

## I. Aufsätze und Mitteilungen.

### Die vorkarbonischen Glazialbildungen des Kaplandes.<sup>1)</sup>

Von **Hans Cloos.**

(Mit Tafel XVIII.)

Eine Vereisung Südafrikas in spätpaläozoischer Zeit, bis vor 10 Jahren stark bezweifelt, ist heute festes Gut der geologischen Wissenschaft. Sie ist das in einem Maße, daß jetzt fast jeder ähnliche Fund, der bei der Durchforschung geologischen Neulands in Afrika zutage kommt, bereitwillig zum »Dwykakonglomerat« gerechnet wird. Vielfach wohl zu bereitwillig, denn die neueren Untersuchungen im Kaplande haben verwandte Bildungen auch in noch älteren Schichten kennen lehren, und Südafrika ist damit, wo nicht zu einem klimatisch besonders benachteiligten so doch zu einem Lande geworden, dessen Bau und Geschichte mehr als andere dazu neigen, glaziale Anregungen aufzuzeichnen und zu überliefern.

Diese wenig beachteten, vielerorts noch angezweifelten älteren Glazialbildungen des Kaplandes habe ich gelegentlich einer Bereisung Südafrikas besucht, und zwar habe ich zwei Aufschlußgebiete selbst betreten, ein drittes an den Proben des Kapstädter Museums kennen gelernt und mich der von den Erforschern gegebenen glazialen Deutung angeschlossen. Mit den persönlichen Eindrücken und Beobachtungen habe ich im folgenden die Ergebnisse der älteren Untersuchungen (siehe Literatur am Schluß) zusammengearbeitet. Über die Geologie des Landes schicke ich so viel voraus, wie für das Verständnis der Hauptsache nötig scheint, auch hier auf eigener Anschauung fußend<sup>2)</sup>.

<sup>1)</sup> Habilitationsvorlesung, Marburg, Ostern 1914. Auch vorgetragen auf der Hauptversammlung der Geol. Vereinigung in Frankfurt a. M. Januar 1914. Die Drucklegung würde erst durch Vorlesungsarbeit, dann durch meine Teilnahme am Heeresdienst verzögert und erschwert. — Belegstücke zu dieser Arbeit befinden sich in den Institutssammlungen von Freiburg, Marburg, Bonn und in meinem Besitz.

<sup>2)</sup> Für wertvolle Hinweise und Führungen in Transvaal und Natal bin ich den Herren MERENSKY und CORSTORPHINE in Rhodesia, Herrn ZEALLEY vom Museum in Buluwayo besonders dankbar. Im Kaplande durfte ich mich des freundlichen Entgegenkommens von Herren Dr. MARLOTH und A. W. ROGERS erfreuen.

## I. Südafrika bis zur permokarbonischen Vereisung.

Drei Bedingungen treten in Südafrika zusammen, um glaziale Reste zu erzeugen, aufzuzeichnen und kenntlich zu erhalten: Hohe, kontinentale Lage, reiche, terrigene Sedimentbildung und tektonische Ruhe seit alter Zeit.

Geographisch unterscheidet man bekanntlich zwischen einem südlichen »Hochafrika« und einem nördlichen »Niederafrika«. Dieser Gegensatz tritt schon früh hervor: Die Devon-Carbonzeit hat in der Sahara vorwiegend Meeresbildungen, im Süden dagegen Reste festen Landes hinterlassen — nur der äußerste Saum trägt Unterdevon in mariner Entwicklung. Die mesozoischen Meere haben Nordafrika häufiger überflutet, als man früher geglaubt hat<sup>1)</sup>, während im Süden die kontinentale Karrufacies fort dauert. Kreide und Tertiär überschwemmen den Norden in breiten Strömen, während sie im Süden nur den Sockel umsäumen. So erscheint Südafrika geologisch als ein altes Hochgebiet, das sich sehr wohl auch orographisch gelegentlich zu bedeutenden Höhen erheben konnte und das in erster Linie in Betracht kam, wenn es sich darum handelte, Abkühlungen des Allgemeinklimas stratigraphisch festzuhalten. Weisen doch schon die Schrammen und die Geschiebe des Dwyka rückwärts auf dasselbe rhodesische Dach Südafrikas, von dem noch heute die Ströme nach vier Seiten abfließen.

Unter den Sedimenten des älteren Südafrika stehen gut kenntliche Zeugen des Festlandes, Konglomerate und Sandsteine, an der Spitze: Sie bestimmen das Schichtenbild und bauen sich meist nur wenig geneigt übereinander in einer Mächtigkeit, die erst durch die eingeschalteten Discordanzen und eine alternierende Verteilung in der Fläche verständlich wird. Tatsächlich liegen an keiner Stelle Südafrikas alle älteren Formationen übereinander, sondern Ablagerungen an einem Orte scheinen sich an einem andern zu vertreten durch Discordanz- und Abtragungsflächen, und die Gerölle und feineren Baustoffe wandern von Hand zu Hand, ihre Herkunft verwischend.

Fügt man aber die zerstreuten Glieder zusammen, so erhellt, daß uns die Ereignisse fast lückenlos und unter reichlicher Papierverschwendung aufgezeichnet worden sind, und daß wir gerade vom Festlande eine fast nie abreißende Kunde erhalten.

Doch fehlt auch das Meer nicht ganz. Zwischen den älteren Sandsteintafeln, die schwer verwitternd, das Gerüst der Landschaft bilden, liegen mehr Schiefer, als man gewöhnlich annimmt, und solange nicht Fossilien anderes lehren, ist ihre marine Entstehung möglich und wahrscheinlich. Sicher dem Meere entstammt einmal der wahrscheinlich altpaläozoische Dolomit, der vielleicht vom Kap, sicher von der Südgrenze Transvaals her bis nach Nordrhodesia hinein verfolgt ist<sup>2)</sup> und

<sup>1)</sup> EDWIN HENNIG, Zur Paläogeographie des afrikanischen Mesozoicums, BRANCA-Festschrift, Berlin 1914, S. 76.

<sup>2)</sup> STUDDT, Trans Geol. Soc. S. A., XVI, S. 89.

zweitens die bekannten unterdevonischen Trilobiten- und Chonetensandsteine des südlichen Kaplandes<sup>1)</sup>.

Beide Horizonte bilden mit terrigenen, bzw. terrestrischen Hangend- und Liegendschichten zusammen je eine gut von Discordanzen umgrenzte »Triasformation« — die ältere Transvaal- und die jüngere Kapformation. Ob beide Formationen unmittelbar aufeinander folgen oder voneinander noch durch zwei Discordanzen und ein weiteres Zwischenglied getrennt sind, wird noch verschieden beurteilt. In diesen beiden Formationen liegen die zu besprechenden glazialen Reste; in der Transvaalformation oberhalb der Mitte, in der Kapformation näher der unteren Grenze.

