang nicht weiter gediehen ist, ist wahrscheinlich die, dass die Abrasion an der Strandlinie in demselben Masse abnimmt, wie die Strandterrasse davor breiter wird; die Wellen gehen nämlich an Stellen, wo eine breite Strandterrasse vor-

handen ist, weit vor der Strandlinie in Brandung über, und sie werden dann bei ihrem Lauf über das seichte Strandwasser sukzessiv abgeschwächt. Natürlich ist bis zu einem gewissen Grade die Höhe des Landgebietes von Bedeutung für die Entwicklungsgeschwindigkeit der Strandzone — wofür wir Beispiele am Kullen in dem Unterschied zwischen dem Nordstrande westlich und östlich von Håkull gesehen haben. Aber *mindestens ebenso grosse Bedeutung* — in vielen Fällen sicherlich grössere — *hat* die Breite der Strandterrasse, d. h. *der eigene Entwicklungsgrad der Strandzone*.

Das Kliff am Slättemal ist von ungefähr derselben Höhe wie innerhalb der Sektion Svarte Hall—Spetsen, es ist aber bedeutend ebener, mehr ungebrochen sowie zu grossen Teilen ganz bewachsen. Dies gehört damit zusammen, dass das ganze Slättemal weiter entwickelt ist, d. h. ein vorgeschrittneres Stadium in dem litoralen Zyklus repräsentiert als die anderen Gebiete. Das Gesetz scheint nämlich allgemein zu gelten, dass je weiter die Küstenzone entwickelt ist, um so einfacher ist die Küstenkontur. Die zersplitterte Topographie bei jungen Hebungsküsten wird somit im Laufe der Entwicklung immer ruhiger mit gerader oder nur schwach gebogener Strandlinie und Kliffabhang. Die Ursache hiervon ist bei Gebieten ähnlich den Hofs Hallar die sukzessive Abnahme der Stärke der Abrasion während der fortschreitenden Entwicklung. Ist in den ersten Stadien die Abrasion der subaerialen Denudation überlegen gewesen, so ändert sich dieses Verhältnis allmählich zu gunsten der letzteren. Je breiter die Strandterrasse wird, um so schwächer werden nämlich die Wellen an der Strandlinie, und um so mehr senkt sich die obere Grenze der Strandzone, so dass das Gebiet, das die subaeriale Denudation ganz beherrscht, grösser wird. Gleichzeitig erhalten die subaerialen Prozessen auch innerhalb der Strandzone einen immer grösseren Einfluss. Dies hat zur Folge, dass die Wellenbewegung nicht die Verwitterungsprodukte, welche gebildet werden, wegtransportieren kann, sondern diese sammeln sich an. Insbesondere findet dies in Ravinen und Einbuchtungen im Kliff statt, welche dadurch geschützt werden. Die unbedeckten Landspitzen und Vorsprünge werden dagegen einem konzentrierten Angriff ausgesetzt und allmählich abgebaut. Das Endergebnis ist ein von Verwitterungsprodukten bedeckter, ebener oder nur in weiten Krümmungen gebogener Kliffabhang. Dieser Art ist auch, das Kliff am Slättemal innerhalb seines südlichen, stärkst entwickelten Teils; nach den Landspitzen hinaus ist das Kliff mehr zersplittert und nicht ganz von Verwitterungsprodukten bedeckt, da es dort eine weniger entwickelte Lage einnimmt.

An seinem südlichsten Punkt am Slättemal ist das Kliff überquert von einer kleinen Bachravine, vor welcher ein recht bedeutender Schuttkegel liegt. Der Bach ist während des Sommers meistens ausgetrocknet, führt aber recht reichlich Wasser im Frühling; das Wasser dürfte jedoch nur in Ausnahmefällen bis zur Wasserlinie als ein offen fliessender Fluss hinabreichen, da er durch die Ufersteine hinabsickert und unter der Ter-

rassenoberfläche weitergeht, um erst am Austritt des Grundwasserniveaus innerhalb der Strandzone zutage zu treten. Dieselben Verhältnisse zeigt während des Sommers das kleine Rinnsal gleich westlich vom Svarte Hall.

Was den Verwitterungsprozess selbst betrifft, so geschieht er wie am Kullen periodenweise an den Stellen, wo ausgeprägte und nicht allzu dichte Spaltensysteme dominieren. Die Rutsche finden auch meistens während des Frühlings statt, wenn der Frost aus dem Boden geht. Die durch die Frostsprengung losgebrochenen Felsstücke sind während des Winters durch das Eis an der Gesteinswand festgehalten worden, sie lockern sich aber und stürzen hinab, wenn dieses schmilzt. An den Stellen, wo die Kliffbasis über der Strandzone liegt, sammeln sich die Verwitterungsprodukte, wie oben bemerkt, zu Talusbildungen an. Das Material in diesen zeigt in vielen Fällen eine regelmässige Sortierung bezüglich der Grösse. Wie immer liegen die grössten Blöcke am weitesten nach unten, viele sogar ausserhalb des Talusrandes (siehe Fig. 24 C). Innerhalb des Talus selbst bildet das grösste Material, 1—5 dm messend, ein fächerförmiges Gebiet mit der Spitze ungefähr im Mittelpunkt des Talus. Um dieses Gebiet herum gruppieren sich Zonen von pfeilspitzähnlicher Form, zusammengesetzt aus um so feinerem Material (von 10—1 cm), je höher nach der Spitze hinauf und je weiter nach den Seiten hin man kommt. Die Oberfläche des Talus ist schwach konvex.

Das Gebiet oberhalb des Randes des grossen Kliffs.

Innerhalb dieses Gebiets macht sich die litorale Topographie an gewissen Stellen überhaupt nicht jetzt geltend; an anderen kann man jedoch noch den charakteristischen Einfluss der Abrasion wahrnehmen. Dies gilt besonders von dem Gebiet um die marine Grenze herum. Einige Strecken weit kommt hier sogar ein markiertes Kliff vor, obwohl dieses durch die subaeriale Denudation mehr oder weniger zerstört worden ist. Die Basislinie desselben besteht nicht mehr aus einer horizontalen Linie, da grössere und kleinere Ansammlungen von Verwitterungsprodukten sie bedecken. Das Niveau der marinen Grenze kann daher nur durch eine Serie Abwägungen der dem Anschein nach wenigst veränderten Stellen festgestellt werden.

Das Gebiet zwischen der marinen Grenze und dem Kamm des grossen Kliffs das am deutlichsten Abrasionseinflüsse aufweist, liegt oberhalb der Sektion Svarte Hall—Spetsen. Trotz der Sprengarbeiten, die hier stattgefunden und die ursprüngliche Topographie teilweise zerstört haben, kommen eine grosse Anzahl freistehender Gesteinspartien von typischen litoralen Formen in der Verlängerung der markierteren Gesteinsgebiete unterhalb des grossen Kliffs vor. Sie werden nun langsam durch die Frostsprengung abgebaut.

Zusammenfassung des Entwicklungsverlaufs der Hofs Hallar; allgemeine Bemerkungen.

Als das Inlandeis sich vom Hallandsås zurückzog, war das Klima arktisch. Die Gebiete, die oberhalb des Wasserspiegels lagen, wurden daher einer kräftigen Verwitterung ausgesetzt. Die Wellen erreichten ihre volle Kraft bei den Hofs Hallar, als das Inlandeis so weit zurückgewichen war, dass das Meer vor denselben frei war. Innerhalb der Strandzone an der marinen Grenze wurde nun die Moränendecke rasch weggefegt, und eine intensive Abrasion begann. Der Gesteinsgrund war durchsetzt von einer ungeheuren Anzahl Spalten, das Klima war in hohem Grade der Frostverwitterung förderlich und die Neigung des Strandbeses so bedeutend, dass die Verwitterungsprodukte leicht wegtransportiert wurden. Sehr rasch dürfte daher die glaziale Oberfläche aufgebrochen worden sein, und die Abrasion begann in die Gesteinsmasse, orientiert nach den Spaltensystemen, einzudringen. Das Land hob sich indessen rasch, so dass die Abrasionsprozesse nicht Gelegenheit erhielten, lange an demselben Niveau zu arbeiten; die Strandzone bewegte sich mit anderen Worten relativ rasch über den Abhang hin. Die Abrasion war jedoch so kräftig, dass sie eine typische litorale Topographie über den ganzen Abhang hin auszubilden vermochte. Das arktische Klima dauerte wenigstens so lange, bis das Land sich bis zu demselben Niveau erhoben hatte, das es jetzt einnimmt (siehe 3). Die Hebung fuhr indessen fort, so dass das Land bald eine höhere Lage im Verhältnis zum Meere einnahm als jetzt. Die Höchstgrenze für die Hebung des Landes lässt sich noch nicht mit Sicherheit angeben.

Es liegt Anlass zu der Annahme vor, dass die Hebungsgeschwindigkeit des Landes am grössten zu Beginn war, und dass sie dann sukzessiv abnahm. Die Abrasion hätte also Gelegenheit gehabt längere Zeit innerhalb der niedrigeren als innerhalb der höheren zu wirken. Dass die Abrasion an der marinen Grenze jetzt besonders kräftig gewesen zu sein scheint und dort sogar wirkliche Kliffe ausgebildet hat, während etwas weiter unten nur Spuren einer litoralen Topographie vorkommen, beruht wahrscheinlich teilweise darauf, dass das Gebiet um die marine Grenze herum zwei morphologisch verschiedene Gebiete von einander scheidet, nämlich das nach oben zu liegende, das ausschliesslich subaerialer Denudation ausgesetzt gewesen ist, und das nach unten zu liegende, das unter dem Einfluss der Abrasion gestanden hat. Es hat ausserdem ein recht bedeutender Unterschied zwischen den Abrasionsverhältnissen an und unter der marinen Grenze geherrscht, indem die Abrasion an der genannten Grenze die ganze Zeit hindurch innerhalb eines vollständig subaerialen Gebiets arbeitete, während sie weiter unten ständig auf Gebiete stiess, die in einem unmittelbar vorhergehenden Stadium an und nach aussen von der Strandlinie gelegen hatten und in vielen Fällen ein Teil einer Ero-