Unterlagert wird die Transvaalformation noch durch eine Reihe sandiger, schieferärmerer Bildungen<sup>2)</sup>, die allmählich, d. h. mit einer vielfach auf- und absteigenden schwer definierbaren Grenze zum gefalteten, graniterfüllten »Grundgebirge«, der sog. südafrikanischen Primärformation überleiten.

Über dem Devon folgt, nur im S. konkordant, die Karruformation, mit dem Dwykakonglomerat beginnend<sup>3)</sup>.

Auch tektonisch bewährt sich Südafrika als altes Festland. Kräftige Faltung findet sich oberhalb des Grundgebirges fast nur am Süd- und Südwestrand des Kontinents. Im übrigen herrscht wellige Verlagerung unter mäßigen Neigungswinkeln, und Bruch. Regelmäßig, nachdem eine größere Schichtenlast sich angehäuft hat, wird sie disloziert, so daß die jüngeren Gesteine discordant und mit einem Basalkonglomerat transgredieren und eine »neue Formation« einleiten<sup>4)</sup>. Die fazielle Vorbereitung der Kapfaltung beginnt vielleicht schon mit dem Unterdevon, das nur hier vollständig, sehr mächtig und z. T. marin entwickelt ist und das nur hier konkordant in die Karruformation fortsetzt<sup>5)</sup>. Zur Dwykazeit häufen sich hier Schiefer und mächtige »Driftbildungen«<sup>6)</sup>, während im Norden Abtragung spielt und nur eine dünne Grundmoräne liegen bleibt. Die Faltung erfolgt dann — zwischen Trias und Kreide — von außen gegen den Kontinent und zwar auf zwei uralten<sup>7)</sup>

1) KAYSER, Formationskunde 1913, S. 186.

2) Zu oberst die »Ventersdorpformation«, in der sich neuerdings ebenfalls glaziale Anzeichen gefunden haben sollen. Sie umschließt neben Konglomeraten und Sandsteinen den unten erwähnten Melaphyrmandelstein. Darunter die Gold-Konglomerate des Witwatersrandes in Transvaal, deren Beziehung zu den (älteren) Graniten bereits unsicher ist.

3) Im S. unter Zwischenschaltung von Schiefen und Sandsteinen.

4) Diese tektonischen Einschnitte kommen so gleichartig und rhythmisch, daß man versucht ist, an eine (isostatische?) Beziehung zur Sedimentation zu denken. Im Kapgebirge, wo mehrere Formationen sich ruhig sammeln, fällt die verspätete Faltung um so stärker aus.

5) Auch hat ROGERS eine Zunahme des Kornes von S. nach N. (und von O. nach W.) verzeichnet.

6) Vgl. weiter unten S. 348 ff.

7) Schon im Grundgebirge vorgezeichneten.

Richtungen. Der Hauptast folgt der Südküste und ist kräftig nordwärts überkippt, ein schwächerer Nebenast scheint nach NW. bis auf deutschen Boden zu reichen. In diesem Abschnitt ist die Faltung so milde, daß sie die Gesteine, unter ihnen auch glaziale Geschiebe, unverändert gelassen hat.

Basische Eruptionen haben zu verschiedensten Zeiten sehr ähnliche Gesteine geliefert und gelegentlich so riesige Flächen überschwemmt, daß ihre Reste stratigraphisches Ansehen gewinnen; so der schöne Melaphyrmandelstein, den die Diamantröhren von Kimberley durchschlagen und auf dem bei Riverton der Dwykagletscher seine unverwischten Spuren hinterlassen hat. — Die Granite sind — dem Fehlen einer carbonischen Faltung entsprechend — größtenteils vorcarbonisch und gehören dem Grundgebirge an. Jüngere Granite sind aus dem Buschfeldebatholithen in Transvaal bekannt, sowie aus dem Hereroland, wo sie in ungestörten Gesteinstafeln unter sehr eigenartigen Formen aufsitzen<sup>1)</sup>.

## II. Die unterdevonischen Glazialbildungen des Kaplandes

(Tafel XVIII, Fig. 2—8.)

liegen innerhalb des Tafelbergsandsteins und werden von dem fossilführenden Unterdevon gleichförmig überlagert. Von diesem sind sie noch durch etwa 100 m Schiefer und 300 m Sandstein und Konglomerate getrennt<sup>2)</sup>.

Der Tafelbergsandstein, bis zu 1700 m mächtig, ist der Buntsandstein Südafrikas, ein kalkfreies, tonarmes, sandig-konglomeratisches Sediment mit Kreuzschichtung, Wellenfurchen, Trockenrissen und Tongallen; mit gleichmäßigem, mittlerem bis gröberem Korn, guter Bankung und mit verloren eingestreuten Quarzgeröllen, die sich gelegentlich zu Konglomeratlagen zusammenschließen. Freilich fehlt dem Tafelbergsandstein die rote Farbe<sup>3)</sup> und es fehlen ihm Steinsalzabdrücke und andere bindende Beweise eines trockenen Entstehungsklimas<sup>4)</sup>, so daß ROGERS an Flüsse denkt, die in einem sinkenden Lande ihre Schuttfracht abgesetzt haben.

Im westlichen Kapland<sup>5)</sup> teilt ein 100 m dicker Schieferband den Tafelbergsandstein in zwei auch landschaftlich scharf abgegrenzte Tafeln, von

<sup>1)</sup> CLOOS, Geologie d. Erongo in Hereroland, Vorläuf. Mitt. Beitr. z. Geol. Erf. d. deutsch. Schutzgebiete, Heft 3, 1911.

<sup>2)</sup> Genau genommen liegt also nur die obere Altersgrenze der Glazialbildungen fest. Die geringe Mächtigkeit und gleichförmige Lagerung und Ausbildung der trennenden Schichten gestattet aber wohl, wie das fast allgemein geschieht, den ganzen Tafelbergsandstein noch zum tiefsten Unterdevon mit hinzuzuziehen.

<sup>3)</sup> Rötung als Ausnahme sah ich in der Oberstufe des T. am Zwartebergpaß, sowie im Hexrivertal, hier im Hangenden des Schieferbandes.

<sup>4)</sup> Trotzdem verdient die Vergesellschaftung eines solchen Sedimentes mit Gletscherspuren Beachtung. Die englischen Kapgeologen vergleichen den Tafelbergsandstein mit dem Old-red.

<sup>5)</sup> Nach SCHWARZ, 1906, auch im östlichen.

denen die obere noch etwa 330 m mächtig ist. Im unteren Drittel dieser Schieferzone liegen bei Clanwilliam im NW.-Kaplande die glazialen Geschiebe. Außerdem finden sich getrennt davon, unterhalb der Schieferzone, als verstreute Komponenten der unteren Sandsteintafel einzelne Geschiebe auf der »Tafel« des Tafelberges bei Kapstadt.

1. Die kahlen, felsigen Berge von Clanwilliam liefern folgendes Profil:

Oberer Tafelbergsandstein
Schiefer 100 m
Geschiebeton 30 m
Unterer Tafelbergsandstein.