sionsterrasse gewesen waren. Die initialen Formen, auf die die Abrasion stiess, war demnach an den beiden Stellen verschieden, was Einfluss auf die sequentialen Formen, die Folgeformen, gehabt hat. Es ist hier nicht der Ort, die Frage zu erörtern, ob das Land eine Zeit lang unmittelbar nach dem Zurückweichen des Eises und vor dem Beginn einer Landhebung still gelegen hat; meines Erachtens verlangen die Verhältnisse an der marinen Grenze nicht eine solche Annahme.

Nach der Landhebung trat eine Senkung ein, wobei die Abrasion während der Verschiebung der Strandzone nach oben hin auf Gebiete stiess, die bereits eine litorale Topographie besaßen, obwohl diese während der Zeit, wo das Gebiet ausser Reichweite der Wellen gelegen, durch subaeriale Denudation etwas zerstört worden war. Die Hauptzüge der gegenwärtigen Topographie dürften bereits während der Landhebung angelegt worden sein; während der Landsenkung wurden sie ausgearbeitet. Das Klima war jedoch wahrscheinlich damals nicht so der Verwitterung günstig wie vorher, da die Temperatur eine bedeutend höhere geworden war. Die übrigen Verhältnisse waren dagegen in hohem Grade der Abrasion förderlich. Die glaziale Oberfläche war aufgelöst und der Gesteinsgrund längs den Spaltenlinien zersplittert, so dass die Abrasion nur auf dem Wege fortzufahren hatte, der bereits betreten und von den Spaltensystemen vorgezeichnet worden war. Es ist auch wahrscheinlich, dass die Topographie während dieser Senkungszeit sich der Hauptsache nach zu der Gestalt entwickelte, die sie jetzt besitzt. Hierbei spielten die Bankung und die Spaltensysteme N 60° W und N 20° O eine entscheidende Rolle, indem sie innerhalb gewisser Gebiete der Verlauf der Abrasion und die subaeriale Verwitterung vollständig bestimmten und damit der Topographie ihr Gepräge aufdrückten. Das Burdus Hall und teilweise auch das Vasse Hall blieben zurück, während die Abrasion durch Gruppen einheitlich orientierter Spaltenlinien nach der Seite hin gelenkt wurden, wo der Gesteinsgrund aufgebrochen und Ufersteinfelder gebildet wurden. Die anderen Gesteinsrücken und Landspitzen wurden zu grossen Teilen abgebaut, so dass sie bald nur Ruinen bildeten.

Je weiter landeinwärts das Kliff abradiert wurde, um so breiter wurde die Erosionsebene vor demselben, und um so mehr nahm die Abrasionsintensität ab. Die Senkung des Landes hörte auf, als der Wasserspiegel 12 m höher als jetzt stand. Ob das Land auf diesem Niveau eine längere Zeit hindurch stehen blieb, darüber können wir uns gegenwärtig nicht äussern; auch wissen wir nichts davon, wie die Hebung im Einzelnen vor sich ging. Es liegen indessen sowohl am Kullen als an den Hofs Hallar Verhältnisse vor, die dafür zu sprechen scheinen, dass Pausen in den Niveauperänderungen oder kleinere abweichende Bewegungen sowohl über als unter die Grenze der tiefsten Senkung während der Postglazialzeit vorgekommen sind. Jede kleine Veränderung zwischen Hebung und Senkung des Wasserspiegels hat grossen Einfluss auf das Arbeitsergebnis der

Abrasion ausgeübt, da sie zu einem förderlich wirkenden Wechsel zwischen Abrasion und subaerialer Denudation Anlass gegeben hat.

Nach dem Maximum der Landsenkung trat eine neue Hebung ein. Während dieser fuhr der Abbau der zuvor nur zersplitterten Gesteinsrücken fort. Ein paar derselben wurden ganz in kleinere, isolierte Felspartien und Felsplatten aufgelöst, andere waren hinreichend mächtig und widerstandskräftig, um sich auch weiter als zusammenhängende Rücken zu halten. Diejenigen Gebiete, die vor Beginn der Senkung von kleineren Felspartien und Felsplatten eingenommen waren, wurden nun wahrscheinlich grossenteils in Block- und Ufersteinfelder umgewandelt, gleichzeitig damit, dass die vorher unbearbeiteten Verwitterungsprodukte durch die Wellenbewegung zu Ufersteinen umgebildet wurden.

Gleichzeitig damit dass der Wasserspiegel sank, wurden die nach oben zu liegenden Teile der verlassenen Strandzonen der Wirksamkeit der Wellen entzogen und waren der subaerialen Denudation ausgesetzt. In gleichem Schritt mit dem Vordringen der Denudation wanderte die Vegetation ein. Nur das schmale Gebiet, das jetzt die Strandzone repräsentiert, ist gegenwärtig ohne Pflanzenwuchs. Bleibt das Land während sehr langer Zeit in demselben Niveau liegen wie jetzt oder hebt es sich so, dass die subaeriale Denudation innerhalb der Küstenzone fortfahren kann, so werden seine litoralen Formen eine fortschreitende Zerstörung und Verwischung erfahren.

Man kann kaum sagen, dass die verschiedenen Niveauveränderungen zu grösseren Unterbrechungen im litoralen Zyklus Anlass gegeben haben. Die Niveauveränderungen sind nur innerhalb einer relativ schmalen Zone vorgekommen und haben dort eine erhöhte Abrasion verursacht. Man ist daher berechtigt, von einem kontinuierlichen Zyklus zu sprechen, der nur in verschiedene Stadien zerfällt. Ein Umstand von grösster Wichtigkeit hierbei ist die Schärfe des Verwerfungsabhangs, welche bewirkt hat, dass bei den Niveauveränderungen keine grösseren Unterschiede in topographischer Hinsicht und damit in den Voraussetzungen für die Abrasionsarbeit der Wellen entstanden sind. Es ist nicht wie bei flachen Küsten bei Landhebung ein breites Gebiet trockengelegt worden, so dass die Zone der Abrasionsarbeit der Wellen um eine weite Strecke verschoben wurde, und desgleichen bei Landsenkung nicht ein ebenso breites Gebiet unter Wasser gesetzt worden, so dass die Wellen bei ihrem Hinstreichen über dasselbe nach dem neuen Erosionsgebiet hin in hohem Grade abgeschwächt wurden. Sowohl am Kullen als an den Hofs Hallar ist während der verschiedenen Niveauveränderungen meistens so tiefes Wasser bis zur Erosionszone hin gewesen, dass die Brandungslinie der Wellen unmittelbar neben der Kliffbasis gelegen hat. Ausnahmen hiervon haben nur an den Hofs Hallar und bei den weitest entwickelten Gebieten innerhalb des östlichsten Gebiets am Kullen während der Zeit der maximalen postglazialen Senkung

bestanden, wo an diesen Stellen eine relativ grosse Erosionsterrasse vor dem Wellenstrande vorhanden gewesen ist.

Diese Verhältnisse sind auch von Bedeutung für die Entwicklungsgeschwindigkeit des litoralen Zyklus gewesen. Denn am Kullen ist die Transportarbeit der Wellen die ganze Zeit sehr leicht vor sich gegangen, da es an einer Strandebene längs des grössten Teiles der Küste gefehlt hat. Unmittelbar vor der Kliffbasis war ja tiefes Wasser, so dass die Verwitterungsprodukte direkt von dem Verwitterungsort in dasselbe hinabfallen und von der Strandzone entfernt werden. Während des Maximums der postglazialen Senkung waren die Verhältnisse bei den Hofs Hallar etwas andere infolge des Vorhandenseins der vor dem Kliff liegenden Erosionsterrasse. Die Verwitterungsprodukte fielen auf diese hinab und konnten nur in sehr geringer Ausdehnung über die Terrasse hin nach tieferem Wasser transportiert werden. Die Tätigkeit der litoralen Verwitterung war auch so sehr der der Wellenbewegung überlegen, dass die Verwitterungsprodukte nur in unbedeutendem Grade abgerundet wurden. Infolgedessen sammelten sich die losgelösten Bruchstücke zu den Feldern unvollkommen gerundeter Ufersteine an, die jetzt den grössten Teil der Erosionsterrasse einnehmen.

Die morphologische Ausbildung, die das Stadium auszeichnet, welches die Hofs Hallar jetzt erreicht haben, gehört aufs intimste zusammen mit der geologischen Struktur. Von dieser lässt sich auch sagen, dass sie ebenso bedeutsam für den topographischen Charakter des Gebietes ist wie das erreichte Stadium in dem litoralen Zyklus. Ein Gebiet in demselben Stadium, aber aufgebaut von regelmässig geschichteten, lockeren Gesteinen besitzt ein ganz anderes Aussehen als die Hofs Hallar. Man braucht hier nur an die durch hohe, gerade Kliffe ausgezeichnete Gottlandsküste zu erinnern, um die Bedeutung zu erkennen, die die Struktur und Zusammensetzung des Gesteinsgrundes für die morphologische Entwicklung besitzen.