Der obere Tafelbergsandstein ist in allem Wesentlichen eine Wiederholung des unteren.

Der Schiefer ist durch reichlichen Glimmergehalt feingeschichtet und von lichtgelber, etwas glänzender Farbe. Nach unten verliert er ganz allmählich Glimmer und Schichtung, nimmt kleine, dann auch größere, geschliffene und gekritzte Gerölle auf und wird so zu einem mürben Blocklehm, der frisch blaugrün, verwittert violettbraun gefärbt ist. Dies Gestein hält etwa 30—40 m an, dann folgt mit meist scharfer Grenze der helle, harte untere Tafelbergsandstein, der zunächst durch zahlreiche, bis walnußgroße Quarzgerölle konglomeratisch ist und dann in einen gewöhnlichen quarzitären Sandstein übergeht.

Der Blocklehm selbst ist mürbe und zerfällt leicht, so daß er viel unmittelbarer als das verhärtete Dwykakonglomerat an diluviale oder recente Grundmoränen erinnert. Freilich fehlt ihm jede Spur von Kalk, was aber ebenso gut an Auslaugung, wie an der Kalkarmut seiner Bildungstoffe liegen kann. Einschlüsse sah ich in allen Größen, von 40 cm Durchmesser<sup>1)</sup> herab bis zu mikroskopischer Kleinheit, und ihre Beziehung zur »Matrix« ist so, daß man aus jeder Entfernung und bei jeder mikroskopischen Vergrößerung das gleiche Bild erhält: Stets liegen Einschlüsse aller Größen in einem feinkörnigen Restbestand, der sich seinerseits auch wieder in Geschiebe und Matrix auflösen läßt. Erst bei stärkerer Vergrößerung bleibt im Dünnschliff eine honig- bis strohgelbe Restmasse aus trüben Mineralnadeln, offenbar Zersetzungsprodukten, zurück.

An Menge treten die Einschlüsse gegen die Füllmasse sehr zurück, im kleinen kehrt sich das Verhältnis um.

Die Einschlüsse sind zu einem Teil typische, nur kantengerundete Glazialgeschiebe, die von alten Kluft- oder Schichtflächen und gekritzten Schliffläichen begrenzt werden. (Fig. 2 u. 8.) Daneben aber finden sich reichlich geschliffene und gekritzte Gerölle, Stücke, die zuerst vom fließenden Wasser und dann erst vom Eis bearbeitet worden sind. (Fig. 6 u. 7.) An flachen Geröllen sind hierbei stets nur die Breitseiten gekritz,

<sup>1)</sup> ROGERS spricht von 2 Fuß Länge.

wie das auch von diluvialen und Dwykageschieben bekannt ist. An großen Geschieben habe ich Abrollung nie gesehen. Man darf sich wohl vorstellen, das Eis habe neben dem Anstehenden seines Einzugsgebietes unterwegs auch Flußschotter, wahrscheinlich die noch unverfestigten Konglomerate des unteren Tafelbergsandsteins<sup>1)</sup> aufgenommen und mitverfrachtet. Die umgekehrte Reihenfolge — zuerst Gletscherschliff, dann Abrollung im fließenden Wasser — kommt nicht in Betracht. Das Mengenverhältnis zwischen vorher gerollten und nicht gerollten ist an den beiden, voneinander nur 12 km entfernten Aufschlüssen, die ich besucht habe, ein ganz ungleiches, so daß die Gerölle vielleicht erst sehr spät, in geringer Entfernung vom heutigen Fundpunkt beigemischt worden sind<sup>2)</sup>.

Quarz steht unter den Geschieben weitaus an erster Stelle und herrscht unter den gerollten fast allein. Aber auch im übrigen ist das Übergewicht harter Gesteine größer als sonst bei rein glazialen Sedimenten: Quarzit, Hornstein, Chalcedon, quarzitisches Grauwacken, selten Granite und nach den Angaben der Literatur Diabasmandelstein. Nur in einer Probe und dann arg gequetscht und zerkratzt, fand ich ein schiefriges Gestein, während die milden Kalke und Tongesteine, an denen sich die schönsten Dwykaschrammen finden, völlig fehlen. An der Härte der Geschiebe mag es also hauptsächlich liegen, daß die Gletscherspuren nur eben kenntlich, selten in modellmäßig schöner Weise entwickelt sind.

Unter dem Mikroskop findet sich außer dem herrschenden Quarz etwas Feldspat (monokliner und trikliner), Zirkon, Glimmer und Erz. Im Dünnschliff ist das Gestein von einer Dwykaprobe, die ich während eines neuen Uferbaues in Durban sammeln konnte, fast überhaupt nicht zu unterscheiden. Nur einige Quarze sind schwach gerundet, was an der Dwykamatrix nicht der Fall ist, auch hierin im Einklang mit dem unvergrößerten Bilde.

Die Gesteine der Einschlüsse entstammen wahrscheinlich den ältesten Formationen des Kaplandes, die steil gefaltet von dem Tafelbergsandstein transgrediert werden. Sie sind aber wenig charakteristisch und nur mit Vorbehalt schließt ROGERS auf eine Herkunft aus NO.

Die Untergrenze des Blocklehms ist, soweit ich sie verfolgen konnte, so eben, wie es die Struktur der Unterlage überhaupt zuläßt. Außerdem liegen Oberer Sandstein, Schiefer und Unterer Sandstein streng parallel, so daß man von vollkommener Konkordanz zwischen Geschiebelehm und Unterlage sprechen muß. Zugleich habe ich trotz bewußten Suchens irgendwelche mechanische Einwirkungen auf die Unterlage — Glättung, Schrammung, Höcker- oder Rinnenbildung — nicht feststellen können. Es liegt somit der unterdevonische Geschiebelehm auf dem unteren Tafelbergsandstein ähnlich wie die südliche Facies

<sup>1)</sup> Den es ja auf jeden Fall hat schneiden müssen.

<sup>2)</sup> Auf »Klein Vley« (ROGERS 1905, Karte S. 8) herrschen die eckigen, auf »Bosch Kloof«, wo sie überhaupt seltener sind, runde Geschiebe. ROGERS schließt aus dem Fehlen ganz eckiger Stücke auf einen weiten Weg (1905, S. 7).

des Dwyka auf dem sog. Wittebergsandstein. Auch allmähliche Übergänge zur Unterlage, wie sie aus dem Dwyka beschrieben werden, lassen sich gelegentlich beobachten. Bei dem Aufschluß Bosch Kloof nimmt der liegende Sandstein oben Ton auf, verliert Sand und gewinnt an glazialen Einschlüssen gegenüber den normalen Quarzgeröllen. Der Übergang vollzieht sich hier innerhalb etwa 10 m. Ähnliches beschreibt ROGERS von dem Aufschlusse am »Pakhuis-Pass«. (Karte ROGERS 1905.)

In dieser Ausbildung und Lagerung ist der Blocklehm nur auf einer Fläche von etwa 600 qkm bekannt. (Allein der große Aletschgletscher bedeckt 115 qkm.) Dagegen ist die Schieferlage im Tafelbergsandstein fast über das ganze westliche Kapland<sup>1)</sup> auf eine Strecke von 500 km Länge verfolgt worden (ROGERS 1905, S. 6), und es bleibt abzuwarten, ob weitere glaziale Spuren in ihrem Verlaufe gefunden werden, bevor man über die ehemalige, oder auch nur die heutige Ausdehnung einigermaßen urteilen kann.

Wir betrachten zunächst die zweite Fundstelle unterdevonischer Geschiebe auf dem

## 2. Tafelberg bei Kapstadt.

Der bekannte Berg hat, obwohl ständiges Exkursionsziel für Laien und Gelehrte in Kapstadt<sup>2)</sup>, erst spät Beiträge zu unserer Frage geliefert. Dies liegt daran, daß die angeschliffenen und gekritzten Geschiebe nicht wie bei Clanwilliam auffällig und leicht gewinnbar in einer weichen dunkeln Matrix liegen, sondern in dem fast unveränderten Tafelbergsandstein selbst, der ja auch sonst an Geröllen keinen Mangel hat. Gekritzte Stücke sind bis jetzt nur in einer eng begrenzten Zone nahe unter dem Gipfelplateau gefunden worden, etwa 700 m über der Sohle des Tafelbergsandsteins und wahrscheinlich mehrere 100 m stratigraphisch unter dem Glazialhorizont von Clanwilliam.

Der »untere Tafelbergsandstein«, der über einem niedrigen Granit- und Glimmerschiefersockel den Berg aufbaut, zeigt am oberen Tafelrand mürbere, von den glatten, schroffen Wänden des Hauptgesteins durch ihre zerfressene Verwitterung abstechende Lagen, die jedoch im Handstück kaum etwas Besonderes erkennen lassen. In diesem Horizont zeigen die auch weiter unten reichlich eingestreuten Gerölle Gletscherschliff. Wieder ist es hauptsächlich Quarz, seltener Hornstein, Quarzit und Granit und zwar überwiegend mit den Spuren früherer Abrollung. Aber neben diesen, gewöhnlich nur tauben- bis hühnereigroßen Geröllen finden sich größere, eckige Geschiebe mit besonders schöner Schrammung, und am Tage meiner Abreise von Kapstadt wurde ein über fußlanger, prachtvoll gekritzter erratischer Block ins Kapstädter Museum eingeliefert. Eins meiner Stücke (Fig. 7) zeigt die auch von ROGERS erwähnte Dreikanterform, doch so, daß man eher an glaziale Facetten-

<sup>1)</sup> Nach SCHWARZ 1906 auch wieder im Osten der Hauptfaltungszone.

<sup>2)</sup> Ich durfte ihn unter der freundlichen und lehrreichen Führung von Herrn Dr. MARLOTH kennen lernen.

bildung, als an Windkanten denken möchte; möglicherweise haben — wie auf Sylt — Wind, Eis und Wasser daran gearbeitet<sup>1)</sup>. (Fig. 7.)

Das umschließende Gestein ist auch u. d. M. ein echter Sandstein mit zahlreichen gerundeten, daneben einigen scharfkantigen Quarzkörnern, die das Bild bis auf ganz wenig gelbe, zersetzte Restmasse ausfüllen. Die meisten Quarze enthalten Flüssigkeitsschnüre, viele sind undulös, oft noch miteinander zu Quarzit verzahnt wie in dem Tafelbergsandstein des Zwartebergpasses. Die Körner gehören wesentlich einer Größenordnung an; einzelne größere fallen darunter auf.

### 3. Die Deutung.

Sehen wir vorerst von den verlorenen Geröllen des Tafelberges ab, so weisen auf Eiswirkung nur die Schrammung der Geschiebe und die Moränenstruktur des Gesteins. Es fehlt eine geglättete Unterfläche, eine Diskordanz zum Liegenden und es fehlen alle biologischen Reste, die eine Klimaänderung anzeigen könnten. Dürfen wir trotzdem mit einiger Sicherheit von glazialen Bildungen sprechen? Ich glaube, ja. Denn einmal: Wie sollte man den Tatbestand anders erklären? Tektonische Vorgänge bleiben bei der überaus regelmäßigen Lagerung außer Betracht und gewöhnliche Bewegungen nassen oder trocknen Schuttes (Mure, Gekriech usw.) vermögen wohl einzelne Kritzen, aber schwerlich so gute, ebene Schlifflflächen zu erzeugen; auch bliebe dann der regelmäßige Schichtenverband und die weite Erstreckung unerklärt. Und zweitens haben wir ja in der südlichen Dwykafacies den Beweis vor Augen, daß und wie ganz ähnliche Sedimente durch Arbeit des Eises entstehen können, ja daß sie unter bestimmten, nicht eben zufälligen und seltenen Bedingungen in dieser Form entstehen müssen.

Genau wie dort legt sich die Moräne von Clanwilliam gleichförmig auf die fast 1000 m mächtigen Sand- und Kiesabsätze eines Flusses, also auf sinkenden Boden. Das tektonisch und vielleicht auch topographisch hochgelegene Quellgebiet aber, das der nördlichen Dwykafacies entsprechen würde, ist heute verdeckt — entweder durch den südatlantischen Ozean oder durch die Karruschichten des nördlichen Kaplandes. ROGERS neigt, wie erwähnt, dazu, die Geschiebe von hier, aus dem Innern des Kontinentes oder wenigstens aus Norden herzuleiten. Mit diesem, aus örtlichen Beobachtungen abgeleiteten Ergebnis stehen die allgemeinen Verhältnisse in vollem Einklang. Denn wie wir sahen, beginnt wahrscheinlich schon im Unterdevon die facielle Vorbereitung des späteren Faltengebirges. Ein Gegensatz bildet sich heraus zwischen einem zentralen Hochgebiete mit lückenhafter Schichtenfolge und diskordanter Lagerung und zwischen einer Randzone des Kontinents, in welcher der Boden fast ständig sinkt und die Sedimente vollständig, mächtig und gleichförmig aufnimmt<sup>2)</sup>. Unsere Glazialschichten liegen in dieser

<sup>1)</sup> Anscheinend aber hier das Eis zuletzt.