Was den Unterschied im Entwicklungsgrade zwischen dem Kullen und den Hofs Hallar betrifft, so ist es sehr schwer, sich über alle die Faktoren ein Urteil zu bilden, die die litorale Denudationsarbeit an den verschiedenen Stellen gefördert oder erschwert haben. Wir können zu keiner sicheren Vorstellung davon gelangen, welche Gesteinsmasse am meisten geschwächt ist. Der Kullen besitzt zwar eine grosse Anzahl Diabasgänge, welche Schwächezonen bilden, und es kommen dort auch Breccien vor, was bei den Hofs Hallar nicht der Fall ist. Aber möglicherweise sind die Spaltensysteme an der letzteren Stelle dichter als am Kullen. Über ein objektives Verfahren, die Spaltenfrequenz zu messen, verfügen wir indessen noch nicht. Die sehr grosse Bedeutung, die jede Schwächezone und jede Variation in der Dichte und Richtung der Spaltensysteme für die Denudationsarbeit besitzt, ist in der obigen Beschreibung bei wiederholten Gelegenheiten beleuchtet worden. Die Karte von Hofs Hallar illustriert auch deutlich diese Verhältnisse durch den markierten Unterschied zwischen den Ufersteinfeldern und den stehen gebliebenen Land-

spitzen. — Die Lage des Kullen und der Hofs Hallar im Verhältnis zum offenen Meere ist ungefähr die gleiche oder nur so wenig verschieden, dass man nicht voraussetzen kann, eine Differenz in der Stärke der Wellenbewegung könnte entscheidende Bedeutung gehabt haben. Dagegen ist der Kullen innerhalb des grössten Teils der Küstenzone höher als der Hallandsås bei den Hofs Hallar; an den meisten Stellen ist auch der Kullen steiler, weshalb die Abrasion dort auf eine grössere Gesteinsmasse gestossen ist. Dies ist unzweifelhaft von Bedeutung für die Entwicklungsgeschwindigkeit des litoralen Zyklus gewesen. Hierbei hat man aber den bei den Hofs Hallar exemplifizierten Umstand zu beachten, dass mindestens ebenso grosse Bedeutung wie die Gesteinsmasse der eigene Entwicklungsgrad der Küste für die Abrasionsgeschwindigkeit hat.

Um eine Vorstellung von den topographisch-morphologischen Massen, die innerhalb der Hofs Hallar vorkommen zu gewähren und eine quantitative Schätzung der Arbeit der Abrasion innerhalb desselben Gebiets zu ermöglichen, sei folgende Zahlensammenstellung gegeben.

Masse an den Ufersteinsfeldern der Erosionsterrasse von der Wasserlinie bis zur Basis des Kliffs in + 12 m Höhe.

Sektion	Breite der Strandzone (Mittelzahl)	Breite der Küstenzone (Mittelzahl)	Summe	Neigung der ganzen Terrasse	Flächeninhalt einer Quersektion (Mittelzahl)
Svarte Hall—Röde Hall	30 m	100 m	130 m	1:11	1000 m ²
Röde Hall—Spetsen	25	50	75	1:6	950
Spetsen—Vasse Hall	30	20	50	1:4	1500
Vasse Hall—Burdus Hall	25	35	55	1:5	1600—1900
Slättemal	30	120	150	1:12	1500—2200

Betreffs der vorstehenden Masse ist darauf hinzuweisen, dass sie die Mittelzahlen für die von Ufersteinfeldern eingenommenen breitesten Gebiete innerhalb jeder Sektion angeben. In der letzten Kolumme wird der Flächeninhalt der wegerodierten Gesteinsmasse innerhalb der Quersektionen angegeben, auf die sich die Längenmasse beziehen. Infolge der Unsicherheit der Neigung des initialen Abhanges sind diese Zahlen natürlich selbst ziemlich unsicher. Ein mitwirkendes Moment hierbei ist, dass der innerste Teil der Terrasse in grösserer oder geringerer Ausdehnung von den von dem Kliffabhang herabgestürzten Verwitterungsprodukten bedeckt ist; dies ist besonders der Fall innerhalb der Sektion Spetsen—Vasse Hall. Die angeführten Zahlen dürften jedoch eine Vorstellung von der Grössenordnung der quantitativen Masse, welche vorkommen, gewähren. Bezüglich

des Zusammenhanges zwischen Breite und Neigung kann zum Vergleich auf die genauen Masse an der Strandzone am Arpojaure (I) verwiesen werden.

Schliesslich kann angeführt werden, dass auf Grund der bisher ausgeführten geochronologischen Untersuchungen von G. DE GEER die Zeit vom Abschmelzen des Inlandeises von Schonen bis zum Ende der finiglazialen Zeit auf 6000 Jahre geschätzt werden kann, und dass die postglaziale Zeit bis zur Gegenwart nach freundlicher Mitteilung von R. LIDÉN zu 8500 Jahre gemessen ist. Nach archäologischen Berechnungen traf die Mitte der Litorinazeit, die mit der Dösenzeit oder Ganggräberzeit zusammenfiel, ungefähr um das Jahr 2500 v. Chr. ein.

Bemerkungen zu den Karten Taf. XX und XXI.