<sup>2)</sup> Der NW.-Ast des Faltengebirges scheint — als schwächerer Anhang — in der Facies seiner Schichten nicht vorgezeichnet zu sein.



niederen Saum- oder Schelfzone, ganz so, wie das südliche Dwyka in ihr liegt. Entsprechend kommt als Quellgebiet auch hier das kontinentale Hinterland in erster Linie in Betracht. Wenn uns dessen, schon von vornherein viel dünnere Reste nicht bekannt sind, so mag das zwar an der jüngeren Bedeckung liegen. Aber es ist zu bedenken, daß Ausgangsländer großer Eisdecken überhaupt — wie Skandinavien und die Alpen zeigen — der Zerstörung entgegengehen, und daß nur ihre tiefere Rand- und Außenfacies mit günstigeren Erhaltungsaussichten in die Schichtenfolge eintritt. Auch das zentrale Dwyka ist nur da übrig geblieben, wo die auf die Vereisung folgende, epirogenetische Senkung der Karroozeit (z. T. eine isostatische Wirkung der Eislast?) angedauert hat.

Die Geschiebe des Tafelberges, allein vielleicht nicht beweisend, werden in diesem Zusammenhange zu Vorboten des Ereignisses. Ob sie einer klimatischen Vorphase entstammen oder aber der gleichen, einheitlichen »Eiszeit«, und ob in diesem Falle mindestens der trennende Teil des unteren Tafelbergsandsteines als »fluvioglazial« zu gelten hat, bleibt vorläufig unbeantwortet.

Zusammenfassend und im Einklang mit der Auffassung des südlichen Dwyka und der Darstellung von ROGERS wird man den unterdevonischen Blocklehm von Clanwilliam als eine glaziale Driftbildung ansehen dürfen, die wahrscheinlich aus N. kommend, in einer wasserbedeckten Senke — ROGERS denkt an einen See — ihre Ton- und Geschiebelast abgeworfen hat. Für die paläogeographischen Einzelvorstellungen ist wichtig, daß die Geschiebe in dem Augenblick eintreffen, wo im ganzen Lande die Sand- und Geröllführung zur Ruhe kommt und vorübergehend durch Schlamm- und Glimmer-Ton ersetzt wird. Diese Tatsache läßt vermuten, daß der Tillit nicht zu Beginn der Vereisung auftritt, sondern in einem zufälligen, nur durch die Ablagerungsverhältnisse bestimmten Zeitpunkte während ihres Verlaufes. Diese Annahme findet eine Stütze in den vorausseilenden Geschieben des unteren Tafelbergsandsteines bei Kapstadt.

Will man aber die vorliegenden Reste für Klimafragen der Erde verwenden, so ist zu bedenken, daß selbst mit weitreichenden Neufunden die obere Grenze einer »Lokalvereisung« noch lange nicht erreicht wird. Dies um so weniger, als allgemeine Überlegungen es möglich, ja wahrscheinlich machen, daß das Quellgebiet der Geschiebe ein Hochland gewesen ist, das schon unter erleichterten Bedingungen Gletscher tragen und Geschiebe versenden konnte. Wesentlich abgeschwächt wird diese Überlegung andererseits durch die Tatsache, daß der Eisrand bis in ein ausgebreitetes Wasserbecken, also wahrscheinlich in sehr geringe Meereshöhen, wenn nicht in das Meer selbst, hinabgereicht hat<sup>1)</sup>.

1) v. LOZINSKY gebraucht mit Bezug auf die vorliegenden Funde den Ausdruck »Lokale Eiszeit«, und versteht darunter eine Abkühlung des Allgemeinklimas, die nicht groß genug war, um der Mithilfe örtlicher Faktoren entraten zu können.

### III. Die alt- oder vorpalaeozoischen Glazialbildungen des Kaplandes (Tafel XVIII, Fig. 1 u. 9)

liegen in der Gegend von Griquatown im nördlichen Kapland auf einer Fläche von 25 000 qkm (gleich der Größe der Rheinprovinz), sind also erheblich ausgedehnter als der Tillit des Unterdevons. Sie teilen aber mit diesem den Mangel einer geschrammten Unterlage sowie einer Ergänzung und Bestätigung des geologischen Bildes durch Spuren des Lebens. Zudem werden sie von schwer deutbaren Gesteinen begleitet, kieseligen, wahrscheinlich metamorphen Schichtgesteinen, Hornsteinen und daraus gebildeten Breccien, die kaum erraten lassen, welche Verhältnisse das Erscheinen des Tillits eingeleitet und abgeschlossen haben.

Trotzdem glaube ich, darf man auch hier ohne Vorbehalt für die glaziale Deutung eintreten. Denn — auch ohne die typische Moränenstruktur der Matrix und die treffliche, mit den Dwykageschieben wett-eifernde Schlifffbildung und Kratzung an den Einschlüssen: Wie anders erklärt sich das gänzlich unvermittelte Auftreten grober Gerölle in feinkörnigen oder kristallinen Sedimenten, wie die exotische Herkunft ihrer Gesteine? Selbst kaum 30 m mächtig, wird der Geschiebemergel von 1200—1500 m liegenden und mehr als 1000 m hangenden Schichten umschlossen, die jede gröbere terrigene Beimischung vermissen lassen, vielmehr ausschließlich aus Dolomiten, Kalken, Hornstein, Schiefen und spärlichen Sandsteinen und Quarziten bestehen. Dazu sind die Geschiebe größtenteils exotische Gesteine, die, soweit überhaupt bestimmbar, einen weiten Reiseweg voraussetzen: Kristalline Kalke und Hornsteine bilden die Mehrheit, nach ROGERS (1909, S. 96) unähnlich den 600 m stratigraphisch tiefer anstehenden. Aber auch falls sie von dort stammen, kommt man bei der völligen, auf große Erstreckung verfolgten Konkordanz mit dem Liegenden zu einem weiten Umwege. (ROGERS, 1906, S. 9.)

Herkunft und Weg des Eises sind noch ganz dunkel, denn zwischen den Kalken und Hornsteinen finden sich zwar gelegentlich Quarzite und Sandsteine, dagegen merkwürdigerweise niemals Granit, Schiefer und Diabas, die doch das tiefere Liegende fast allein aufbauen und in den übrigen Moränen Südafrikas nie fehlen. Nur im Dünnschliff ist Feldspat und Glimmer nachgewiesen. Will man nicht an seltsame Zufälle glauben oder an eine Aufarbeitung gerade dieser Gesteine während der Verfrachtung, so kommt man zu dem Schlusse, die Eisdecke habe auch im Ursprungsgebiete nicht bis ins Liegende der Transvaalformation hinabgegriffen, vielmehr hauptsächlich aus dieser selbst ihre Geschiebe bezogen. Damit verzichtet man allerdings auf ein hochliegendes, tief-erodiertes Hinterland, wie es fast allen Eisdecken eigen ist. Aber mit den örtlichen Verhältnissen scheint diese Hypothese in gutem Einklang zu stehen. Denn der liegende Dolomit ist eine mächtige, weitreichende Tafel, die allem Anschein nach noch lange nach ihrer Ablagerung im Zusammenhange Südafrika überdeckt hat und erst bei Anbruch der

nächst jüngeren Formation heftiger disloziert und flächenweise zerstört worden ist. Daß die obersten Transvaalschichten irgendwo diskordant auf den älteren (vordolomitischen) Untergrund übergriffen, ist mir nicht bekannt<sup>1)</sup>.