Betont sei zunächst, dass die Karten nicht den Anspruch darauf erheben, fehlerfreie Präzisionsarbeiten zu sein, obwohl ich bei den Kartierungsarbeiten so sorgfältig vorging und so viel Arbeit auf sie verwendete, wie Zeit und Gelegenheit es erlaubten; sie sind angefertigt, um als Unterlage für die Beschreibung der Morphologie zu dienen, und um diese zu verdeutlichen.

Für Karte XX A wurden die Messungen mit Hilfe von Kompass und Messband bewerkstelligt; die Höhenkurven wurden mittelst Wredes Spiegels bestimmt.

Für die Karten XX B, C und D wurden die Messungen mit Hilfe eines grösseren Diopterlineals, Kompass und Messtange von 1 m bewerkstelligt; die Höhenkurven wurden auf dieselbe Weise wie auf Karte A bestimmt.

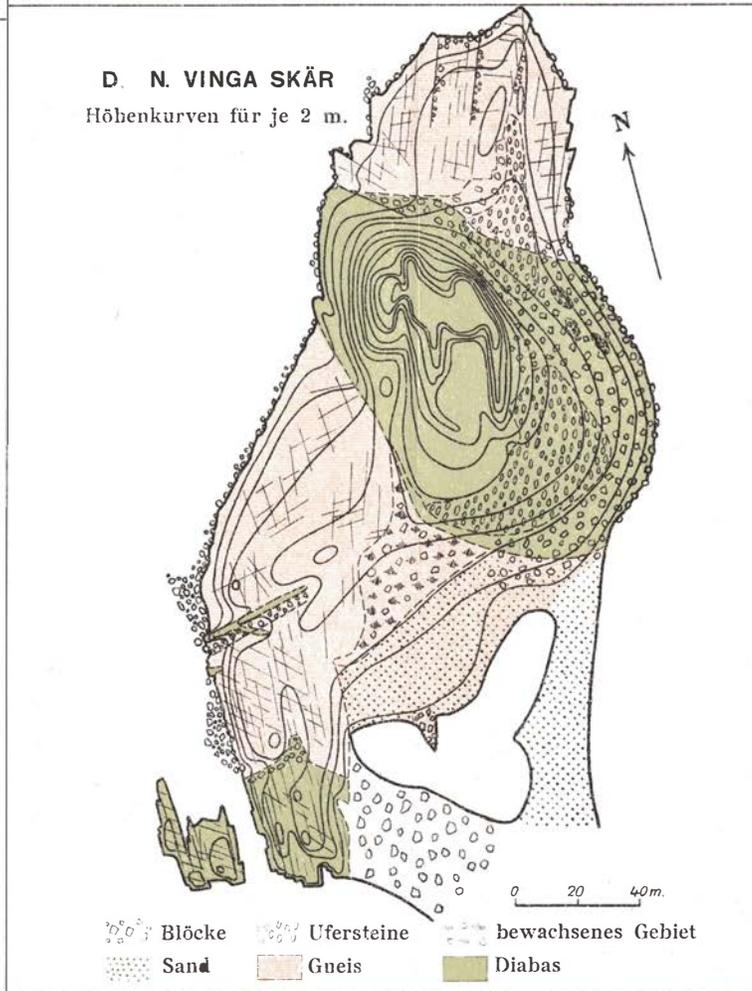
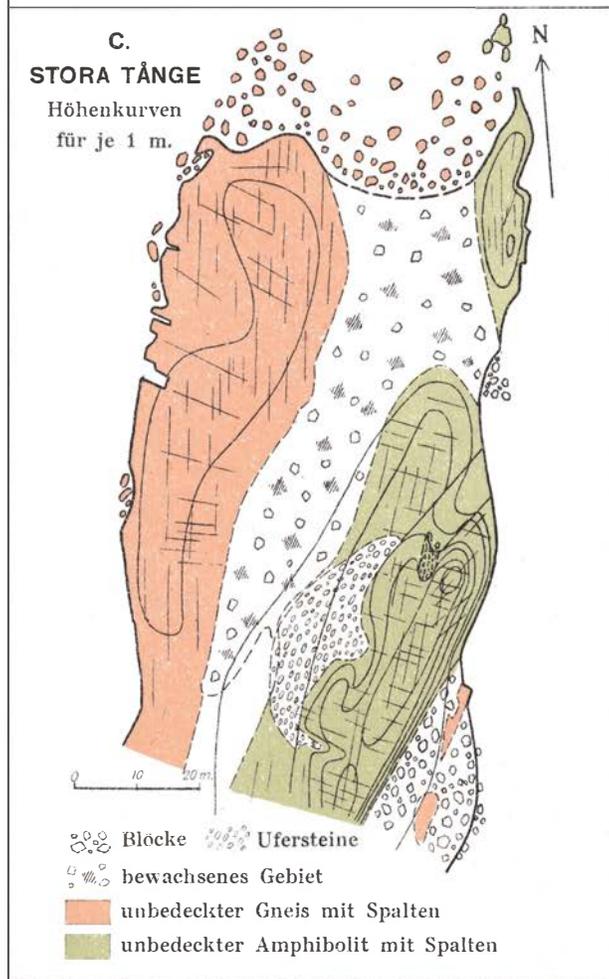
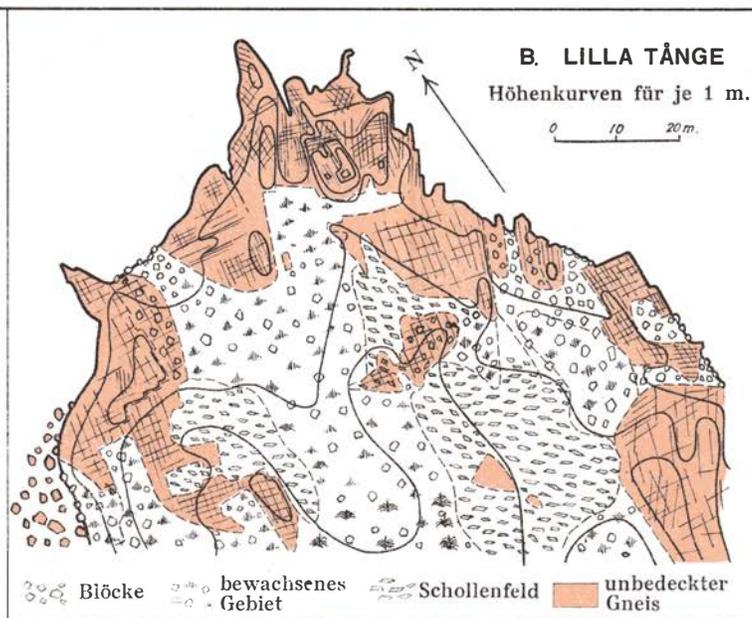
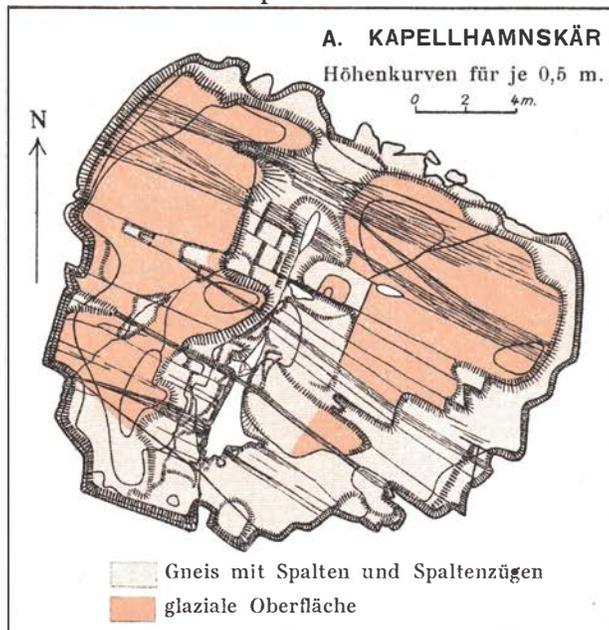
Bei der Anfertigung der Karte für die Hofs Hallar bediente ich mich sämtlicher oben angeführten Instrumente sowie eines Testorpschen Fernrohrs und graduierter Stange. Bei der Basisvermessung, die auf dem relativ ebenen Boden an der Südwestseite des Cirkus vorgenommen wurde, kam ein Messband von 50 m zur Verwendung. Die Karte wurde in drei Teilen im Masstabe 1:2000 gezeichnet. Möglicherweise hat sich leider ein kleiner Fehler in die Orientierung der Karte von Vasse Hall—Slättemal im Verhältnis zu dem übrigen Teil eingeschlichen. Der Fehler dürfte jedoch nicht so gross sein, dass er das morphologische Bild, welches die Karte von dem Gebiete zu geben wünscht, in irgend welcher Weise entstellt. Es sei jedoch ausdrücklich hervorgehoben, dass die Karte nicht zu dem Zwecke angefertigt worden ist, in Zukunft als Unterlage für die Bestimmung topographischer Veränderungen, die durch Abrasion oder subaeriale Denudation entstanden sind, zu dienen, obwohl gewisse Teile möglicher-