Einige Einzelheiten über den Tillit und seine Lagerung sind noch nachzutragen: Der Blocklehm selbst mutet im Handstück fremdartig an, weil er stark verkieselt (seine Grundmasse nach SCHWARZ in Jaspis umgewandelt), und durch reichen Eisengehalt rostbraun gefärbt ist. Wenig verändert soll das Gestein blau oder grau sein, ganz ähnlich dem mürben Lehm von Clanwilliam oder den frischen Dwykastücken. Entsprechend dem Reichtum an Kalk und Dolomit unter den Einschlüssen ist auch die Matrix (wie beim Dwyka) sehr carbonatreich, so daß man einen verhärteten Geschiebemergel vor sich hat. Die Struktur ist die ganz typische, ohne jede Schichtung, die Geschiebe ordnungslos verteilt. Die Geschiebe selbst — unter ihnen halbmeterlange »Findlinge« — sind kantengerundet, vielfach »facettiert« und auf den Facetten gekritzelt. Der Entdecker, ROGERS, versichert ausdrücklich, daß die Kritzung schon da ist, ehe die Einschlüsse aus der Matrix herausfallen. Trotz seiner weiten Flächenerstreckung ist der Tillit nirgends mächtiger als 30 m.

Die Gesteine im Hangenden und Liegenden des Tillits sind sich so ähnlich, daß offenbar auch hier nach Überwindung der kurzen glazialen Episode die früheren Verhältnisse zurückkehren. Eine mächtige andesitische Lavadecke dicht über der Moräne unterbricht den stratigraphischen Hergang nur äußerlich.

Die eigenartigen Begleitschichten des Tillits — Schiefer, Hornsteine, Kieselbänke und vereinzelte Quarzit- und Kalklagen — sind unter ungewöhnlichen, örtlich beschränkten Bedingungen entstanden. ROGERS denkt nur ganz allgemein an ruhiges Meereswasser, hält aber mit Einzelbeschreibungen zurück. Im Normalgebiet der oberen Transvaalformation in der Gegend von Pretoria und Johannesburg herrschen viel einfachere Verhältnisse: Mächtige Schieferbänder und Quarzittafeln wechseln dreimal; vulkanische Gesteine fehlen und es fehlt bis jetzt jede Spur des Eises. Falls diese negative Beobachtung der fortschreitenden Forschung standhält, gibt sie einen wichtigen Fingerzeig für die ursprüngliche Verbreitung der Eisdecke. Offenbar lag diese nur innerhalb der abnormen Facies und stand möglicherweise in ursächlicher Beziehung zu deren Entstehungsbedingungen. Die nächsten Erosionsränder der normalen Ausbildung sind von der glacialen 500 km entfernt.

Über das Alter dieser Glazialbildungen unterrichten uns folgende Tatsachen: Etwa 1000 m über dem Tillit beginnt diskordant eine Sandsteinformation, die von den Transvaalgeologen für Tafelbergsandstein, also für tiefstes Unterdevon, von ROGERS dagegen für eine eigene, ältere

<sup>1)</sup> Ausnahmsweise findet sich eine Discordanz innerhalb des Dolomits bei Lipfontein, Trans. Geol. Soc. South Afr., IX, Tafel II.

Formation angesehen wird. Je nach der Entscheidung dieser Frage würde der Glazialhorizont mehr oder weniger tief in oder unter das älteste Paläozoicum hinabrücken. ROGERS denkt an Silur oder Cambrium; auch Algonkium würde noch in Betracht kommen. Der 600 m unter dem Glazial endende Dolomit hat bekanntlich zwar noch immer nichts Bestimmbares geliefert, verspricht, aber doch für die Zukunft noch am ersten direktere Auskunft. Mit dem Alter des Dolomits würde der Tillit eine wenigstens nahe, untere Altersgrenze erhalten.

### Die palaeozoischen Eiszeiten Südafrikas.

Es lockt, zum Schlusse die schon länger bekannten und so viel reicher entwickelten Glazialbildungen der Permocarbonzeit zum Vergleiche heranzuziehen<sup>1)</sup>. Bekanntlich erscheint die Dwykamoräne in zwei Facies, einer nördlichen Hauptfacies, wo der Geschiebemergel diskordant auf einem unebenen, geschrammten Mosaik zahlreicher älterer, bunt dislocierter Formationen aufruht und wenig mächtig ist, und in einer südlichen »Driftfacies«, die, sehr mächtig, konkordant auf die stratigraphisch nächst älteren Schichten folgt und diese nicht geschrammt hat. Den beiden stratigraphischen Ausbildungsformen entspricht eine ungleiche Tektonik: Das nördliche Dwyka liegt auf gehobenem und zwar auf ungleich gehobenem Boden und hat sich seinen Ablagerungsraum erst selbst freilegen und glätten müssen. Das südliche fällt auf sinkenden Boden und füllt rein passiv eine vorgebildete Vertiefung aus. Dabei ist es möglich, ja wahrscheinlich, daß die Unterlage des südlichen Dwyka damals unter Wasser lag und die Geschiebe als »Driftmoräne« zum Absatz gekommen sind. Aber notwendig ist diese Annahme nicht. Es mag auch PHILIPPIS geänderte Ansicht zu Recht bestehen, daß die südliche Facies ebenfalls auf dem Lande gebildet ist<sup>2)</sup>. Sie würde dann ihre Sondereigenschaften nur dem Verhalten des Untergrundes verdanken: Seiner ebenen Oberfläche und seiner tiefen, fortdauernd weiter vertieften Lage, die der Eissole keinen ihre Erosionskraft belebenden Widerstand entgegensetzten.

In beschränktem Maße läßt sich diese Überlegung auch auf das unterdevonische Glazial von Clanwilliam übertragen, das ja ebenfalls von Sanden unter-, von Schiefen überlagert wird und zwar beiderseits konkordant. Aber daß die Grundmoräne nach den Seiten in geschiebefreien Schiefer übergeht, paßt doch mehr in den Rahmen der Drifttheorie. Drift hat wohl zweifellos das Geschiebeband von Griquatown erzeugt, da es ausschließlich von Ablagerungen stehenden Wassers, wahrscheinlich Meereswassers, begleitet wird.

<sup>1)</sup> Ich habe die Dwykaschichten an fünf, in weiten Abständen über S.-A. verteilten Aufschlüssen gesehen und stimme rückhaltlos in die begeisterte Bejahung ein, mit der PHILIPPIS von S.-A. und insbesondere von den prachtvollen Gletscherböden am mittleren Vaal zurückgekehrt ist.

<sup>2)</sup> Zentralblatt für Min. usw. 1908. S. 357.

Die Ausdehnung der drei Moränen ergibt, wenn man die Dwykaresten von Rhodesia und dem deutschen Namaland als »Zeugen« einer geschlossenen Decke rechnet, folgende Zahlen:

Permocarbon diskordante Facies 1 000 000 qkm,

Permocarbon konkordante Facies 100 000—200 000 qkm,

Alt-Unterdevon 600 qkm,

Alt- oder Vor-Paläozoicum 25 000 qkm.

Das Mißverhältnis zwischen den älteren Vereisungen und dem Dwyka verringert sich, wie man sieht, schon erheblich, wenn man nur die konkordante Dwykafacies in Vergleich zieht.

Die trotzdem noch bleibende geringere Ausdehnung der älteren Bildungen ist zu einem Teil ursprünglich: Für beide Horizonte sind eisfreie Schwesterbildungen nachgewiesen, für das Unterdevon sogar der seitliche Übergang in diese. Dagegen sind geschiefbefreie Absätze der Dwykazeit im südlichen Afrika beinahe unbekannt und das Dwykakonglomerat endet fast überall an Abtragungsrändern.

Petrographisch spiegelt sich diese ungleiche Ausdehnung in der Zusammensetzung der Geschiebe: Die beispiellose Buntheit des Dwykakonglomerats — einer Gesteinssammlung aus ganz Südafrika — wird von den älteren Bildungen nicht annähernd erreicht. Stratigraphisch aber kommt die überragende Bedeutung der Dwykavereisung wohl in nichts vernehmlicher zum Ausdruck, als — neben den außerafrikanischen Beziehungen, die nicht in diesen Zusammenhang gehören — in dem grundlegenden stratigraphischen Umschwung, der mit der Grundmoräne einsetzt und der durch den Namen der Karruformation gekennzeichnet wird. Etwas auch nur entfernt Vergleichbares fehlt in der Entwicklung der älteren Bildungen. Vielmehr kehren im Hangenden nach kurzer Zeit die Verhältnisse des Liegenden zurück, und die Stratigraphie geht über die glaziale Episode zur Tagesordnung über.

Zu einem anderen, wahrscheinlich größeren Teil sind aber auch die älteren Geschiebehorizonte erst nachträglich durch Erosion beschnitten, nicht zuletzt durch jene umfänglichen Zerstörungsvorgänge, die an der Untergrenze der Dwykamoräne spielen, und deren Werke in dem bunten, mächtigen Schuttwall des südlichen Dwyka aufgestapelt sind. Beide Begrenzungen — primäre und sekundäre — gehorchen den Linien der allgemeinen Entwicklung. Schon die devonischen Reste binden sich an jenen tiefen Saum des Kontinents, der dann für die Verteilung der Dwykafacies und der Kreide- und Tertiärschichten und bis heute maßgebend geblieben ist. Aber im Devon ist diese Beziehung noch undeutlich. Im Altpaläozoicum fehlt sie noch ganz, und seine Driftmoräne liegt im Herzen Südafrikas.

Ursächliche Beziehungen bestehen endlich zwischen der Häufigkeit eiszeitlicher Reste und der Stratigraphie in Südafrika. Wenn irgendwo, so müssen auf einem dauerhaften hochliegenden Kontinent, zumal wenn er reichlich terrigene Sedimente ausschüttet, Abkühlungen des Klimas,

auch des Allgemeinklimas stratigraphisch festgehalten werden. Man wird so weit gehen dürfen zu fragen: Ist die Art der Schichtbildung so glücklich und ihre Zusammensetzung und Erhaltung so vollständig, daß alle nachhaltigeren Klimatiefen festgehalten werden mußten? Dürfte man somit aus dem Fehlen glazialer Wirkungen in den Zwischenschichten auf das Fehlen glazialer Ursachen schließen?

Ich glaube, mit einigem Vorbehalt darf man, wenn überhaupt, so für Südafrika diese Frage bejahen.

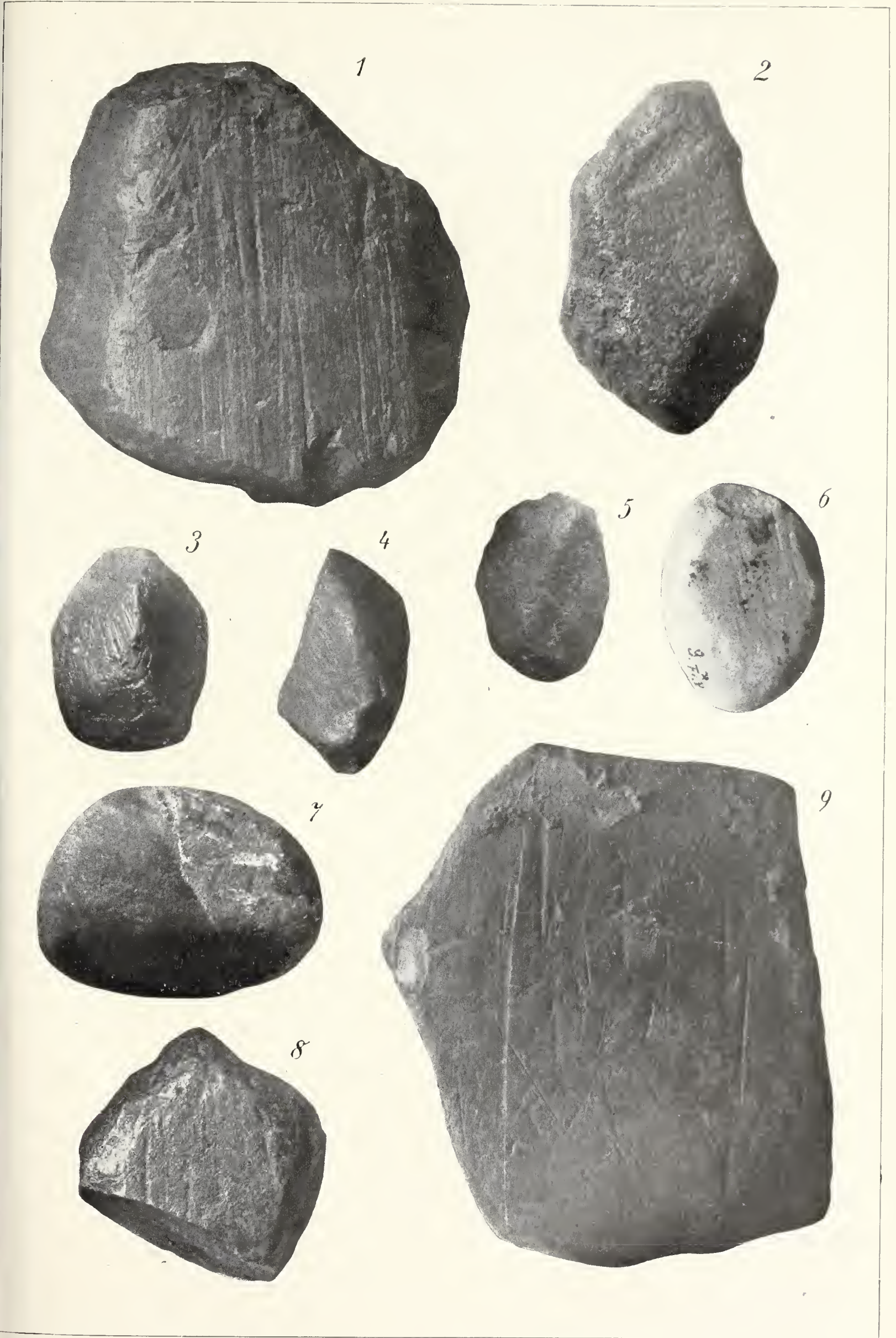
Darüber hinaus können die Verhältnisse kaum günstiger liegen, wenn es sich darum handelt, einem Rhythmus der Eiszeiten nachzuspüren. Denn relative Zeiten lassen sich wohl aus keiner Schichtenfolge leichter und genauer ausrechnen, als aus diesen ewig wiederkehrenden, unter fast gleichen Bedingungen aufgestapelten Konglomeraten, Sanden und Schiefen. So weit man bis heute sehen kann, sind die Tatsachen einem Rhythmus eher günstig als ungünstig. Aber in dieser Richtung liegt noch viel zukünftige Arbeit. Ein weiteres Ziel künftiger Forschung sehe ich, wenigstens für die älteren Eiszeiten Südafrikas, in der Ermittlung gleichzeitiger, nicht im engsten Sinne glazialer Klimawirkungen. Die breite Entwicklung eisfreier Nebenformen eröffnet da ein weites, noch kaum beackertes Feld im Sinne der Vorstellungen, die sich an die Ausdrücke »fluvioglaziale« Sedimente, »periglaziale« Verwitterung<sup>1)</sup> und an die Tatsache einer »pluvialen« Facies der pleistocänen Eiszeit anknüpfen.