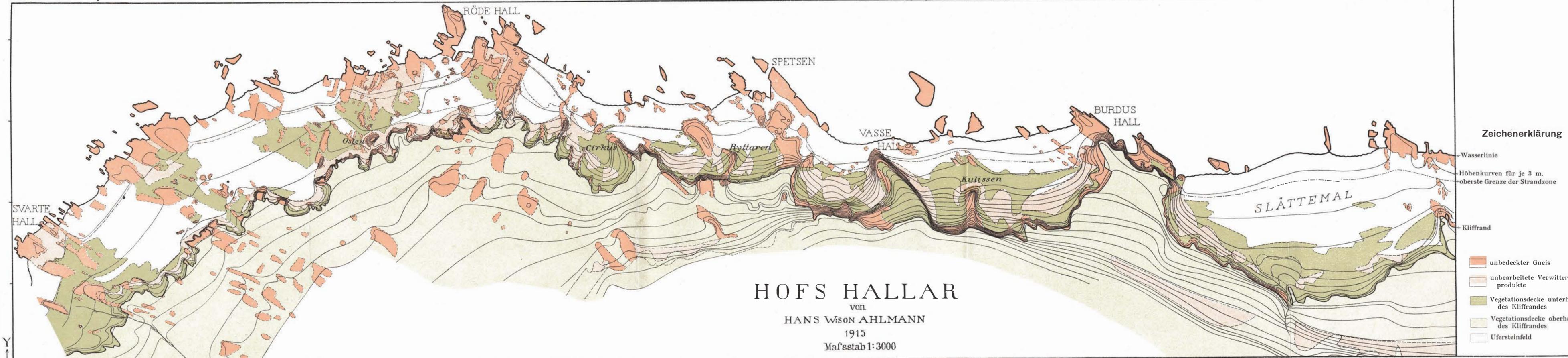
weise infolge der Genauigkeit der Arbeit dazu geeignet sein können. Um eine Präzisionskarte für den genannten Zweck über ein so kompliziertes Gebiet wie die Hofs Hallar dienlich zu machen, bedarf es eines bedeutend grösseren Zeitaufwandes und reicherer Hilfsmittel, als sie mir zur Verfügung standen. — Das Gebiet oberhalb des Kliffrandes ist schematischer kartiert als das übrige.

Angeführte Litteratur.

1. AHLMANN, H. W:SON. Strandzonens allmänna morfologiska utveckling med särskild hänsyn till insjöar. Ymer 1914.
2. ——. Morfologien som modern vetenskap. Ymer 1915.
3. ANDERSSON, G. Växtpaleontologiska undersökningar af svenska torfmossar. Bihang t. K. Sv. Vet.-Akad. Handl. Bd. 18, afd. III, Sthlm. 1893.
4. ——. Hvarifrån härstamma de på Kattegatts botten anträffade torfblocken? Geol. För. Förh. Bd. 37. Sthlm. 1915.
5. ANDERSSON, J. G. Om öländska raukar. Bihang t. K. Sv. Vet.-Akad. Handl. Bd. 21, afd. II. Sthlm. 1895.
6. BLÜMCKE, A. und FINSTERWALDER, S. Zur Frage der Gletschererosion. K. Bayr. Akad. f. Wissenschaft. München. Bd. 20. München 1891.
7. DAUBRÉE, A. Études synthétiques de Géologie expérimentale. Paris 1879.
8. DAVIS, W. M. Nomenclature of surface forms on faulted structures. Bull. of the Geol. Soc. of Amer. Vol. 24. 1913.
9. DE GEER, G. Om Skandinavien's geografiska utveckling efter istiden. Stockholm 1896.
10. ERDMANN, E. Beskrifning öfver Skånes stenkolsförande formation Sv. Geol. Unders. Ser. C. N:o 3. Stockholm 1872.
11. GEIKIE, A. Text Book of Geology. 3:rd edition. London 1893.
12. HENNIG, A. Kullens kristalliniska bergarter. Lunds Univ. Årsskr. Afd. 2. Bd. 34, 35.
13. HIRSCHWALD, J. Die Prüfung der natürlichen Bausteine auf ihre Wetterbeständigkeit. Berlin 1908.
14. HÖGBOM, A. G. Fennoskandia. Handb. der Regionalen Geol. Bd. IV 3. Heidelberg 1913.
15. HÖGBOM, B. Über die geologische Bedeutung des Frostes. Bull. of the Geol. Inst. of Upsala. Vol. XII. Uppsala 1914.
16. HUMMEL, D. Öfversikt af de geologiska förhållandena vid Hallandsås. Öfvers. af Vet. Akad. Förh. 1871.
17. MUNTHE, H. Studies in the late-quarternary history of southern Sweden. Geol. För. Förh. Bd. 32. Stockholm 1910 (= Congress-guide 1910. N:o 25).
18. NATHORST, A. G. Till frågan om de skånska dislokationernas ålder. Geol. För. Förh. Bd. 9. Stockholm 1887.
19. SAHLSTRÖM, K. E. Glacial skulptur i Stockholms yttre skärgård. Sv. Geol. Unders. Ser. C. N:o 258 (= årsbok 7. N:o 5). Stockholm 1914.
20. TÖRNEBOM, A. E. Om Sveriges viktigaste diabas- och gabbroarter. K. Vet.-Akad. Handl. Bd. 14. Stockholm 1877.

Gedruckt 1919 1916.





HOF'S HALLAR
 von
HANS WILSON AHLMANN
 1915
 Maßstab 1:3000