Von den Ursachen der südafrikanischen Eiszeiten sollten in diesem Zusammenhange nur die kleineren, örtlichen berührt werden. Hohe Lage des Gletscherherdes<sup>2)</sup> ist für die Dwykazeit möglich — durch die Zusammensetzung der Geschiebe, wie durch die geologische Vorgeschichte und den Weg des Eises. Wahrscheinlich ist sie auch für die unterdevonische Vereisung, aus den gleichen Gründen. In beiden Fällen reicht aber das Gletscherende in Niederungen herab, die ohne allgemeine Abkühlung Eis kaum geduldet haben würden. Bei den altpaläozoischen Glazialbildungen spricht der seichte Ursprung der Geschiebe mehr gegen als für eine hohe Herdlage; vom Eisrande gilt das Gleiche wie oben. Für die Frage der Meeres- und Luftströmungen jener Zeiten und ihrer Wirkungen auf das örtliche Klima ist der Stand der Kenntnisse noch lange nicht reif; für die beiden älteren Vereisungen wird er es vielleicht niemals werden. Immerhin beleuchtet eine so umstürzende Tatsachengruppierung, wie die von ALFRED WEGENER versuchte<sup>3)</sup>, wie unsicher auch für das Permocarbon noch unsere Grundlagen sind.

1) Vgl. die Arbeiten von v. LOZINSKI.

2) Nicht notwendig im Sinne eines Hochgebirges.

3) A. WEGENER, Die Entstehung der Kontinente und Ozeane, Sammlung Vieweg, Braunschweig 1915, S. 000.



### Literatur.

1. Für die unterdevonischen Glazialbildungen:

A. W. ROGERS, On a glacial conglomerate in the Table mountain sandstone, Trans. South. Afr. Phil. Society, XI, 4, S. 236, 1902.

A. W. ROGERS, The glacial conglomerate in the Table mountain series near Clanwilliam. Trans. South. Afr. Phil. Society, XVI, 1, 1905, S. 1.

Annual Reports of the Geological Commission, Capetown, V, S. 79, 1900.

E. H. L. SCHWARZ, The three Palaeozoic ice-ages of South Afrika, The Journal of Geology, XIV, S. 686, 1906.

A. W. ROGERS und A. L. DU TOIT, An Introduction to the Geology of Cape Colony, London 1909, S. 133.

2. Für die alt- oder vorpaläozoischen Glazialbildungen:

A. W. ROGERS, The Campbell Rand and Griquatown Series in Hay. Trans. Geol. Soc. of S. Afrika, IX, 1906, S. 1.

E. H. L. SCHWARZ (vgl. oben), S. 686.

A. W. ROGERS und A. L. DU TOIT (vgl. oben) S. 96.

### Erklärung zu Tafel XVIII.

Die (großen) Geschiebe 1 und 9 sind ausgewählte Proben aus dem vor- oder altpaläozoischen Glazial von Griquatown und liegen im Museum zu Kapstadt. Die Aufnahmen habe ich mit freundlicher Erlaubnis der Museumsleitung hergestellt.

Alle übrigen Geschiebe stammen aus dem unterdevonischen Glazial des südwestlichen Kaplandes und sind vom Verfasser im Laufe von etwa 10 Stunden gesammelt, stellen also durchschnittliche Proben dar.

2, 3 und 8 von Klein Vley bei Clanwilliam, 4 von Bosch Kloof bei Clanwilliam, 5 und 6 vom Tafelberg bei Kapstadt, 7 Dreikanter vom Tafelberg bei Kapstadt (Unterseite).

Sämtliche Geschiebe in  $\frac{2}{3}$  der nat. Größe. 6 und 7 in der Freiburger Institutsammlung, die übrigen im Besitz des Verfassers.

## Wesen, Ursachen und Arten der Schichtung.

Von K. Andrée (Königsberg i. Pr.).

»... und besonders bezeichnend ist, daß man eine der alltäglichsten Erscheinungen, die bei jeder geologischen Untersuchung ungezählte Male beachtet und verwertet wird, einfach darum nicht oder nur im Vorübergehen als Problem behandelt, weil unsere Kenntnis der Gegenwart nichts zur Lösung Geeignetes an die Hand gibt, nämlich das Problem, wie in den Sedimentgesteinen die Bankung und Schichtung entsteht« — so schrieb M. SEMPER vor kurzem in seinem interessanten Buch über GOETHES geologische Studien. Und in der Tat: Fast durchweg wird die Schichtung als etwas so Gewöhnliches und Gegebenes aufgefaßt, daß über ihre Entstehung nur selten noch nachgedacht und nachgeforscht wurde. Gleichwohl stimmt es nicht ganz, daß unsere Kenntnis der Gegenwart nichts zur Lösung Geeignetes an die Hand gäbe. Vielmehr läßt sich auch heute schon über Wesen und Ursachen der Schichtung



# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Geologische Rundschau - Zeitschrift für allgemeine Geologie](#)

Jahr/Year: 1915

Band/Volume: [6](#)

Autor(en)/Author(s): Cloos Hans

Artikel/Article: [Die vorkarbonischen Glazialbildungen des Kaplandes 337-350](#)